Акционерная компания «АЛРОСА» (ЗАО) Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (ЯНИГП) ЦНИГРИ

Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях

Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»

18–20 марта 2008 г. г. Мирный

Якутск Издательство ЯНЦ СО РАН 2008

Соде	ржа	ние
Соде	pmu	

Предисловие.....

Глава 1. Проблемы кимберлито- и алмазообразования, эволюции платформенного магматизма – новые взгляды и факты

7
11
17
22
27
32
39
45

Глава 2. Геология, магматизм, глубинное и структурно-тектоническое строение алмазоносных и алмазоперспективных регионов

Бессмертный С.Ф., Поспеева Е.В., Овчинникова О.И. Изучение особенностей строения консоли-	
дированной коры Далдыно-Алакитского алмазоносного района по данным региональной сейсмораз-	
ведки МОВ-ОГТ и электроразведки МТЗ	55
Богатиков О.А., Кононова В.А. Потенциально алмазоносный магматизм Восточно-Европейской	
платформы (по результатам петролого-геохимического анализа)	62
Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Кононова В.А. Закономерности пространственного распределения	
вещественных характеристик кимберлитов Далдыно-Алакитского района (Якутия)	68
Ларченко В.А., Минченко Г.В., Саблуков С.М., Носова А.А., Гунин А.П. Новые кимберлитовые	
тела Зимнего Берега	76
Лисковая Л.В., Ротман А.Я., Богуш И.Н., Данилова О.В. Распределение и некоторые свойства пре-	
обладающих минералов основной массы кимберлитов и кимберлитоподобных пород	81
<i>Макушин А.А., Казаков И.И.</i> Щелочной алмазоносный магматизм Урала	87
Микоев И.И., Загайный А.К. Особенности глубинного строения и структурно-тектонические пред-	
посылки локализации алмазоносных магматитов Северо-Онегозерского кимберлитового района	93
Пыстин А.М., Махлаев Л.В., Цыганко В.С., Щербаков Э.С. Потенциально алмазоносные магмати-	
ческие комплексы и терригенные алмазоносные отложения Среднего Тимана	97
Розен О.М., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Ротман А.Я., Серенко В.П., Специус З.В. Якутская ким-	
берлитовая провинция – унаследованный фрагмент суперконтинента Колумбия (2,0–1,3 млрд. лет)	102
Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б., Банзерук В.И. Литосферная мантия Накынско-	
го кимберлитового поля (Якутия) по данным изучения мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская	106
Смелов А.П., Зайцев А.И., Олейников О.Б. Первые Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные по ксенолитам	
метаморфизованных щелочных основных и ультраосновных пород из кимберлитов Западно-	
Укукитского поля	114
Стогний Г.А., Стогний В.В. Плотностные и магнитные неоднородности литосферы Якутской ким-	
берлитовой провинции	120
<i>Третяченко В.В.</i> Литолого-фациальная характеристика и палеогеографические условия формирова-	
ния раннекаменноугольных промежуточных коллекторов Зимнебережного алмазоносного района	125
Устинов В.Н., Антащук М.Г., Ошуркова М.В., Третяченко В.В. Литология и стратиграфия позд-	
непалеозойских терригенных коллекторов Зимнебережного района в связи с поисками погребенных	
месторождений алмазов	131
Шаденков Е.М., Лукьянова Л.И. Петрогенетические особенности серии кимберлитов-лампроитов	
Костомукши	137

Глава 3. Геолого-петрографическая и минералого-геохимическая характеристика месторождений алмазов

6

Богуш И.Н., Помазанский Б.С., Ковальчук О.Е., Васильев Е.А. Структурные особенности природ-	
ных алмазов с различной гранной морфологией из некоторых месторождений Якутии	151
Гаранин В.К., Веричев Е.М., Гаранин К.В., Головин Н.Н., Палажченко О.В. Алмаз из месторож-	
дений Архангельской кимберлитовой провинции	157
Зезекало М.Ю., Специус З.В., Тарских О.В. Новые данные о вещественном составе кимберлитовых	
трубок Верхне-Мунского поля	162
Ковальчук О.Е., Липашова А.Н., Богуш И.Н. К вопросу о первоисточниках алмазов из россыпей	
Лено-Анабарского междуречья	169
Коптиль В.И., Кедрова Т.В., Помазанский Б.С., Богуш И.Н., Ковальчук О.Е., Антипин И.Ив.	
Сравнительный анализ типоморфных особенностей алмазов из кимберлитовых тел и разновозраст-	
ных россыпей Средне-Мархинского алмазоносного района	177
Корнилова В.П., Роговой В.В., Иванов А.С. Парагенетические ассоциации гранатов из коренных тел	
и шлиховых ореолов Накынского кимберлитового поля	183
Никифорова А.Ю., Тарских О.В. Типохимизм гранатов из кимберлитов ряда трубок Алакит-	
Мархинского поля в свете оценки перспектив их алмазоносности	191
Никулин И.И. Слоистые силикаты из потенциально алмазоносных нижнеюрских отложений Запад-	
ной Якутии	196
Посухова Т.В., Третяченко В.В., Гаранин В.К. Морфогенетические типы минералов-спутников	
алмаза в коренных и россыпных месторождениях севера Восточно-Европейской платформы и ее	
обрамления	201
Тарских О.В., Специус З.В. Типоморфные особенности индикаторных минералов из кимберлитов	
трубки Нюрбинская (Средне-Мархинский район, Якутия)	208

Глава 4. Прогнозирование и поиски месторождений алмазов на современном этапе развития алмазной геологии: проблемы, пути решения, новые результаты

Афанасьев В.П. Миграционные свойства индикаторных минералов кимберлитов в связи с прогнози-	016
рованием месторождении алмазов	216
Барышев А.С., Егоров К.Н. Проблемные вопросы научно-методического обеспечения алмазопоис-	
ковых работ	221
<i>Борис Е.И.</i> Направление детальных алмазопоисковых работ на правобережье нижнего течения р. Ирелях	225
раниции A.B. Контиль В.И. Районипорание Востопно-Европейской платформы по типоморф-	220
ним украстеристики отморор	227
ным характеристикам алмазов.	221
<i>горев п.и., Беретенников Б.А.</i> Мелкомасштаоное раионирование Сиоирской платформы на алма-	007
3Ы.	237
Егоров К.Н., Барышев А.С., Зинчук Н.Н., Кошкарев Д.А. Перспективы алмазоносности юга Сибир-	
ской платформы	244
Курганьков П.П., Кузьмин И.А. О перспективах открытия некимберлитовых источников алмазов в	
пределах Енисейской провинции (Енисейский кряж)	252
<i>Милашев В.А.</i> Проблема поисков погребенных коренных месторождений алмазов	261
Осовецкий Б.М. Проблемы прогнозирования и поисков алмазоносных кимберлитов в восточных	
районах Восточно-Европейской платформы	266
Савко А.Л., Шевырев Л.Т. Перспективы алмазоносности Воронежской антеклизы.	270
C παιντρέ ΡΦ Γανοπιμέμνο Π Η Βιοριμ ЮΜ Μοποροεί Η Ε Γασμιχρέα R Β. Ποῦ Η Γ. Κρυπιο-	
Силинов 1.4., наконческие телько на стави на ставова на слада Сиска во В.В., Це и на струшно и по става на струшно строка на струшно с	
масшионая прогнозная оценка территории на алмазы на основет и с-технологии (на примере юго-	274
западной части Алакит-Мархинского кимоерлитового поля)	2/4
Серов В.П. Перспективы коренной алмазоносности Оленекского поднятия	282
Хачатрян Г.К., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Ковальчук О.Е. Типизация коренных источников ал-	
маза северо-востока Сибирской платформы по распределению структурных дефектов в кристаллах	287
Хмельков А.М. О проблеме подвешенных ореолов и необходимости их использования в прогнозных	
построениях	292
1	

Глава 5. Прогнозно-поисковые технологии при геологоразведочных работах на закрытых территориях

Раздел 5.1. Подходы к оптимизации комплекса прогнозно-поисковых и лабораторно-аналитических исследований

Алымова Н.В., Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Методические основы использования информа-	
ции о составе пикроильменита в поисковых целях	295
Антипин И.И., Тарасов И.О., Антипин И.Ив. Модели шлиховых ореолов от различных кимберли-	
товых тел Мало-Ботуобинского района	300

Бурмистров А.А., Старостин В.И., Богуславский М.А., Самсонов П.А. Структурно-	
петрофизические исследования массивов карбонатит-кимберлитового формационного ряда как ос-	
нова для проведения поисковых работ на закрытых площадях	302
Вержак В.В., Минченко Г.В., Ларченко В.А., Сотников В.И., Гунин А.П. Опыт поисков месторож-	
дений алмазов в Архангельской алмазоносной провинции и на сопредельных территориях севера	
Восточно-Европейской платформы	308
Зинчук Н.Н. Задачи и возможности литолого-минералогических исследований при алмазопоиско-	
вых работах на закрытых территориях	314
Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т. Картирование скрытых сдвиговых ким-	
берлитоконтролирующих структур в Накынском поле	325
Константинов К.М. Магнетизм горных пород при решении прикладных задач поисков месторож-	
дений алмазов на закрытых территориях	332
Крюковский Д.А. Применение геохимических методов для прогнозно-поисковых работ на алмазы на	
территории объекта «Маят-Водораздельный» (Анабарский район Якутии)	339
Посухова Т.В. Метолика изучения и выявления морфогенетических типов важнейших минералов-	
спутников алмаза на территории Зимнебережного района Архангельской алмазоносной субпровин-	
	344
Стогний Вас.В., Жандалинов В.М. Многокомпонентные зонлирования метолом перехолных про-	
цессов при поисках кимберлитовых трубок	350
¬	

Раздел 5.2. Новые методы и способы обработки и интерпретации геолого-геофизических данных

контроля алмазоносных кимберлитовых тел	контроля алмазоносных кимберлитовых тел	Борняков С.А., Гладков А.С. Роль физического моделирования в решении вопросов структурного	
Гончаров Е.М. Инновации в области геологических информационных систем – один из важных факторов повышения эффективности алмазопоисковых работ	Гончаров Е.М. Инновации в области геологических информационных систем – один из важных факторов повышения эффективности алмазопоисковых работ	контроля алмазоносных кимберлитовых тел	357
факторов повышения эффективности алмазопоисковых работ	факторов повышения эффективности алмазопоисковых работ	Гончаров Е.М. Инновации в области геологических информационных систем – один из важных	
Давыденко А.Ю., Иванюшин Н.В., Иванюшина Е.Н., Подмогов Ю.Г. Расширение поисково- картировочных возможностей комплекса детальных гравимагнитных съемок на площадях разви- тия траппов на основе компьютерного моделирования и анализа полей	Давыденко А.Ю., Иванюшин Н.В., Иванюшина Е.Н., Подмогов Ю.Г. Расширение поисково- картировочных возможностей комплекса детальных гравимагнитных съемок на площадях разви- тия траппов на основе компьютерного моделирования и анализа полей	факторов повышения эффективности алмазопоисковых работ	366
картировочных возможностей комплекса детальных гравимагнитных съемок на площадях развития траппов на основе компьютерного моделирования и анализа полей	картировочных возможностей комплекса детальных гравимагнитных съемок на площадях разви- 369 тия траппов на основе компьютерного моделирования и анализа полей	Давыденко А.Ю., Иванюшин Н.В., Иванюшина Е.Н., Подмогов Ю.Г. Расширение поисково-	
тия траппов на основе компьютерного моделирования и анализа полей. 36 Давыденко А.Ю., Утюпин Ю.В. Развитие функциональных возможностей программного комплекса GravMag3D для решения поисковых задач на закрытых территориях. 37 Лоскутов Ю.И. Методика составления геоморфологических карт, специализированных на поиски алмазов. 38 Попков П.А., Слепцов С.В. Элементы прогнозирования и поисков погребенных месторождений россыпных алмазов с применением современных средств обработки геолого-геофизических данных в условиях северной части Якутской алмазоносной провинции. 38 Салихова В.В., Салихов Р.Ф. Метод структурных палеток при прогнозной оценке территории на алмазы при среднемасштабном картировании на основе ГИС-технологий. 39 Шахурдина Н.К. Количественный анализ признаков кимберлитоконтролирующих структур Средне-Мархинского алмазной» истории России. 40	тия траппов на основе компьютерного моделирования и анализа полей	картировочных возможностей комплекса детальных гравимагнитных съемок на площадях разви-	
Давыденко А.Ю., Утюпин Ю.В. Развитие функциональных возможностей программного комплек- 37 са GravMag3D для решения поисковых задач на закрытых территориях	Давыденко А.Ю., Утюпин Ю.В. Развитие функциональных возможностей программного комплек- 374 са GravMag3D для решения поисковых задач на закрытых территориях	тия траппов на основе компьютерного моделирования и анализа полей	369
са GravMag3D для решения поисковых задач на закрытых территориях	са GravMag3D для решения поисковых задач на закрытых территориях	Давыденко А.Ю., Утюпин Ю.В. Развитие функциональных возможностей программного комплек-	
Лоскутов Ю.И. Методика составления геоморфологических карт, специализированных на поиски алмазов. 38 Попков П.А., Слепцов С.В. Элементы прогнозирования и поисков погребенных месторождений россыпных алмазов с применением современных средств обработки геолого-геофизических данных в условиях северной части Якутской алмазоносной провинции. 38 Салихова В.В., Салихов Р.Ф. Метод структурных палеток при прогнозной оценке территории на алмазы при среднемасштабном картировании на основе ГИС-технологий. 39 Шахурдина Н.К. Количественный анализ признаков кимберлитоконтролирующих структур Средне-Мархинского алмазоносного 40 на. 40 40 40 на. 40 40 40 на. 40 40 40	Лоскутов Ю.И. Методика составления геоморфологических карт, специализированных на поиски 381 Попков П.А., Слепцов С.В. Элементы прогнозирования и поисков погребенных месторождений 381 Попков П.А., Слепцов С.В. Элементы прогнозирования и поисков погребенных месторождений 381 россыпных алмазов с применением современных средств обработки геолого-геофизических данных в условиях северной части Якутской алмазоносной провинции. 387 Салихова В.В., Салихов Р.Ф. Метод структурных палеток при прогнозной оценке территории на алмазы при среднемасштабном картировании на основе ГИС-технологий. 396 Шахурдина Н.К. Количественный анализ признаков кимберлитоконтролирующих структур Средне-Мархинского алмазной» истории России. 403 на	ca GravMag3D для решения поисковых задач на закрытых территориях	374
алмазов	алмазов	Лоскутов Ю.И. Методика составления геоморфологических карт, специализированных на поиски	
Попков П.А., Слепцов С.В. Элементы прогнозирования и поисков погребенных месторождений россыпных алмазов с применением современных средств обработки геолого-геофизических данных в условиях северной части Якутской алмазоносной провинции	Попков П.А., Слепцов С.В. Элементы прогнозирования и поисков погребенных месторождений россыпных алмазов с применением современных средств обработки геолого-геофизических данных в условиях северной части Якутской алмазоносной провинции	алмазов	381
россыпных алмазов с применением современных средств обработки геолого-геофизических дан- ных в условиях северной части Якутской алмазоносной провинции	россыпных алмазов с применением современных средств обработки геолого-геофизических дан- ных в условиях северной части Якутской алмазоносной провинции	Попков П.А., Слепцов С.В. Элементы прогнозирования и поисков погребенных месторождений	
ных в условиях северной части Якутской алмазоносной провинции	ных в условиях северной части Якутской алмазоносной провинции	россыпных алмазов с применением современных средств обработки геолого-геофизических дан-	
Салихова В.В., Салихов Р.Ф. Метод структурных палеток при прогнозной оценке территории на алмазы при среднемасштабном картировании на основе ГИС-технологий	Салихова В.В., Салихов Р.Ф. Метод структурных палеток при прогнозной оценке территории на 396 алмазы при среднемасштабном картировании на основе ГИС-технологий	ных в условиях северной части Якутской алмазоносной провинции	387
алмазы при среднемасштабном картировании на основе ГИС-технологий	алмазы при среднемасштабном картировании на основе ГИС-технологий	Салихова В.В., Салихов Р.Ф. Метод структурных палеток при прогнозной оценке территории на	
Шахурдина Н.К. Количественный анализ признаков кимберлитоконтролирующих структур Средне-Мархинского алмазоносного райо- 40 на	Шахурдина Н.К. Количественный анализ признаков кимберлитоконтролирующих структур Средне-Мархинского алмазоносного райо- 403 на Юзмухаметов Р.Н. Основные этапы «алмазной» истории России	алмазы при среднемасштабном картировании на основе ГИС-технологий	396
Средне-Мархинского алмазоносного райо- 40 на	Средне-Мархинского алмазоносного райо- 403 на	Шахурдина Н.К. Количественный анализ признаков кимберлитоконтролирующих структур	
на <i>Юзмухаметов Р.Н.</i> Основные этапы «алмазной» истории России	на	Средне-Мархинского алмазоносного райо-	403
<i>Юзмухаметов Р.Н.</i> Основные этапы «алмазной» истории России	Юзмухаметов Р.Н. Основные этапы «алмазной» истории России	на	
	Abstracts of the papers	Юзмухаметов Р.Н. Основные этапы «алмазной» истории России	408
Abstracts of the papers	<i>Авторский</i> указатель	Abstracts of the papers	413
<i>Авторский</i> указатель	Список организаций – участников конференции 424	Авторский указатель	423
Список организаций – участников конференции 12	concert optannsugnin j taetinikob konwepengini	Список организаций – участников конференции	424

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Алымова Н.В.	295	Лоскутов Ю.И.	381
Антащук М.Г.	131	Лукьянова Л.И.	137
Антипин И.И.	300	Макушин А.А.	87
Антипин И.Ив.	177, 300	Манаков А.В.	32, 102
Антонова Т.А.	146	Махлаев Л.В.	97
Анфилогов В.Н.	7	Милашев В.А.	261
Афанасьев В.П.	216	Микоев И.И.	93
Банзерук В.И.	106	Минченко Г.В.	76, 308
Барышев А.Н.	11	Морозова Н.Е.	274
Барышев А.С.	221, 244	Никифорова А.Ю.	191
Бессмертный С.Ф.	55	Никулин И.И.	146, 196
Богатиков О.А.	62	Носова А.А.	76
Богуславский М.А.	302	Овчинникова О.И.	55
Богуш И.Н.	81,151, 169, 177	Олейников О.Б.	114
Борис Е.И.	225	Осовецкий Б.М.	266
Борняков С.А.	357	Ошуркова М.В.	131
Бурмистров А.А.	302	Палажченко О.В.	157
Бушков К.Ю.	325	Подмогов Ю.Г.	369
Васильев Е.А.	151	Помазанский Б.С.	151, 177
Веретенников В.А.	237	Попков П.А.	387
Вержак В.В.	308	Поспеева Е.В.	55
Веричев Е.М.	157	Посухова Т.В.	201.344
Гапотченко П.И.	274	Пыстин А.М.	97
Гаранин В.К.	157.201	Ракин В.И.	27
Гаранин К.В.	157	Роговой В.В.	183
Герасимчук А.В.	227	Розен О.М.	32, 102
Глалков А.С.	357	Ротман А.Я.	81, 102
Головин Н.Н.	157	Саблуков С.М.	76, 106
Голубева Ю.Ю.	68	Саблукова Л.И.	106
Гончаров Е.М.	366	Савко А.Д.	270
Горев Н.И.	32, 237	Салихов Р.Ф.	274.396
Гунин А.П.	76, 308	Салихова В.В.	274, 396
Лавыленко А.Ю.	369. 374	Самсонов П.А.	302
Ланилова О.В.	81	Серенко В.П.	102
Егоров К.Н.	221. 244	Серов В.П.	282
Жандалинов В.М.	350	Слепнов С.В.	387
Зайцев А.И.	114	Смелов А.П.	114
Загайный А.К.	93	Сотников В.И.	308
Зезекало М.Ю.	162	Специус З.В.	39, 102, 162, 208
Зинчук Н.Н.	32, 102, 244, 287, 314	Старостин В.И.	302
Зюзин Ю.М.	274	Стегнишкий Ю.Б.	106
Иванов А.С.	183	Стогний Г.А.	120
Иванов В.М.	17	Стогний В.В.	120
Иванющин Н.В.	369	Стогний Вас.В.	350
Иванюшина Е.Н.	369	Тарасов И.О.	300
Игнатов П.А.	325	Тарских О.В.	162, 191, 208
Казаков И.И.	87	Толстов А.В.	325
Каргин А.В.	68	Третяченко В.В.	125, 131, 201
Кедрова Т.В.	177	Устинов В.Н.	45, 131
Ковальчук О.Е.	151, 169, 177, 287	Утюпин Ю.В.	374
Кононова В.А.	62. 68	Хачатрян Г.К.	287
Константинов К.М.	332	Шаленков Е.М.	137
Коптиль В.И.	177. 227. 287	Шахурдина Н.К.	403
Корнилова В.П.	183	Шербаков Э.С.	97
Костровинкий С.И.	22, 295	Шевырев Л.Т.	270
Кошкарев Л.А.	244	Шой И.Г.	274
Крюковский Л.А.	339	Цыганко В.С.	97
Кузьмин И.А.	252	Хмельков А.М.	292
Курганьков П.П.	252	Юзмухаметов Р.Н.	408
Ларченко В.А.	76.308	Яковлев Л.А.	295
Липашова А.Н.	169	Яныгин Ю.Т.	325
Лисковая Л.В.	81		<i></i>

СПИСОК ОРГАНИЗАЦИЙ – УЧАСТНИКОВ КОНФЕРЕНЦИИ

Учреждения Российской академии наук

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, г. Якутск Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, г. Новосибирск Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, г. Москва Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Высшие учебные заведения

Воронежский государственный университет, г. Воронеж Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск Коми государственный педагогический институт, г. Сыктывкар Кубанский государственный университет, г. Краснодар Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва Санкт-Петербургский горно-геологический институт (технический университет), г. С.-Петербург Пермский государственный университет, г. Пермь Российский государственный геологоразведочный университет (РГГРУ-МГРИ), г. Москва

Ведомственные научные учреждения

Автономная некоммерческая организация «Международный институт тектонофизики» (МИТЕК), г. Иркутск Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), г. С-Петербург

Государственное предприятие Красноярского края «Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья» (ГПКК КНИИГиМС), г. Красноярск

Инновационная научно-производственная компания «Русгео» (ООО ИНПК «Русгео»), г. Москва

ОАО «Алмазы Анабара», г. Якутск

ОАО «Архангельскгеодобыча», г. Архангельск

ОАО «Башкиргеология», г. Уфа

ООО «Геологоразведка», г. Иркутск

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП «СНИИГГиМС»), г. Новосибирск

Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ МПР), г. Москва

Геологические подразделения АК «АЛРОСА»

«АЛРОСА-Поморье», г. Архангельск

Амакинская геологоразведочная экспедиция, п. Айхал

Ботуобинская геологоразведочная экспедиция, г. Мирный

Нюрбинский горнодобывающий комбинат, г. Мирный

Отдел поисковой геологии, г. Мирный

Центр подготовки кадров, г. Мирный

Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (ЯНИГП ЦНИГРИ), г. Мирный

Для заметок

Для заметок

Научное издание

Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях

Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» 18–20 марта 2008 г. г. Мирный

Редакторы: С.И. Кононова, М.В. Хорчоева, Л.П. Филиппова Компьютерная верстка: С.Е. Большедворская, Е.Г. Шарко Оформление обложки А.С. Олесов, М.А. Мальцева

Перевод аннотаций на английский язык Н.И. Кобылкин

Подписано в печать 6.02.2008 г. Формат 60х84 ¹/₈. Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура «Таймс». Усл.п.л. 49,75+вкл. (0,93). Уч.-изд.л. 51,93+вкл. Тираж 300 экз. Заказ № 206.

Издательство ЯНЦ СО РАН

677980, г. Якутск, ул. Петровского, 2, тел./факс: (411-2) 36-24-96 E-mail: kuznetsov@psb.ysn.ru

ГЛАВА 1

ПРОБЛЕМЫ КИМБЕРЛИТО- И АЛМАЗООБРАЗОВАНИЯ, ЭВОЛЮЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО МАГМАТИЗМА – НОВЫЕ ВЗГЛЯДЫ И ФАКТЫ

УДК 549.211 + 551.21

ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА КИМБЕРЛИТОВ И КИМБЕРЛИТОВЫХ АЛМАЗОВ

В.Н. Анфилогов

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Современные представления о генезисе кимберлитов и кимберлитовых алмазов базируются на трех постулатах: 1 – алмазоносные кимберлиты располагаются в пределах кратонов с архейской корой; 2 – кимберлитовые алмазы образовались при P-Т-условиях устойчивости алмаза; 3 – кимберлиты формировались на глубине 150–200 км и являются наиболее глубинными из всех известных магматических пород. Второй постулат предполагает, что алмазы в континентальной литосфере сохраняются стабильными 3,5 млрд. лет и температура на глубине 150 км в течение этого времени не превышает 1300°С. Совмещенность алмазоносных провинций с провинциями траппового магматизма категорически противоречит этому постулату. Анализ состава минералов, включенных в кристаллы алмаза, свидетельствует о том, что включения в центральных зонах алмаза имеют метеоритную и импактную природу, а включения в промежуточной и периферийных зонах не имеют мантийной природы. Состав расплавных включений позволяет утверждать, что кимберлиты и кимберлитовые в процессе катастрофической метеоритной бомбардировки Земли в период 4,0–3,5 млрд. лет.

Кимберлиты являются одними из наиболее проблемных, с точки зрения петрологии и геодинамики, пород. В настоящее время известно около 5000 кимберлитовых тел [1], общий объем которых не превышает 10⁴ км³. Это ничтожный объем соизмеримый с объемом 5 вулканических построек, имеющих размер Ключевского вулкана. Все алмазоносные кимберлиты расположены в пределах кратонов, в основании которых лежит архейская кора. Эта особенность известна как правило Клиффорда, которое ни в одном случае не нарушено. Алмазоносные лампроиты Австралии, расположенные в протерозойском подвижном поясе Холлс Крик, являются исключением, которое, тем не менее, подтверждает правило Клиффорда, поскольку подвижный пояс также развивался по архейскому кратону.

Традиционно считается, что кимберлиты являются наиболее глубинными породами, образующимися на глубине не менее 150–200 км при давлении 40–60 кбар. В качестве главного доказательства этого положения принимается присутствие в кимберлитах алмазов, которые, как предполагается во всех моделях генезиса кимберлитов, образовались при P-T-условиях устойчивости алмаза. Специфической особенностью кимберлитов является наличие в них включений глубинных пород, представленных лерцолитами, вебстеритами, эклогитами и гроспидитами [2]. Включения содержат кристаллы алмаза, что также является основанием утверждать, что они извлечены с глубины 150–200 км. Все это налагает жесткие условия на температуру, которая должна быть в верхней мантии архейских кратонов в течение всего времени существования в ней алмазов. В интервале 150–200 км поле температур, в котором устойчив алмаз, ограничивается геотермой, рассчитанной для теплового потока 36 mW/m², линией равновесия графит–алмаз и линией солидуса перидотита (рис. 1) [3]. Учитывая, что минимальный возраст кимберлитов равен около 60 млн. лет, а возраст архей-



ской коры достигает 3,5 млрд. лет этот тепловой режим должен сохраняться с 3,5 млрд. лет, до кайнозоя.

Состав глубинных включений варьирует в широких пределах: 41,9–49,4 % SiO₂; 0,7–29,4 % Al₂O₃; 8,9– 45,9 % MgO и 0,9–14,0 % CaO [2]. Процесс образования кимберлитов происходит при активном участии воды и

Рис. 1. Предполагаемое распределение температур до глубины 200 км: 1–5 – геотермы для разных величин теплового потока; 6 – геотерма для трапповых провинций; точки – значения температур, рассчитанные по биминеральным равновесиям в эклогитах [2] CO₂, которые в составе глубинных включений практически отсутствуют, но также рассматриваются как компоненты, присутствующие в мантии на глубине 200 км. К этому следует добавить, что кимберлиты, по сравнению с неистощенной мантией и ксенолитами, содержат на два порядка больше La, Ce, Nd, Th, Cs, U и F, на порядок – Rb, Ba, P, и K [4]. Все это предполагает, что мантия под кратонами имеет крайне неоднородный состав, причем эта неоднородность возникла в ней 3,5 млрд. лет назад.

В соответствии с изложенными выше представлениями обсуждаются два варианта генезиса кимберлитов и природы неоднородности верхней мантии. Л. Тэйлор с соавторами [5, 6] предполагают, что часть эклогитов, включения которых встречаются в кимберлитах, представляют собой фрагменты древней океанической коры, субдуцированной под кратоны. Более последовательной представляется точка зрения С. Хаггерти [7]. Он считает, что в архее в результате вертикальных движений происходила быстрая аккреция коры, в результате которой основание коры опустилось до уровня термодинамической устойчивости алмаза. Граница литосферы и астеносферы оказалась на глубине 150–200 км и имела температуру около 1300 °C.

Рассмотрим, насколько обоснованными являются эти точки зрения. Идея субдукции океанической коры под континенты основана на геодинамической модели тектоники плит. Согласно этой модели, зоны субдукции возникают на границе двух конвективных ячеек, в которых литосферные плиты движутся в противоположных направлениях (рис. 2). Допускается вариант, когда континентальная плита остается неподвижной, а океаническая – двигается в направлении к континентальной. Но в обоих случаях субдуцируемая плита принадлежит конвективной ячейке, которая перемещает ее в направлении континентальной плиты. Поэтому, первоначально погружаясь под континентальную плиту, она неизбежно должна либо оторваться от своей конвективной ячейки и остаться на месте, либо на глубине изменить направление своего движения на противоположное и уйти под океаническую, но не под континентальную плиту.



Рис. 2. Схематическое представление движения вещества при мантийной конвекции

Главным возражением против второй точки зрения, равно как и против первой, является реальный температурный режим, который имел место в период внедрения кимберлитов. Геотермы, приведенные на рис. 1, рассчитаны для стационарных условий, когда на территории, для которой определены величины тепловых потоков, отсутствуют тепловые возмущения, связанные с активным вулканизмом или подъемом мантийных диапиров. В двух крупнейших кимберлитовых провинциях: в Якутской в пермское время и в триасе и в Южно-Африканской в триасе и юре, имело место излияние гигантских объемов траппов – пород, которые образовались путем частичного плавления первичного вещества верхней мантии. Согласно экспериментальным данным, оно начинается на глубине около 100 км при температуре 1450–1500 °C [8]. Гигантские площади, на которых проявлен трапповый магматизм, дают основания утверждать, что во время внедрения кимберлитов такие температуры в мантии были характерными для всего кратона и, следовательно, алмазы не могли сохраниться или образоваться на глубине 150-200 км, так как эта область находилась вне поля устойчивости алмаза (рис. 1). Следует добавить, что максимально насыщенная алмазоносными кимберлитовыми телами послеюрского возраста территория Южной Африки полностью находится в пределах интенсивного проявления траппового магматизма триасового и юрского возраста (рис. 3). В такой ситуации расчеты геотерм по величине современных тепловых потоков, измеренных на территориях алмазоносных кратонов, не имеют смысла. Не соответствуют реальным температурам и величины, полученные для эклогитов с помощью биминеральных геотермометров и геобарометров, тем более, что этот метод дает значения температуры и особенно давления с большими ошибками [9, 10].

Высокая температура, которая была в период внедрения кимберлитов на глубине 100–200 км, ставит под сомнение возможность образования или сохранения алмазов в области их стабильности. Единственной альтернативой этому варианту является предположение о том, что зародыши алмазов существовали в основании коры кратонов на глубине 40–60 км при давлении 15–20 кбар и кимберлиты были той средой, в которой эти зародыши могли расти. Этот вариант был рассмотрен нами в работе [11]. Возможно, что первоначальная мощность коры, в основании которой зарождались кимберлиты, достигала 60 км, но в результате подъема мантийного вещества, сопровождавшего трапповый магматизм, она уменьшилась до современных размеров.



б



Рис. 3. Область распространения кимберлитов Южной Африки (а) и траппов системы Карру (б)

В настоящее время в литературе дискутируются две точки зрения на роль кимберлитов в процессе роста кристаллов алмаза. Первая предполагает, что алмазы росли в мантии, а кимберлиты были лишь «транспортером», выносившим их к поверхности. Согласно второй точке зрения, алмазы росли в кимберлитовой среде. Мы считаем, что алмазы росли в веществе кимберлита, но не в том виде, в котором оно присутствует в кимберлитовых трубках, а в том состоянии, в котором оно находилось в очагах их формирования. Можно возразить, что не существует экспериментального подтверждения возможности нарастания алмаза на зародыши в веществе кимберлитов при P-T-условиях, которые существовали в основании коры кратонов. Это действительно так, но и не существует экспериментов, в которых кто-либо пытался проверить эту возможность. В то же время известно, что алмаз способен нарастать на затравках не только при высоких, но и при нормальных давлениях [12].

Коровая природа кимберлитовых алмазов подтверждается составом минералов, которые установлены в виде включений в кристаллах алмаза. В них установлены следующие минералы [13]:

самородные элементы: графит, лонсдейлит, аFe, Cu, Fe-Cr, Cr-Fe-Ti, Cr, тэнит (Fe-NI), тв. раствор Bi-Te-Sb, Cu-Zn, когенит (11 минералов);

оксиды: вюстит, Zn-Fe-шпинель, магнетит, гематит, кварц, коэсит, Cr-шпинель, псевдобрукит, рутил, хромит, ильменит, куприт, гетит, перовскит, корунд, периклаз (16 минералов);

сульфиды: пирротин, FeNiS, пирит, халькопирит, Fe₂NiS₄, Ni₃S₄, Cu₂S, MoS₂, ZnS, джерфишерит (11 минералов);

галогениды: NaCl, KCl, CaF₂, MgF₂, CaCeF₂ (5 минералов);

фосфаты: монацит, фторапатит, апатит, флоренсит (4 минерала);

карбонаты и сульфаты: кальцит, доломит, магнезит, Mg-Ca-сидерит, гипс, барит (6 минералов);

силикаты: оливин, энстатит, омфацит, пироп, диопсид, серпентин, кианит, дистен, мелилит, флогопит, биотит, мусковит, хлорит, актинолит, титанит, циркон, K-Na полевой шпат, альбит, санидин, кальсилит, гроспидит, рихтерит, жадеит, K-Cr лопарит, Cr – чевкинит, рёнит, церит, лавсонит, каолинит (29 минералов). Всего в качестве включений в алмазе обнаружено 82 минерала. Часть этих включений являются эпигенетическими, но и они отражают минеральный состав среды, в которой находился данный кристалл алмаза. Трудно предположить, что этот набор минералов мог существовать в условиях мантии на глубине 200 км.

Кристаллы алмаза, как правило, имеют сложное строение, отражающее изменение условий его роста [14]. Наиболее четко в них выделяются три зоны роста: центральная, промежуточная и периферийная. Центральная зона обычно представлена сферокристаллом или кубами с гранями ромбододекаэдра. Структура ее дефектная. Часто она имеет волокнистое строение, свидетельствующее об очень быстром росте в условиях далеких от термодинамического равновесия [14]. Включения минералов в центральной зоне также резко отличаются от включений в промежуточной и периферических зонах. Они представлены вюститом, графитом и парагенезисами тэнит+ пирротин, углеродистое железо+ монокристалльный графит, Zn-Fe шпинель + железо + медь. Анализируя строение центральных зон алмазов, В.В. Бескрованов пришел к выводу, что они могли возникнуть только в твердой фазе [14].

Каждый кристалл алмаза, содержащий включения других минералов, является своеобразным пробоотборником, отбирающим пробы из своего ближайшего окружения. Если центральные зоны алмаза, являющиеся зародышами кристаллов, действительно образовались в твердой фазе, то все минералы, характерные для центральных включений, должны присутствовать в каждом микрообъеме, в котором в результате твердофазных превращений возникает кристалл алмаза. Если эти зародыши образовались в веществе мантии, то мы вынуждены будем утверждать, что тэнит, вюстит, карбиды железа, пирротин и графит также следует рассматривать как широко распространенные минералы мантии и, следовательно, мантия под алмазоносными кратонами имела не эклогитовый, а скорее, метеоритный состав. Совершенно очевидно, что для такого утверждения нет никаких оснований и нам представляется более обоснованным высказанное ранее предположение о том, что зародыши алмазов являются продуктами катастрофической метеоритной бомбардировки поверхности Земли в период 4,0-3,5 млрд. лет, которые затем, в процессе формирования осадочнометаморфического слоя, оказались в основании земной коры кратонов [15]. В процессе метеоритной бомбардировки на поверхность Земли попадают алмазы из метеоритов и образуются импактные алмазы. Попадая в основание коры, на глубину 40-60 км, они подвергаются перекристаллизации с укрупнением величины зерна, но поскольку этот процесс происходит в твердой фазе, структура вновь образованных зерен и агрегатов остается несовершенной.

Наиболее сложным является вопрос о месте и условиях, в которых происходит рост основных частей кристаллов алмаза, представленных промежуточной и периферийной зонами. В литературе постоянно обсуждается идея о том, что основу алмазообразующего флюида должна представлять газовая система C-H-O [16, 17]. В последние годы появились работы, в которых приводятся данные по составу флюидных включений в алмазе. Они содержат 30–40% воды, 19–22% хлора, 14–17% щелочей, 22–25% Fe-Ca-Mg карбонатов, 3–4% кремния [18, 19]. Исследованы также включения в оливине из массивного кимберлита трубки Удачная, в которых установлены карбонаты Na и K, Ca-Mg-Fe карбонаты, хлориды и сульфаты. Предполагаемая температура захвата включений 700–900 °C [18]. В опытах И.Я. Некрасова и Н.С. Горбачева в равновесии перидотита с водно-углекислотно-хлоридным флюидом при температуре 800°C и давлении 15 кбар флюид имеет следующий состав: SiO₂ – 6,1%, Al₂O₃ – 0,3, FeO – 1,0, MgO – 5,6, CaO – 0,3, H₂O – 17,5, CO₂ – 42,9, NH₃ – 8,8, HCl – 17,5%. В равновесии с флюидом находились расплав, графит, шпинель, оливин и ортопироксен [20]. В первом приближении составы включений в алмазе, оливине и флюиде, равновесном с перидотитом, достаточно близки, что позволяет рассматривать их как среду, в которой могли кристаллизоваться алмазы и минералы кимберлита.

Выводы

1. Механизм субдукции океанических плит под континент принципиально не может обеспечить присутствие фрагментов океанической коры в литосфере кратонов.

2. Региональный прогрев литосферы алмазоносных провинций, связанный с трапповым магматизмом, исключает возможность сохранения в ней алмазов в период от 3,0–3,5 млрд. лет до времени внедрения кимберлитов.

 Состав минеральных включений в алмазе свидетельствует о том, что зародыши алмазов в кимберлитах имеют метеоритную и импактную природу.

4. Состав расплавных и флюидных включений свидетельствует о том, что кимберлиты и кимберлитовые алмазы формировались в основании коры кратонов при активном участии карбонатов и солевых флюидов.

Список литературы

1. Jeance A.J.A (Bram), Shealman P.A. Catalogue of world diamond and kimberlites occurrences: a selective and annotative approach // J. Geochim. Exploration. - V. 53. - P. 53-111.

2. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1974. – 264 с.

3. O'Neill C.J., Moresi L. How long can diamonds remain sable in the continenetal lithosphere? // Earth Planet. Sci. Lett. – 2003. – V. 213. – P. 43–52.

4. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. – М.: Недра, 1978. – 352 с.

5. *Taylor L.A., Neal C.R.* Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbane kimberlite. South Africa, part 1: mineralogy, petrology and whole rock chemistry // J. Geol. – 1989. – V. 97, №5. – P. 551–568.

6. Тайлор Л.А., Специус З.В., Уизли Р. и др. Океанические протолиты алмазоносных перидотитов: свидетельство их корового происхождения на примере якутских кимберлитов // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, №12. – С. 1198–1206.

7. Haggerty S.E. Diamonds in multi-constrained model // Nature. - 1986. - V. 320, № 4958. - P. 34-38.

8. *Hirose K. Kushiro I.* Partial melting of dry peridotites at high pressure: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // Earth Planet. Sci. Lett. – 1993. – V. 114. – P. 477–489.

9. Симаков С.К. Физико-химические условия образования алмазоносных парагенезисов эклогитов в породах верхней мантии и земной коры. – Магадан: Изд-во ДвО РАН, 2003. – 187 с.

10. Mercier Jean-Claude, Carter N.L. Pyroxene geothers // J. Geophys. Res. - 1975. - V. 80, №10. - P. 3349-3362.

11. Анфилогов В.Н. Условия зарождения и роста кристаллов алмаза // ЗВМО. – 2004. – №1. – С. 111–116.

12. Федосеев Д.В., Дерягин Б.Н., Варшавская И.Г. Семенова-Тян-Шанская А.С. Кристаллизация алмаза. – М.: Наука, 1984. – 134 с.

13. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 240 с.

14. Бескрованов В.В. Онтогения алмаза. – Новосибирск: Наука, 2000. – 263 с.

15. Анфилогов В.Н. Импактная природа древних алмазов с эклогитовыми и метеоритными парагенезисами минеральных включений // Доклады РАН. – 2001. – Т. 377, №1. – С. 76–80.

16. Руденко А.П., Кулакова И.И. Условия образования кимберлитовых алмазов и проблема алмазоносности с точки зрения каталитических систем // Геохимия. – 1989. – № 7. – С. 961–972.

17. Руденко А.П., Кулакова И.И., Скворцова Л.И. Химический синтез алмаза. Аспекты общей теории // Успехи химии. – 1993. – № 2. – С. 99–117.

18. Головин А.А., Шарыгин Н.П., Похиленко Н.П. Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): некоторые аспекты эволюции кимберлитовых магм на поздних стадиях кристаллизации // Петрология. – 2007. – Т. 15, №2. – С. 178–195.

19. Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С. Хлоридно-карбонатный флюид в алмазах из ксенолита эклогита // Доклады РАН. – 2007. – Т. 415, № 6. – С. 800–803.

20. Некрасов И.Я., Горбачев Н.С. О возможном механизме образования кимберлитов // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 250, №1. – С. 181–184.

УДК 553.81

ПЕРИОДИЧНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ СИСТЕМ КАК КРИТЕРИЙ ИХ ПРОГНОЗА НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

А.Н. Барышев

ФГУП ЦНИГРИ МПР, г. Москва

Рассматриваются закономерности периодического размещения алмазоносных суперрайонов (минерагенических областей с наиболее перспективными полями) вдоль простирания минерагенических поясов и зон, а также кустов кимберлитовых трубок через определенные расстояния. Причиной является реализация гравитационной неустойчивости глубинных масс в виде волн.

Закрытые территории существенно ограничивают возможность использования поисковых признаков алмазных месторождений, что выдвигает на первый план разработку критериев прогноза. Глубинные геологические структуры, определяющие образование алмазов, практически не могут быть опознаны не только по причине дискуссионности генетических связей алмазов и вмещающей среды (её алмазообразующей или алмазотранспортирующей роли), но и из-за неоднозначности интерпретации геофизических данных. Поэтому приходится исследовать в первую очередь структуры, определяющие доставку алмазоносной геологической среды в верхние горизонты земной коры. Физической основой закономерной периодичности размещения систем является волновая природа зарождения адвекции, т.е. всплывания разуплотненного пластичного вещества с соответствующим пластическим оттеснением и погружением более плотной окружающей среды [1]. В обстановке гравитационной неустойчивости, т.е. когда слой менее плотного вещества перекрыт более плотным, на границе их соприкосновения возникают волнообразные коробления. При этом в зависимости от разности плотностей, вязкости пород, мощности слоев существует такая длина волны, рост амплитуды которой происходит наиболее быстро [2]. Эта доминирующая длина волны и определяет расстояния между адвективными поднятиями. При малой архимедовой силе (первое критическое число Рэлея) образуются волны, простирающиеся в одном направлении, и всплывание происходит в виде валов. При увеличении неустойчивости (второе критическое число Рэлея) образуются волны нескольких направлений, интерференция которых обусловливает всплывание в виде ячей, или колонн.

Периодичность в размещении адвективных (конвективных) ячей подтверждена многими тектонофизическими экспериментами. Один из них, наиболее наглядный для последующего анализа алмазоносных структур, показан на рис. 1, А.



Рис. 1. Закономерности развития адвективных структур и алмазоносных систем: *А – модель адвективной природы* кимберлитовых трубок и периодичности их размещения, тектонофизическая основа модели – последовательность перемещения двух вязких сред разной плотности под действием сили тяжести: битум под покрывающим слоем патоки, эксперимент из работы [3]; *Б – модель периодического размещения адвективных фракталов III, IV, V и VI размер*ных порядков вдоль простирания флексуры при увеличении вертикальной мощности разуплотненного слоя в ее смыкающем крыле; фракталы: *III – суперрайоны, IV – поля, V – кусты трубок, VI – трубки; В – модель геодинамики* образования литосферы цитов и фундамента платформ (в системе II размерного порядка): а – математическая модель последовательного развития деформаций слоистой среды при конвекции (ячеистой адвекции) по работе [4], *б – слои литосферы, нанесенные на математическую модель; слои древнейшей литосферы континентального (1, 3, 5, 8) и* океанического (2, 4, 6, 7) типов: 1, 2 – мантийные, 3, 4 – габбро-базальтоидные, 5 – гранит-метаморфический, 6 – эффузивных базальтов, 7, 8 – осадочные

Для адвективных структур Земли характерно то, что уменьшению линейного размера структур на один порядок соответствует уменьшение их вязкости на три порядка, т.е. в 1000 раз. Это следует из условий подобия конвективных процессов, вытекающих из уравнения Рэлея, определяющего условия проявления конвекции [1]. Адвекция глубинных нагретых масс в область декомпрессии сопровождается снижением вязкости.

Адвективная система с изменяющейся снизу вверх вязкостью в целом имеет фрактальную (древовидную) структуру, в которой на крупной ячее зарождается серия мелких ячей, а на каждой из них – серия еще более мелких. По причине волновой природы зарождения поднятий, расстояния (шаги) между фракталами определенного порядка соизмеримы. Так, расстояния между центрами астеносферных поднятий II размерного порядка при вязкости 10^{20} П (пуаз) составляют 1–2 тыс. км; между ячеями III порядка при вязкости 10^{17} П в верхних слоях астеносферы – 200–350 км; между зарождающимися магматическими очагами (IV порядок, при вязкости 10^{14} П) – около 30 км; между камерами (V порядок, вязкость 10^{11} П) – 1–3,5 км; между апофизами, отходящими от камер (VI порядок, вязкость 10^8 П) – около 0,3 км [5, 6]. Из-за возможности внедрения магм по разломам шаг в поднятиях V и VI порядков может существенно искажаться. Коробления твердой пластичной среды (вязкость льда, для сравнения, 10^{13} П) мало подвержены влиянию разломов, поэтому шаги систем II, III, IV порядков более выдержаны.

Известно, что под континентальной литосферой астеносфера выражена существенно хуже, чем под океанами или ячеистыми окраинными морями. Причиной, способствующей зарождению адвекции при плохо выраженной астеносфере, может служить увеличение вертикальной мощности разуплотненного слоя, а с ней и архимедовой силы. Инверсия плотности в относительно малых по мощности слоях существует в метастабильном состоянии, но может приводить к адвекции при флексурных изгибах (рис. 1, Б). То есть фактически под платформами может существовать не астеносфера, а астенозона или ее части – астенолинзы. В этом аспекте флексура предпочтительнее разлома, так как последний может обеспечить лишь путь транзита флюида или дегазацию. Вверху смыкающего крыла флексуры в астенолинзах должны скапливаться мигрирующие летучие и щелочные компоненты, способствуя разуплотнению и снижению вязкости. В результате изменения разуплотнения, вязкости, а самое главное, мощности увеличивается число Рэлея, определяющее условия проявления конвекции, и становится реальным подъем глубинных масс в виде вала, а от него в виде колонн и в частности трубок [1, 5, 6].

В платформенных условиях тектоно-магматическая активизация происходит чаще прерывисто, вероятнее всего, только над положительными фазами волн геодинамических систем III размерного порядка. В этом случае магматические очаги будут занимать лишь отдельные интервалы вдоль поясов флексур или бортов рифтогенов (авлакогенов). Такие отрезки длиной до 150 км с расстоянием между их центрами около 300 км получили название суперрайонов [1, 5, 6]. В суперрайонах сосредоточены максимальные по объему проявления различных разновозрастных магматических и рудных формаций, а на щитах и платформенных территориях присутствуют наряду с кимберлитами разные магматические формации щелочной серии.

Трубки кимберлитовых брекчий весьма часто именуют трубками взрыва. Вместе с тем геологической структурой, согласующейся с взрывом, является только верхняя часть тела в виде раструба (кратера, маара), а нижняя, трубообразная часть (диатрема) формируется до взрыва. Морфология трубки отвечает более всего адвекции, что подтверждено тектонофизическими экспериментами (рис. 1, А). Именно адвекция, а не взрывная природа трубок заставляет искать волновые закономерности зарождения и размещения тех магматических камер, от которых поднимаются трубообразные тела брекчий. При наличии разломов над магматическими очагами или камерами может образоваться крупная дайка с отходящими от нее трубками. Из-за меньшей, чем камеры, глубины дайки и меньшей вязкости магм следует ожидать меньшую длину волны – расстояния между трубками.

Выявление периодичности размещения и закономерного расстояния между адвективными системами сталкивается с проблемой определения позиции центра системы, т.е. критерия, по которому он может быть определен. На данном этапе исследований применительно к алмазной минерагении мы не имеем четко выраженного критерия для определения точной позиции центра системы, объединяющей либо серию трубок (куст), либо серию кустов (поле, узел), либо серию полей или узлов (суперрайон). По этой причине центр нами намечается визуально по центру группы (серии) образований с учетом того, что эти группы, повидимому, обусловлены положительными фазами адвективных волн. Там, где имеется лишь одна кимберлитовая трубка, но может располагаться куст, за центр условно принимается позиция этой трубки. Более того, сами трубки бывают вытянутыми, а геометрический центр раструба нередко находится не над питающим корнем. Хотя измерения расстояний между кажущимися центрами кустов мы проводили на картах с точностью 0,1–0,3 км, реальная точность может составлять около 1 км. Однако среднестатистический шаг между центрами кустов, вероятно, дает представление о длине адвективной волны, определяющей расстояния между камерами в магматическом очаге. Такое определение шага показано для кустов трубок в Далдыно-Алакитском суперрайоне, где шаг составлять в среднем немногим более 3 км (рис. 2).

Расстояния между кустами трубок в два и более шагов могут иметь разные причины. Над магматической камерой может образоваться лишь одна трубка либо вообще ни одной. Наблюдаемое явление может быть связано и с недостаточной опоискованностью территории. На этом основании нами намечены теоретически возможные позиции не выявленных кустов или трубок, исходя из представления о волновой периодичности появления магматических камер в апикальной части очага или над линейной зоной (флексурой), благоприятных для ячеистой адвекции. Эти позиции показаны даже там, как, например, на юго-западной периферии Далдынского района, где, судя по отсутствию траппов, перекрывающих трубки, и относительно хорошей опоискованности (устное сообщение В.И. Ваганова), весьма мала вероятность обнаружения новых трубок. Однако здесь нельзя исключить присутствие трубок типа трубки им. Одинцова в Алакит-Мархинском районе, которая не выходила на поверхность.



Рис. 2. Размещение кустов кимберлитовых трубок в Далдыно-Алакитском суперрайоне Якутии (*A*); периодичность кустов, число наблюдений расстояний между их центрами (*Б*). Схема составлена с использованием материалов [7, 8]: 1 – кимберлитовые трубки (*a*) и дайки (*б*); 2 – кусты кимберлитовых трубок (*a*) и предполагаемые проекции камер кимберлитового очага, где трубки выявлены (*б*); 3 – предполагаемая проекция центральной области кимберлитового очага; 4 – линейные зоны пластических и разрывных деформаций, благоприятные для подъема кимберлитовых масс; λ – размер шага (длина периодической волны)

Фактор периодического размещения кустов кимберлитовых трубок как отражения волновой закономерности появления камер в питающем магматическом очаге может представлять одну из важных характеристик прогнозно-поисковой модели куста, разработке которой, как отмечает В.И.Ваганов, «уделялось явно недостаточно внимания» [9].

На схеме Далдыно-Алакитского суперрайона нами намечены возможные позиции центров или контуров магматогенных узлов (надочаговых областей), отражающих адвективные системы IV порядка (рис. 2). Основанием к их выделению служили три нечетко проявленных фактора: сгущения трубок и кустов; сочетание различных относительно мелких линеаментов, которые могут проявляться как радиальные системы разрывов над очагами; общая для многих магматогенных систем длина адвективной волны (около 30 км), определяющая зарождение очагов [5, 6].

То, «что в пределах авлакогенов над сводом мантийного выступа... нет места для кимберлитовых магм» [10, с. 33] может указывать на то, что зарождение кимберлитового магматизма (а точнее, вулканизма) не связано напрямую с повышенным тепловым потоком над мантийным валом, подобно тому, как это происходит в срединно-океанических хребтах. То есть эти части авлакогенов развивались не над расползающейся литосферной «шейкой» под напорным воздействием мантийных нагретых масс снизу, а имеют, вероятнее всего, иную природу. Об этом свидетельствует и то, что кимберлитовый магматизм не обладает значительной тепловой энергией, на что может указывать отсутствие связанных с ним кремнекислых магм, которые могли бы выплавляться из сиаля литосферы, и то, что имеет место обилие не оплавленных обломков чуждых пород, вопреки тем, которые наблюдаются в палящих тучах вулканов. То есть относительно «холодный» кимберлитовый магматизм сохраняет алмазы вне зависимости от скорости подъема кимберлитов. Таким образом, существующая точка зрения о главной, транспортирующей, а не алмазообразующей роли кимберлитов представляется с общих позиций наиболее предпочтительной.

Если в обстановку смыкающего крыла флексуры попадут разуплотненные, например, ранее субдуцированные осадочные толщи или серпентинизированные гипербазиты (даже с включениями плотных эклогитов), то увеличение их вертикальной мощности может обеспечить реализацию адвекции при достижении критического числа Рэлея. Конкретное изменение мощности остается неизвестным. На то, что такие изменения могут быть, указывает рельеф поверхности Мохоровичича, минимальные мощности консолидированной коры в полосах вдоль линий Накынско-Мирнинской, Чадобецко-Далдынско-Оленекской и к северозападу от них [11].

Рассмотрим более узкие зоны, вдоль которых установлены или могут прогнозироваться кимберлитовые и родственные им районы и поля. В связи со сложностью точной характеристики тектонической структуры зон будем именовать их линеаментами, т.е. относительно узкими зонами проявления тех или иных структур. Они же соответствуют минерагеническим зонам или поясам.

На Сибирской платформе среди прочих выделена весьма крупная Далдыно-Оленекская зона с кимберлитами палеозойского и мезозойского возраста [7]. При этом ее северо-восточная часть отнесена к Анабаро-Оленекской, юго-западная – к Вилюйской кимберлитовым областям (субпровинциям). Расположение кимберлитовых полей в них показано на рис. 3. Объединение алмазоносных полей и районов в более крупные таксоны – суперрайоны (минерагенические области) как системы III размерного порядка не имеет строго определенного критерия. Оно в большей мере опирается на волновые закономерности проявления адвекции с характерной для систем III порядка длиной адвективной волны около 300 км, если системы имеют мантийное заложение [5, 6]. Хотя Мирнинская и Накынская группы кимберлитов относятся к полям, а не суперрайонам, но расстояние между ними составляет около 300 км, и это дает право пока условно считать их возможными центрами суперрайонов (областей). Попробуем, используя такое расстояние (шаг), наметить центры суперрайонов в Далдыно-Оленекском и Накынско-Мирнинском линеаментах и также на их продолжении, где среднепалеозойские кимберлиты, если они присутствовали, будут перекрыты молодыми толщами, но возможны мезозойские проявления.



Рис. 3. Позиция алмазоносных суперрайонов в линеаментах Восточно-Сибирской провинции и предпосылки к локализации иных районов с алмазоносными структурами и магматизмом. Схема составлена с использованием материалов [7, 12, 13]: $1 - \kappa$ онтуры линеаментов, определяющих минерагенические зоны (пояса): $4D - 4adoбецко-Далдыно-Оленекского, HM – Накынско-Мирнинского; <math>2 - ожидаемые максимумы положительных фаз волновых короблений литосферы вдоль линеамента, обеспечивающих максимальную возможность развития магматизма в минерагенических областях (суперрайонах) при длине волны <math>\lambda \approx 300 \text{ кm}; 3 - приблизительные контуры суперрайонов; 4 - контуры алмазоносных районов и полей с кимберлитами и родственными породами: <math>a - мезозойского, 6 - палеозойского, 6 - допалеозойского возраста: <math>1 - Алакит-Мархинского, 2 - Далдынского, 3 - Мирнинского, 4 - Накынского, 5 - Мунского, 6 - Тайчикуно-Нембинского, 7 - Чадобецкого, 8 - Белозиминского, 9 - Окинского; 5 - присутствие алмазов в аллювии$

На втором и четвертом шагах к юго-западу от Далдыно-Алакитского суперрайона расположены площади, где, по данным работы [13], присутствуют алмазы в аллювии (соответственно район верховьев рр. Северная и Южная Чуня, Северная и Южная Таймура; район рр. Чуна, Бирюса). На третий шаг попадает район с Тайгикуно-Нембинским и Чадобецким полями, где выявлены трубки мезозойских кимберлитов [7]. Это дает основание для прогноза алмазоносных минерагенических областей к юго-западу от Далдыно-Алакитского суперрайона.

Таким же образом, трассируя Накынско-Мирнинский линеамент на юго-запад, параллельно «байкальскому» направлению, через четыре шага окажемся в группе, объединяющей Белозиминское и Окинское поля. На расстоянии в три шага от Мирнинского поля, к югу от Братского водохранилища присутствуют алмазы в аллювии [13]. Судя по тому, что расстояние между Чадобецко-Далдыно-Оленекским и Накынско-Мирнинским линеаментами сходно с расстояниями между суперрайонами, можно ожидать, что в глубинах литосферы Якутской провинции существуют линейные волновые осложнения, определяющие позицию линеаментов, в том числе и иных, чем отмечено выше, направлений.

Рассмотренные периодические алмазоносные системы отражают, вероятнее всего, не структуры первичного алмазообразования, а структуры транспорта геологической среды, содержащей алмазы, в верхние горизонты мантии и земной коры. Одним из оснований к такому заключению является эмпирическое правило Клиффорда, которое таит в себе глубокое тектоно-временное содержание и может быть выражено как одно из обязательных условий образования алмазоносного протолита – весьма длительное (порядка миллиарда лет !) пребывание толщ пород на большой глубине в относительно стабильных (платформенных) условиях. Формирование алмазоносного протолита обусловлено всеми геодинамическими условиями образования фундамента платформ и щитов [1]. Условия ранних этапов определяются ячеистой адвекцией масс с поперечником в плане порядка 2 тыс. км. Краевыми эффектами ячеистой адвекции обусловлены субдукция вулканогенных и осадочных толщ, их региональный метаморфизм [14]. Модель этого процесса показана на рис. 1, В. Краевыми эффектами обусловлено скучивание геологической среды, приводящее к образованию щитов с большой мощностью земной коры по периферии платформ. Последующие весьма длительные стабильные условия, характерные для платформ, способствуют образованию алмазов. Транспортировка алмазов вверх совместно с образованием кимберлитов и лампроитов происходит при более поздних тектономагматических активизациях.

При прогнозных исследованиях алмазоносные минерагенические таксоны могут быть увязаны с адвективными системами разных порядков и при определенной корректировке сопоставлены с общепринятыми таксонами эндогенной металлогении. В этой связи в алмазной минерагенической таксономии понятие куста трубок целесообразно использовать для территории поперечником не более 3–3,5 км, охватывающей трубки пород, изверженных из одной камеры магматического очага. Для таких групп трубок, если они не рассредоточены более широко вдоль разломов, характерно периодическое повторение в пространстве с шагом около 3–3,5 км. Размещение трубок в кусте диктуется, как правило, разломами, что не приводит к их четкой периодичности. Над камерой может развиться лишь одна трубка (однокорневой куст) или даже ни одной. При отчетливом контроле протяженной группы трубок разломом (глубинной дайкой?) может проявляться их периодичность с шагом около 2 км. Для такой протяженной группы лучше использовать термин зона или гряда трубок, в отличие от изометричного куста.

Образования нескольких камер очага следует рассматривать как поле или его фрагмент. На данном этапе изученности кимберлитовых полей и районов в подавляющем большинстве случаев не удается отличить один очаг от серии очагов, слившихся на глубине. По косвенным признакам можно лишь предполагать, что общая закономерность повторения магматических очагов через расстояния около 30 км может иметь место в кимберлитовых районах, в т.ч. тех, которые ныне относят к крупным полям.

Платформенные линеаменты (борта авлакогенов), отвечающие алмазоносным минерагеническим зонам (поясам), обладают периодическими волновыми всплесками продуктивности с шагом около 300 км, отвечающим минерагеническим областям, или суперрайонам. Важная роль в зарождении контролирующих их адвективных структур принадлежит, очевидно, флексурным изгибам глубинных слоев. Распространенное представление о контроле крупных алмазоносных таксонов, а не частных трубок, разломами, по-видимому, требует пересмотра в пользу флексур.

Список литературы

1. *Барышев А.Н.* Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов // Отечественная геология. – 2006. – № 6. – С. 20–35.

2. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. – М.: Недра, 1985.

3. Сычева-Михайлова А.М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. – М.: Недра, 1973.

4. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. – М.: Недра, 1979.

5. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. – М.: ЦНИГРИ, 1999.

6. *Барышев А.Н*. Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли // Отечественная геология. – 2001. – № 2. – С. 6–11.

7. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.

8. *Илупин И.П.* Кимберлиты Якутии – линейное расположение трубок и вещественный состав // Руды и металлы. – 2003. – №5–6. – С. 60–68.

9. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.

10. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Контроль кимберлитового вулканизма Якутской алмазоносной провинции палеорифтовыми структурами // Отечественная геология. – 1996. – № 10. – С. 28–34.

11. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж, 2000.

12. Барышев А.С. Связь кимберлитового магматизма с элементами геодинамики на Сибирской платформе // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 43–49.

13. Секерин А.П., Егоров К.Н., Меньшагин Ю.В., Лащенов В.А. Проблемы алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы // Отечественная геология. – 1999. – № 1. – С. 15–18.

14. Барышев А.Н. Субдукция и проблемы ее палеореконструкций // Отечественная геология. – 2004. – № 2. – С. 50–62.

УДК 551.22.(571)

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ И ПОТЕНЦИАЛЬНО АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.М. Иванов

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Рассматриваются геодинамические аспекты формирования алмазоносных и потенциально алмазоносных пород северо-востока Сибирской платформы с точки зрения концепции мантийных плюмов. Образование этих пород связано с возникновением магматических очагов на верхних частях мантийных диапиров на этапах тектоно-магматической активизации платформы. Они представляют собой самоорганизующиеся тектоно-магматические системы с только им присущей рудномагматической специализацией. Выделены промежуточные объекты поисков на этапе региональных работ.

В предыдущих работах [1–3] нами были рассмотрены закономерности размещения, петрология, структурный контроль алмазоносных и потенциально алмазоносных пород северо-востока Сибирской платформы, результаты которых можно сформулировать в виде следующих тезисов.

1. На территории северо-востока Сибирской платформы тела глубинных магматитов локализуются в пределах областей овальной или неправильно-овальной формы, внутренняя часть которых амагматична. Они были определены как корово-мантийные неоднородности, обусловленные внедрением ультраосновной магмы в виде мантийных диапиров по границе раздела гранито-гнейсового и гранулито-базитового слоев раннеархейской протокоры на рубеже раннего и позднего архея.

2. Образование алмазоносных пород и кристаллизация алмазов осуществляются в два этапа: а) этап образования пород диапиров путем фракционной кристаллизации ультраосновной магмы и их последующего остывания в архей-протерозойское время; б) собственно магматический этап, при котором происходит становление магматических очагов на верхних частях мантийных диапиров, приуроченных к эпохам тектономагматической активизации платформы.

3. Контроль глубинного магматизма (в т.ч. кимберлитового) связан с ослабленными зонами, располагающимися по периферийным частям мантийных диапиров, в пределах которых в результате тектонической активности магматических очагов происходит образование парагенетического ряда тел глубинных магматитов (в т.ч. алмазоносных), начиная от толеитовых базальтов и кончая карбонатитами.

В настоящей работе предпринята попытка объяснения причин возникновения вышеприведенных закономерностей с точки зрения концепции мантийных плюмов. При этом будем придерживаться тех основных положений, изложенных в работе Ф.А. Летникова [4], где обстоятельно рассмотрены вопросы возникновения плюмов, динамики их продвижения в верхних частях литосферы и образования рудных формаций. Им предложен механизм преобразования гравитационной энергии Солнца в теплоту во вращающемся жидком ядре Земли. Генерация тепла приводит к взрывам, что сопровождается в стационарном режиме отделением плюмов, а при потере устойчивости – выбросом суперплюмов. Отделяющиеся газовые плюмы, в составе которых преобладает водород, обладают высоким энергетическим потенциалом ($P_{\phi n}$ >1300 кбар, $T > 4000^{\circ}$ С) и, по всей видимости, будут находиться в состоянии плазмы. Движение плюма в нижней мантии будет происходить путем ее прожигания по механизму сублимации, при этом плюм имеет форму узкого восходящего канала. При достижении уровня верхней мантии произойдет последовательное растекание плюма по субгоризонтальным реологически ослабленным зонам сначала в ее нижней части, затем будет охватывать более верхние уровни. На этой стадии увеличивается область воздействия плюма, закладываются основы для объемного плавления вещества и обособления незначительных масс расплава. При этом процесс массового плавления становится возможным лишь тогда, когда давление расплава станет больше общего литостатического давления вышележащих пород. Когда это условие отсутствует, то происходят процессы контактного плавления по границам минеральных зерен горных пород с образованием субмолекулярных пленок расплава.

По результатам изучения верхней мантии Сибирской платформы сверхдлинными сейсмическими профилями установлена ее существенная неоднородность как по вертикали, так и по горизонтали. Верхняя мантия представляет собой систему относительно жестких слоев с повышенной скоростью сейсмических волн, разделенных относительно тонкими реологически ослабленными зонами с пониженной скоростью этих волн [5]. Сделан вывод о том, что выделяемые в пределах литосферы слои с пониженной скоростью могут представлять флюидонасыщенные зоны и верхнюю мантию следует характеризовать не как систему литосфера– астеносфера, а как систему относительно жестких слоев, разделенных такими реологически ослабленными зонами.

Природа образования реологически ослабленных зон, по-видимому, заключается в катакластическом разуплотнении (разрушении) горных пород на определенных глубинах вследствие комплексного воздействия термических, барических, химических деформаций, а также полиморфных и фазовых превращений минералов, образующих эти породы [6]. При обработке материалов, полученных в процессе проведения многоволнового глубинного сейсмического профилирования по 9 геотраверсам, на Сибирской платформе в пределах нижней коры были выявлены 3 субмеридиональные глубинные зоны растяжения большой протяженности (свыше 2000 км) шириной 100–150 км, а также 7 локальных зон по ее периферии и обрамлению. Основанием для их выделения явились данные об аномальных уменьшениях пластовой скорости поперечных волн, установленные для нижней коры. Выделенные зоны растяжения проинтерпретированы как древние рифтогенно-раздвиговые зоны деструкции нижней коры, которые являются путями дегазации и дефлюидизации Земли [7].

Таким образом, наличие таких латеральных и вертикальных ослабленных тектонических зон обусловливает быстрый подъем высокотемпературных газов, надкритических флюидов в верхней мантии и земной коре, где они начинают активно взаимодействовать с вмещающей средой с образованием очагов плавления и в конечном итоге различных комплексов пород и руд. Эти зоны также являются путями миграции магмы в верхней мантии и земной коре при возникновении определенных условий. При этом следует отметить, что образование реологически ослабленной тектонической зоны происходит и в условиях земной коры, которая выражена в сейсмических разрезах в виде дискретной границы Конрада (K_1 и K_2) на уровне глубин 10– 27 км. По всей видимости, расщепление границы Конрада следует объяснить внедрением мантийного диапира по этой зоне. Совокупность вышеприведенных данных говорит о том, что в земной коре и верхней мантии существуют самоорганизующиеся пространственно-временные структуры в виде тектонически ослабленных зон.

Становление мантийных диапиров происходит на ранних этапах эволюции литосферы Земли, и ответственными за их формирование являются геодинамические режимы развития докембрийских платформенных структур, охватывающих период времени от конца раннего архея до середины рифея. Ультрабазитовый магматизм на рубеже раннего и позднего архея связан с общим растяжением раннеархейской двухслойной консолидированной коры, вызванным воздействием суперплюма, которое привело к разделению протоконтинентальной коры на жесткие блоки и образованию зеленокаменных поясов. Выплавление магм высокомагнезиального состава в верхней мантии, по-видимому, обусловлено высоким геотермическим градиентом и высокими содержаниями воды в слабодифференцированной мантии на ранних стадиях развития Земли [8]. В пределах зеленокаменных поясов по системе глубинных разломов материал мантийных выплавок доходил до дневной поверхности и представлен в виде коматиитовых лав. В жестких блоках ультраосновная магма по системе субвертикальных каналов в ослабленных зонах достигала зону катакластического разрушения в земной коре (граница К) и по принципу наименьших энергетических затрат внедрялась по этой зоне, образуя мантийные диапиры. Латеральное движение магмы по ослабленной зоне, представляющей собой сильно неоднородную среду, происходит путем гидроразрыва [9]. В этом случае магма, попадая в трещины, будет двигаться по ним в виде гидродинамического течения с неоднородным давлением и вязкими напряжениями. В случае полного заполнения трещины возникают концевые эффекты. Они заключаются в том, что в клюве трещины гидродинамическое давление возрастает до бесконечности. При достижении какого-то критического уровня этого давления происходит разрушение в этой области с образованием трещиноватой структуры и дальнейшим движением магмы по ней. Таким образом, в условиях земной коры локально и относительно кратковременно могут возникать условия для создания сверхвысоких давлений, при которых и образуются такие минералы, как алмаз, гранат с мэйджоритовой компонентой, стишовит, коэсит и др.

Гидравлическое нагнетание ультраосновной магмы на местах распространения мантийных диапиров приведет к образованию купольных структур в верхней коре с формированием тектонически ослабленных зон по их периферийной части. Об этом свидетельствуют установленные в результате геофизических исследований в северо-восточной части Сибирской платформы инверсионное поднятие внутрикоровых границ, относительное поднятие кристаллического фундамента, уменьшение мощности верхней коры в районах развития кимберлитового магматизма [10]. Уменьшение мощности верней коры, видимо, связано с интенсивной денудацией купольных структур после их образования. Появление новообразованного слоя в земной коре вызывает нарушение ее равновесного состояния, что неизбежно приведет к процессам изостатического уравновешивания, в результате которых происходит погружение поверхности Мохоровичича в этих районах. После образования мантийных диапиров на коровых уровнях происходит их медленное остывание, обусловленное высоким геотермическим потенциалом раннего этапа развития Земли. Остывание диапиров сопровождается фракционной кристаллизацией ультраосновной магмы с последовательным образованием прерывистой серии твердых растворов перидотитовой и пироксенитовой петрогенетических серий глубинных пород. Затвердевание магмы осуществляется сверху вниз и с боков к центру диапиров. При такой кристаллизации остаточный расплав основного состава будет отжиматься к центру диапиров с постепенным образованием замкнутых систем, в которых создаются условия для повышения внутреннего давления вследствие обогащения остаточного расплава летучими компонентами. В конечном итоге расплав основного состава кристаллизуется с образованием эклогитов. С этой стадией развития мантийных диапиров связано образование эклогитовых алмазов.

Остывание мантийных диапиров, представляющих собой глубинные плутоны, будет сопровождаться возникновением систем первичных трещин. По [11], выделяются шесть систем таких трещин: поперечные, продольные, пластовые, диагональные, краевые и пологие трещины в апикальных частях плутонов. Главными являются первые четыре системы трещин. Системы первичных трещин возникают в последние стадии формирования плутонов под воздействием в основном внутренних сил интрузии. Кроме первичных трещин в плутонах встречается система наложенных трещин, которые образуются уже после сформирования плутонов вследствие тектонических движений. Они развиваются как на отдельных участках, так и вдоль их контактов с вмещающими породами. При этом следует отметить, что часть первичных трещин будет заполнена материалом остаточного расплава. Таким образом создается корово-мантийная неоднородность, представляющая собой тектонически ослабленную зону.

С остыванием пород мантийных диапиров связаны процессы частичной серпентинизации ультрабазитов, обусловленной нахождением их на большой глубине и высоким энергетическим потенциалом земной коры, существовавшим в эту эпоху. Наряду с этим происходят процессы флюидизации пород диапиров по возникшим трещинам коровыми водными растворами, обогащенными калием, редкими, малыми и радиоактивными элементами литофильного характера.

В пределах северо-восточной части Сибирской платформы, в выделенных зонах контроля глубинного (щелочно-ультраосновного и субщелочного основного) магматизма, установлены трубки взрыва, дайки, штоки толеитовых и субщелочных базальтов, щелочных и субщелочных базальтоидов, пикритовых порфиритов, кимберлитов, щелочных лампрофитов (альнеитов), карбонатитов, для которых установлена единая пространственная и возрастная связь. Такая тесная связь обусловлена их возникновением из одних и тех же магматических очагов.

Образование магматических очагов, приуроченных к местам расположения мантийных диапиров на территории платформы, происходит в этапы тектоно-магматической активизации платформы. В работе [4] сказано, что выбросы суперплюмов, связанные с периодами потери устойчивости стационарных состояний ядра Земли, могут быть соотнесены с циклами эндогенной активности общепланетарного характера (мегациклами). Обычные флуктуации в режиме стационарного состояния жидкого ядра отвечают отделению рядовых по масштабам плюмов с определенной периодичностью, соответствующей локальным тектономагматическим циклам.

При достижении верхних горизонтов мантии происходит растекание плюмов по субгоризонтальным тектонически ослабленным зонам, что в конечном итоге приведет к образованию зоны объемного плавления пород в мантии. Поскольку плавление силикатных пород происходит с увеличением объема, то оно вызовет появление давления, направленного из этой области вверх, которое будет называться давлением плюма. Образование областей массового плавления пород верхней мантии при этом наступит при условии, когда давление, развиваемое расплавом, станет больше общего литостатического давления вышележащих пород.

Возникновение значительных по своим масштабам очагов массового плавления пород верхней мантии осуществляется в пределах рифтовых зон, авлакогенов, синеклиз в силу наличия под ними структурной неоднородности, обусловленной пониженной механической прочностью и утоньшением земной коры. В результате этого происходит образование пород щелочно-ультраосновной, щелочно-базальтоидной, толеитбазальтоидной формаций.

В жестких блоках дальнейшее продвижение высокотемпературных газов и надкритических флюидов плюмов идет по корово-мантийным неоднородностям, образованным внедрением мантийных диапиров. Первым придет газовый фронт, состоящий в основном из водорода, азота и восстановленных газов, являющихся основными носителями тепловой энергии. В результате этого будет осуществляться интенсивный прогрев пород мантийного диапира, сопровождающийся процессом десерпентинизации в ультраосновных породах с приобретением ими первоначального состава и облика. Процесс сопровождается выделением определенного количества воды. Наряду с этими процессами происходит метасоматическое преобразование пород диапиров, выраженное, прежде всего, в флогопитизации и амфиболизации.

На фоне нарастающих повышения температуры и давления в результате комплексного воздействия газового и флюидного составляющих плюма на эклогиты идет образование эклогитоподобных пород. Так, по результатам экспериментальных исследований установлено [12], что взаимодействие водорода с различными по составу эклогитами может приводить к образованию клинопироксенитов, дистен- и коэситсодержащих эклогитов. Кроме этого, воздействие водорода на ультраосновные породы в твердом состоянии приводит к образованию самородных металлов, воды и обогащению силикатов двуокисью кремния, которые существенно снижают температуру плавления этих пород.

Зарождение магмы на данном этапе связано с частичным плавлением твердого вещества мантийных диапиров с образованием смеси жидкого расплава и твердых кристаллических фаз. Магматические очаги состоят из кристаллического каркаса и связной системы межзерновых пор и систем первичных и вторичных трещин, заполненных возникающим при этом расплавом [13]. Анизотропия давления приводит к относительному перемещению расплава и его обособлению в верхних частях диапиров. Основным механизмом, обеспечивающим восходящую фильтрацию расплава, является градиент давления, который возникает вследствие меньшей плотности жидкой фазы по сравнению с твердым реститом.

В начальной стадии частичного плавления при невысоком давлении появляется жидкость состава оливинового толеита, которая будет выжиматься из нижней зоны мантийных диапиров и скапливаться в их верхней части, образуя перекрывающий слой жидкой магмы. Часть магмы удаляется из системы, залечивая ранее возникшие системы вторичных трещин. Дальнейшее плавление идет уже в замкнутых системах при прогрессивном нарастании температуры и давления, что приводит к появлению расплавов щелочнобазальтоидного, пикритового, кимберлитового составов, которые характеризуют восходящий этап развития магматических очагов. При этом в зоне контакта расплава с вмещающими породами возникает градиент давления воды, который в зависимости от содержания воды в расплаве и глубины магматической камеры может достигать нескольких сотен атмосфер [14]. В результате этого происходит миграция воды из вмещающих пород в расплав, чем объясняется обогащение возникающих расплавов некогерентными элементами. Деградация мантийного плюма приводит к постепенному понижению температуры газов и флюидов плюма, что обуславливает нисходящий этап развития магматических очагов. В течение нисходящего пути их развития появляются расплавы лампроитового, лампрофирового и карбонатитового составов в условиях смены флюидной составляющей и обогащения остаточных расплавов кальцием. Таким образом, геологические процессы, протекающие в магматических очагах, образованных в результате воздействия мантийного плюма, проходят по принципу саморазвития.

Исходя из вышеизложенного, при полном проявлении образующихся расплавов на поверхности жестких блоков платформы образуются малые интрузии базальтового, пикритового, кимберлитового ряда пород, характеризующие восходящий режим развития магматических очагов, и лампроитового, лампрофирового, карбонатитового ряда, относящиеся к нисходящему пути развития. Эти магматические образования следует относить в отдельные гипабиссальные комплексы малых интрузий платформы с выделением в их составе базальт-пикрит-кимберлитовой и лампроит-лампрофир-карбонатитовой формаций, характеризующих соответственно восходящую и нисходящую стадии развития магматических очагов.

Образование трещин, по которым идет удаление расплавов из замкнутых систем, осуществляется в течение всего пути их развития или происходит только во время протекания восходящей стадии по подготовленным мантийными диапирами ослабленным зонам. Деформация магматических очагов достигается при повышении внутреннего давления замкнутых систем в результате постепенного увеличения давления летучих компонентов возникающих расплавов при их дегазации, когда величина внутрикамерного давления будет превосходить литостатическое давление вышележащих пород и их механическую прочность. Количественное выражение величины внутреннего давления в таких магматических очагах приводится в работе [15] и составляет семикратное превышение литостатического давления вышележащих пород. Но при этом следует учитывать существование бокового давления, возникающего в результате широкого проявления рифтогенных процессов в подвижных областях платформы, а также давления плюма снизу. Исходя из этого, внутреннее давление в магматических очагах будет еще выше. Так как вышележащие породы являются неоднородной физической средой, то в процессе повышения внутрикамерного давления трещины образуются при достижении определенных критических величин дискретно как во времени, так и в пространстве. При этом механическая устойчивость к деформации вышележащих пород будет возрастать в течение восходящей стадии развития магматических очагов. Отсутствие на поверхности какого-то определенного типа или спектра магматитов объясняется тем, что система выдерживает возникающие при этом нагрузки внутрикамерного давления. Наоборот появление всего спектра магматитов восходящей и нисходящей стадий указывает на то, что система не выдерживает возникающие при этом величины давления или оно обусловлено усилением тектонической активности, которое особенно характерно для периферических частей платформы. Таким образом, деформация магматических очагов путем образования трещин служит в качестве клапанного механизма, обеспечивающего принцип самосохранения таких очагов от разрушения.

Алмазообразование в таких магматических очагах является сложным физико-химическим процессом. При этом наряду с основной кристаллизацией алмазов идет процесс образования ксеногенных алмазов из пород мантийных диапиров. Генетические аспекты природного алмазообразования в рамках данной статьи не рассматриваются и являются предметом для отдельной работы.

Вышеизложенное свидетельствует, что магматические очаги, возникающие в верхних частях мантийных диапиров на этапах тектоно-магматической активизации платформы, представляют собой саморазвивающиеся, самосохраняющиеся тектоно-магматические системы с только им присущей рудномагматической специализацией.

Таким образом, выявление площадей распространения мантийных диапиров в земной коре, а также ослабленных зон по их периферийной части геофизическими и геологическими методами позволит установить рудоконтролирующие (кимберлитоконтролирующие) зоны на региональном этапе поисковых работ, что имеет особо важное значение при их проведении в закрытых районах. Возникает естественный вопрос – какие промежуточные объекты поисковых работ мы имеем при этом? Во-первых – это наличие на различных глубинах земной коры и верхней мантии высокоомных аномалий электрического сопротивления (в 10 кОм и выше), выявляемых при проведении глубинного магнитотеллурического зондирования (ГМТЗ) в площадном варианте. Наличие таких глубинных высокоомных аномалий может быть обусловлено только присутствием на этих глубинах тел ультраосновных пород и эклогитов, так как в земной коре такими высокими сопротивлениями обладают только свежие ультраосновные бесполевошпатовые породы, не затронутые процессом серпентинизации, и эклогиты. При этом наиболее высокими сопротивлениями из них обладают дуниты. Ультраосновные породы и эклогиты, содержащие до 50 % пиропа и хромдиопсида, по величине электрического сопротивления примыкают к свежим дунитам и оливинитам во всем интервале температур [16]. Таким образом, этот метод позволяет установить местоположение мантийных диапиров на любых глубинах земной коры и верхней мантии.

Во-вторых – это наличие сейсмических аномалий волнового поля в виде зон затухания, поглощения, рассеяния, приуроченное к периферической части высокоомных аномалий электрического сопротивления. Они определяются как зоны ослабленной прочности (ослабленные тектонические зоны), по которым осуществляется внедрение малых интрузий, в том числе алмазоносных. Выявление таких сейсмических аномалий проводится методом MOB-OГТ-ГСЗ. Технология проведения региональных алмазопоисковых работ приводится в статье [17].

Список литературы

1. *Иванов В.М., Подвысоцкий В.Т.* Новая концепция размещения и формирования алмазоносных и потенциально алмазоносных пород на Сибирской платформе // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж, 2001. – С. 499–505.

2. *Иванов В.М.* Петрологическая модель формирования алмазоносных и потенциально алмазоносных пород северо-востока Сибирской платформы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж, 2003. – С. 379–382.

3. *Иванов В.М.* Новый подход к петрологии и структурному контролю алмазоносных и потенциально алмазоносных пород северо-востока Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 272–279.

4. *Летников* Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, №4. – С. 291–307.

5. *Павленкова Н.И*. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, №5. – С. 630–645.

6. *Филатов С.К.* Высокотемпературная кристаллохимия. Теория, методы и результаты исследований. – Л.: Недра, 1990. – 228 с.

7. Булин Н.К., Булина Л.В., Драгунов В.И. Глубинные зоны растяжения Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2001. – Т. 381, №1. – С. 82–87.

8. Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. – Л.: Недра, 1983. – 271 с.

9. Каракин А.В. Проблема гидроразрыва в верхних слоях коры // Физика Земли. – 2006. – №8. – С. 27–42.

10. *Манаков А.В.* Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1999. – 58 с.

11. Елисеев Н.А. Структурная петрология. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. – 309 с.

12. Сокол А.Г., Федоров И.И. Взаимодействие силикатов с водородом при высоких *РТ*-параметрах // Геология и геофизика. – 1991. – №8. – С. 90–94.

13. Попов В.С. Отделение расплава от твердого субстрата при магмообразовании (обзор иностранной литературы) // Записки ВМО. – 1991. – 4. СХХ, №2. – С. 103–114.

14. Анфилогов В.Н., Пуртов В.К. Механизм взаимодействия поровых растворов с магматическими телами // Геохимия. – 1976. – №9. – С. 1400–1403.

15. Оровецкий Ю.П., Коболев В.П. Мантийный диапиризм и проблема эндогенного алмазообразования на Украинском щите // Геофизика. – 2000. – №6. – С. 52–56.

16. *Физические* свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. – М.: Недра, 1976. – 527 с.

17. Иванов В.М. Таксоны коренной алмазоносности и технология проведения региональных алмазопоисковых работ // Наука и образование. – 2005. – №4 (40). – С. 39–43.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТСКОЙ ПРОВИНЦИИ, ИХ АЛМАЗОНОСНОСТЬ

С.И. Костровицкий

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Обобщение литературных и новых данных позволили установить, что в пределах платформы получили развитие несколько петрохимических и геохимических типов кимберлита, происхождение которых связано с разными мантийными источниками. В основу петрохимической типизации кимберлитов легли устойчивые различия их составов по магнезиальности, содержанию таких показательных окислов, как FeO_{total}, TiO₂, K₂O. Показано распространение разных петрохимических типов в пределах Якутской кимберлитовой провинции. Выделенные геохимические типы кимберлитов отличаются друг от друга уровнем концентрации некогерентных элементов, а также их соотношениями. Наиболее важной особенностью распределения изотопного и микроэлементного составов (по некогерентным элементам) является их независимость от химического состава пород.

Вопрос выделения петрохимических типов кимберлита является дискуссионным. И зарубежные, и отечественные классификации кимберлитов построены на структурно-текстурных, минералогических или фациальных различиях, но не на петрохимических. Хотя ряд отечественных исследователей [1, 2] указывали на необходимость выделения петрохимических типов, но признания эти работы не получили. Конкурируют два противоположных взгляда на генетическую информативность петрохимических данных по кимберлитовым породам. Явно скептическое отношение к возможностям использования таких данных четко выражено в монографии ведущего зарубежного петролога Р. Митчелла [3]. Автор предполагает, что гибридная природа кимберлитов, контаминация вмещающих пород, интенсивные вторичные процессы нацело затушевывают первичный состав кимберлитов. Единственное достоверное различие в химическом составе, по мнению автора, демонстрируют только две группы кимберлитов – базальтоидного и слюдяного типов. Противоположного мнения (состав кимберлитов полностью отвечает первичному) придерживаются такие исследователи, как Л.Л. Перчук, В.И. Ваганов [4]. При создании физико-химических моделей формирования кимберлитов эти исследователи ориентируются на усредненный химический состав пород, предполагая его соответствие составу расплава. Безусловно, установление первичности состава породы очень важно для решения генетических вопросов.

О целесообразности использования петрохимических параметров для классификации кимберлитов можно заключить только при решении вопросов, насколько эти параметры являются устойчивыми и насколько выделенные петрохимические типы кимберлитов имеют самостоятельное генетическое значение. Как известно, для кимберлитовых пород характерны широкие вариации породообразующих окислов [2, 5-7]. Имеются несколько факторов, объясняющих разнообразие химических составов пород. Первый фактор условно можно назвать «первично магматическим». Он объясняет региональные различия в составе кимберлитов, фиксируемые как в пределах всей Якутской провинции, так и внутри отдельных полей, изначально разным составом исходного кимберлитового расплава-флюида. Все остальные факторы связаны с вторичным перераспределением химических компонентов кимберлитов. И к их числу относятся все процессы фракционирования кимберлитового расплава при его восхождении с мантийных глубин, такие, как ликвация, опережающий подъем карбонатнасыщенного флюида, фракционная кристаллизация и гравитационное осаждение фено- и ксенокристаллов, экструзивно-эксплозивное формирование различных структурнотекстурных разновидностей кимберлитов в трубочных и кратерных условиях. К вторичным факторам должны быть отнесены процессы контаминации, засорения ксеногенным материалом вмещающих пород, а также разные по интенсивности гидротермально-метасоматические процессы карбонатизации и серпентинизации. Выделение петрохимического типа, по-видимому, целесообразно только в том случае, если он отражает особенности первичного состава кимберлитов. Казалось бы, обилие вторичных факторов перераспределения петрохимических окислов должно полностью исказить первичный состав кимберлитов и, таким образом, никакой речи о выделении петрохимических типов не может быть. Но это не так. Считается [5, 7], что относительно инертными при вторичных процессах окислами являются TiO₂, FeO_{total}, K₂O, Al₂O₃ и P₂O₅ (первые три окисла следует учитывать в первую очередь при сопоставлении составов кимберлитов). В пределах каждого кимберлитового поля как на севере, так и на юге Якутской провинции, можно выделить трубочные тела и даже кусты трубок, выполненные кимберлитом с относительно высоким или низким содержанием TiO₂, FeO_{total} и K₂O. Например, в Мало-Ботуобинском поле кимберлиты трубок Мир и Аномалии 21 характеризуются повышенным содержанием TiO₂ (среднее содержание 1,7 и 2,5 вес. % соответственно) и FeO_{total} (9,5 и 7 вес. % соответственно) [7]. Кимберлиты с низким содержанием TiO₂ и FeO_{total} выполняют трубки Интернациональная и им. 23 съезда КПСС (соответственно 0,4 и 0,7 вес. % TiO₂ и 6 и 5 вес. % FeO_{total}). Кимберлиты обеих групп трубок характеризуются относительно низким содержанием К₂О (менее 1 вес. %). Кимберлиты из трубки Дачная Мало-Ботуобинского поля по составу являются низкожелезистыми и высококалиевыми (до 5 вес. % FeO_{total} и более 2 вес. % K₂O). Показательно, что диапазон вариации содержания TiO₂, FeO_{total} в трубках с высокомагнезиальным кимберлитом достаточно узок и не выходит за пределы, характерные для этого типа пород. Так, содержание TiO₂ в кимберлитах трубок Интернациональная и Айхал варьирует в интервалах 0,2–1,26 и 0,1–0,96 вес. % по данным соответственно 163 и 313 анализов, приведенных В.Б. Василенко [8]. При этом 80-90 % от общего числа анализов не выходит за пределы интервала 0,1–0,7 вес. % TiO₂. Напротив, кимберлиты с повышенным содержание TiO₂, FeO_{total} (трубки Мир, Удачная) характеризуются широким диапазоном вариации содержания этих окислов (0,1–2,5 вес. % TiO₂ и 3–15 % FeO_{total} соответственно), что указывает на относительно большую способность этого типа кимберлитов к дифференциации. Нередко трубки данного типа являются многофазными. Таким образом, имеются все основания заключить, что различия в составе кимберлитов из указанных двух групп трубок очень четкие и достаточные для отнесения их к разным петрохимическим типам. Аналогичные группы трубок, как правило, пространственно сближенных, устанавливаются практически в каждом из кимберлитовых полей.

Целесообразность выделения петрохимических типов подтверждается изучением особенностей состава как породообразующих минералов, так и акцессорных минералов-спутников. Например, железистотитанистый тип кимберлитов содержит обычно оливин с широкой вариацией состава (от 7 до 14 % фаялитового минала), при этом в тяжелой фракции заметно доминирует пикроильменит. Высокомагнезиальные кимберлиты содержат оливин, в котором фаялитовый минал составляет, как правило, не более 8–9 %. А в тяжелой фракции вместо пикроильменита начинают преобладать гранат и хромшпинелиды (например, в трубках Айхал, Интернациональная).

В пределах Якутской провинции по химическому составу выделены следующие контрастные типы кимберлитов и родственных пород: 1) высокомагнезиальный, низкотитанистый, низкокалиевый; 2) высокомагнезиальный, низкотитанистый, высококалиевый; 3) магнезиально-железистый, высокотитанистый, низкокалиевый; 4) железотитанистый, низкокалиевый; 5) железотитанистый, высококалиевый. Для кимберлитов южных полей к высокомагнезиальным и магнезиально-железистым отнесены кимберлиты с содержанием FeO_{total} соответственно до 5–6 вес. % и >6 вес. %, к низко- и высококалиевым – с содержанием K₂O соответственно до 1,0 вес. % и >1,0 вес. %. Для кимберлитов железисто-титанистого типа граничными значениями по содержанию FeO_{total} и TiO₂ могут быть приняты соответственно >8 и >1,5 вес. %.

Соотношение петрохимических типов для разных кимберлитовых полей различно. В Мало-Ботуобинском поле 4 трубки из восьми относятся к 3-му магнезиально-железистому типу кимберлита, 3 трубки – 1-му типу и 1 трубка – 2-му типу. В Накынском поле известны 2 трубки, представленные только 2-м типом кимберлита. В Далдынском поле (рис. 1) доминирует 3-й тип кимберлита, тогда как 1-й и 2-й типы образуют всего несколько трубок. В Алакит-Мархинском поле (рис. 2) трубки выполнены кимберлитами 1-го и 3-го типов примерно в равном соотношении. В Верхне-Мунском поле в основном развит 3-й тип кимберлита. Наиболее контрастные устойчивые региональные различия по составу кимберлитов Якутской провинции (по содержанию TiO₂, FeO_{total}, K₂O и P₂O₅) отмечаются для южных алмазоносных и северных с убогой алмазоносностью кимберлитовых полей. На севере Якутской провинции представлены в основном кимберлиты 4-го и 5-го типов. Значительно реже здесь встречаются кимберлиты первых трех типов. Исключением является Куойкское поле, в котором кимберлиты 1-го типа достаточно распространены (например, трубки Обнаженная, Оливиновая, Русловая и др.).



Рис. 1. Корреляционные графики для разных петрохимических типов кимберлита Алакит-Мархинского поля



Рис. 2. Корреляционные графики для разных петрохимических типов кимберлита Далдынского поля

Анализ микроэлементного состава кимберлитов и родственных пород, развитых в пределах Сибирской провинции, указывает на наличие шести основных геохимических типов, различающихся по уровню концентраций некогерентных элементов. К 1-му типу отнесены наиболее типичные кимберлиты, которые выполняют большинство алмазоносных южных полей (Мало-Ботуобинское, Далдынское, Алакит-Мархинское и Верхне-Мунское). Несмотря на широкие вариации практически всех некогерентных элементов в кимбер-



литах, их распределение на спайдерграммах (рис. 3) демонстрирует устойчивый вид графиков, характеризующийся их крутым наклоном в обе стороны, начиная с элементов U, Th, Nb. Более протяженная правая ветвь графика осложнена минимумом для высокозарядных элементов (Hf, Zr и Ti). Распределение редкоземельных элементов характеризует высокий уровень значения коэффициента фракционирования (La/Yb отношения), составляющий в среднем для алмазоносных полей (исключая Накынское) от 146 до 196.

Рис. 3. Спайдерграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии для кимберлитов 1-го (из трубок Айхал, Интернациональная) и 3-го (из трубок Мир и Удачная) петрохимических типов из алмазоносных полей

Максимальными концентрациями некогерентных элементов среди кимберлитов алмазоносных и неалмазоносных полей отличаются (рис. 4) слюдяные кимберлиты трубки Загадочная (Далдынское поле), выделенные в самостоятельный 2-й тип. В Далдынском поле к слюдяным кимберлитам относятся также трубки Кусова, Буковинская и Горняцкая. По уровню содержания таких элементов, как Rb, Sr, Zr, Nb, U и Th, REE, слюдяные кимберлиты заметно превосходят классические кимберлиты геохимического типа 1 (в том числе, разновидности кимберлитов, наиболее обогащенные этими элементами).

Рис. 4. Спайдерграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии для кимберлитов 3-го геохимического типа из трубок Накынского поля

К 3-му типу отнесены кимберлиты высокоалмазоносного Накынского поля, отличающиеся от кимберлитов 1-го типа низкими концентрациями таких некогерентных элементов, как U, Th, групп HFSE и REE (рис. 5). По редкоэлементному составу эти кимберлиты имеют сходство с кимберлитами Архангельской провинции и кимберлитами, выполняющими высокоалмазоносный силл Снэп Лэйк (Канада). Аномальность



кимберлитов данного типа детально охарактеризована в работах отечественных исследователей [9–12]. Кимберлиты Накынского поля выделяются не только по низкому уровню концентраций некогерентных элементов, но и, что более важно, по совершенно иным значениям показательных отношений редких элементов, и прежде всего, по относительно низкому значению коэффициента фракционирования (La/Yb) редких земель.

Рис. 5. Спайдерграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии для кимберлитов 2-го и 6-го геохимических типов соответственно из трубки Загадочная (Далдынское поле) и из жилы Правобережная (Ингашинское поле). Заштрихованное поле здесь и в последующих рисунках отвечает области составов для алмазоносных кимберлитов 1-го и 3-го петрохимических типов (рис. 3)

Все распределения некогерентных элементов из кимберлитов северных полей (Куранахского, Лучаканского, Дюкенского, Ары-Мастахского, Харамайского, Куойкского, Чомурдахского и Огонер-Юряхского) подобны между собой и характеризуются очень широкой областью совпадения (рис. 6–8) с распределением для алмазоносных кимберлитов. И в то же время многие из анализов отличаются более высокими концентрациями таких элементов, как Cs, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Ta, Hf. Таким образом, в пределах северных полей, повидимому, следует выделить часть кимберлитов и родственных пород в самостоятельный 4-й геохимический тип.



Рис. 6. Спайдерграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии для кимберлитов и родственных пород 4-го и 5-го петрохимических типов из Ары-Мастахского поля (Прианабарье)

Четкие геохимические отличия демонстрируют карбонатитовые брекчии, выполняющие отдельные трубочные тела в пределах кимберлитовых полей Прианабарья. Предполагается [13], что их образование связано с прорывом кимберлитовыми трубками карбонатитовых массивов, залегающих на глубине. По сравнению с кимберлитами (рис. 8) карбонатитовые брекчии отличаются заметно более высоким уровнем щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов, а также Nb и Ta. По содержанию Cs, Rb, Ba, Hf и Zr карбонатиты сопоставимы с кимберлитами. Разительные отличия карбонатитов по большинству индикаторных отношений уверенно свидетельствуют в пользу вывода, что мы имеем дело с самостоятельным 5-м геохимическим типом, для которого характерно, прежде всего, очень высокое значение La/Yb параметра фракционирования редкоземельных элементов (в среднем равного 354).

Слюдистые породы Ингашинского поля, относимые разными исследователями и к кимберлитам [14], и к лампроитам [15], по распределению редких элементов наиболее

близки (рис. 4) к слюдистым кимберлитам трубки Загадочная (2-й геохимический тип). В то же время ряд особенностей их состава являются основанием для отнесения их в самостоятельный 6-й геохимический тип. От кимберлитов 1-го геохимического типа их отличает более высокий уровень содержания Sr, Hf, Zr, Pb, а также редкоземельных элементов, а главное, более высокое значение La/Yb параметра фракционирования REE (364). От кимберлитов трубки Загадочная Ингашинские породы отличаются относительно низкими концентрациями Ba, Th, U, Nb, Ta, а также по значениям большинства из индикаторных отношений, в том числе La/Yb, Nb/U.

Таким образом, для кимберлитов и родственных пород в пределах Сибирской платформы по содержанию некогерентных элементов нами выделено 6 геохимических типов пород. Наиболее распространенными



являются 1-й и 4-й типы, слагающие соответственно подавляющее большинство трубок в южных и северных полях Якутской провинции. Остальные 4 геохимических типа кимберлитов и родственных пород, в том числе слюдяные кимберлиты Далдынского поля (всего 2 куста трубок), кимберлиты Накынского поля (две трубки – Нюрбинская и Ботуобинская), карбонатитовые брекчии (несколько трубок из Старореченского и Дюкенского поля), слюдяные кимберлиты (жилы Ингашинского поля) имеют, по существу, узко локальный характер распространения.

Рис. 7. Спайдерграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии для кимберлитов и родственных пород 4-го и 5-го петрохимических типов из Харамайского поля (Прианабарье)

Наиболее поразительной особенностью распределения некогерентных элементов в кимберлитах 1-го и 4-го геохимических типов является факт независимости или слабой зависимости уровня концентраций элементов от петрохимического состава [16]. Из приведенных спайдерграмм для алмазоносных кимберлитов (рис. 3) видно, что и высокомагнезиальные, низкотитанистые, низкокалиевые разновидности из трубок Ин-



тернациональная, Айхал, и относительно железистые, высокотитанистые кимберлиты из трубок Мир, Удачная (соответственно 1-й и 2-й петрохимические типы) характеризуются близким уровнем концентраций некогерентных элементов и одинаковыми графиками распределения. Аналогичную картину демонстрируют и спайдерграммы для кимберлитов северных полей (рис. 5-8). Независимо от принадлежности к 4-му и 5му петрохимическим типам они в основном характеризуется распределением большинства некогерентных элементов, практически тождественным тому, которое демонстрируют алмазоносные кимберлиты 1-го и 3го петрохимических типов.

Рис. 8. Спайдерграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии для кимберлитов Лучаканского и карбонатитов (5-й геохимический тип) Старореченского (участок Номохтох) полей

Изотопный Sr-Nd состав кимберлитов, как показали наши предыдущие исследования [16], оказался также независимым от содержания FeO_{total} и TiO₂, т. е. от принадлежности к разным петрохимическим типам.

Решение вопроса алмазоносности разных петрохимических типов кимберлита напрямую связано с пониманием их формирования. Мы предполагаем, что образование разных типов обусловлено гетерогенностью состава литосферной мантии. Состав кимберлита зависел от того, какой состав пород литосферной мантии был преимущественным образом захвачен астеносферным флюидом. Ультраосновной парагенезис алмазов связан с высокомагнезиальными дунит-гарцбургитовыми мегакристными породами мантии. Понятно, что петрохимический критерий алмазоносности (положительная корреляция с Mg и обратная корреляция с Fe и Ti) как раз и обусловлен процентом содержания высокомагнезиальных мантийных ксенолитов в кимберлитовой породе. Аналогичным образом и минералогический критерий алмазоносности академика H.B. Соболева (низкокальциевые высокохромистые гранаты, высокохромистые шпинелиды) указывает на процент попадания этих же дунит-гарцбургитовых пород в кимберлиты. Таким образом, и петрохимический, и минералогический критерии алмазоносности дополняют друг друга и имеют одну и ту же природу. Максимальные содержания алмазов содержатся в высокомагнезиальных кимберлитах трубок Интернациональная, Айхал, Ботуобинская и Нюрбинская.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ-06-05-64981, интеграционных проектов СО РАН № 21 и РАН ОНЗ-2.

Список литературы

1. Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. – М.: Наука, 1984. – 214 с.

2. *Благулькина В.А.* О распределении некоторых рассеянных и редких элементов в кимберлитах различных петрохимических типов // Геохимия. – 1971. – №5. – С. 600–605.

3. Mitchell R.H. Kimberlites and orangeites. - New York: Plenum Press, 1996. - 410 p.

4. *Перчук Л.Л., Ваганов В.И.* Природа кимберлитов Якутии // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. – Новосибирск, 1978. – С. 27–48.

5. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. – М.: Недра, 1978. – 352 с.

6. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов. – М.: Недра, 1998. – 556 с.

7. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. – Л.: Недра, 1965. – 160 с.

8. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений кимберлитов. – Новосибирск: Наука, 1997. – 554 с.

9. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и Снэп-Лейк (провинция Слэйв, Канада): свидетельство аномального строения литосферы // Докл. РАН. – 2000. – Т. 372, № 3. – С. 356–360.

10. Серов И.В., Гаранин В.К., Зинчук Н.Н., Ротман А.Я. Мантийные источники кимберлитового вулканизма // Петрология. – 2001. – Т. 9, № 6. – С. 657–670.

11. Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. – 2004. – № 9. – С. 915–939.

12. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А. Геохимическая (ICP-MS геохимия, изотопия Sr, Nd, Pb) гетерогенность кимберлитов Якутии: вопросы генезиса и алмазоносность // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 3. – С. 227–252.

13. Чернышева Е.А., Костровицкий С.И. О природе карбонатитовых брекчий восточного склона Анабарской антеклизы // ДАН СССР. – 1981. – Т. 257, № 5. – С. 1211–1213.

14. Владимиров Б.М. Кимберлиты – ультраосновная формация древних платформ: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1987. – 41 с.

15. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенов В.А. Новые данные о докембрийских кимберлитах Присаянья // Геология и геофизика. – 1991. – № 12. – С. 75–81.

16. Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Ротман А.Я. О происхождении кимберлитов // Доклады РАН. – 2004. – Т. 399, №2. – С. 236–240.

УДК 549.211:548

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ ОКРУГЛЫХ АЛМАЗОВ. ОПИСАНИЕ И СТАТИСТИКА

В.И. Ракин

Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Дано описание криволинейных поверхностей алмаза с помощью поверхности второго порядка – трехосного эллипсоида. Установлен логнормальный закон распределения параметров эллипсоида для выборки алмазов как одного генезиса, так и в целом для алмазоносной провинции. Предложено использовать «фазовую» диаграмму формы алмаза уральского типа. Описаны особенности регенерационного рельефа на кристаллах алмаза и условия его образования. Предложен критерий длительности процесса растворения алмаза в высокопараметрических условиях.

Особенности морфологии алмаза тесно связаны с условиями его онтогенеза. Широко распространено мнение о том, что рост монокристаллов алмаза – квазиравновесный длительный процесс, происходящий на глубинах 150–200 км в области термодинамической стабильности алмаза [1, 2]. Рост кристаллов алмаза происходил и происходит в результате вертикальной миграции углеродсодержащего флюида через верхнюю мантию в процессе «дыхания» Земли. В течение длительной истории квазиравновесного образования алмаза в верхней мантии естественным образом происходят колебания термодинамических параметров. В консолидированных кристаллических, но иногда вязкотекучих, породах верхней мантии, окружающих алмаз, в первую очередь колебания давления ответственны за переход системы алмаз–флюид (алмаз-расплав) через точку термодинамического равновесия из области пересыщения в область недосыщения среды кристаллизации по углероду и наоборот. Они вызывают также пластические течения пород и формирование очагов глубинного магматизма, в том числе и кимберлитового. Согласно известным моделям роста кристаллов, и в первую очередь моделям Косселя [3], морфологически процесс роста нельзя назвать симметричным растворению. Кроме того, известно, что при больших и равных отклонениях от равновесия массовые скорости роста всегда существенно ниже скоростей растворения. Гранные формы роста кристаллов часто напоминают их термодинамически равновесные формы, определяемые минимумом поверхностной энергии. В случае алмаза при малых отклонениях от равновесия химического потенциала углерода в среде кристаллообразования стационарной формой роста является всем известный октаэдр, который совпадает с его равновесной формой. Большие отклонения от равновесия, наблюдаемые обычно в экспериментальных системах – камерах сверхвысокого давления или в газотранспортных реакторах низкого давления демонстрируют другие стационарные формы роста – кубооктаэдры и ромбододекаэдры, нехарактерные для природных алмазов. Точно так же, как и для ростовых форм, диапазон вариации криволинейных форм алмазов, подвергнутых растворению экспериментально [4, 5], значительно шире диапазона форм, отмечаемого на природных кривогранных кристаллах алмаза [6, 7]. Эта важная особенность свидетельствует о существенных отличиях экспериментальных условий синтеза и растворения алмаза от природных. В первую очередь это касается степени отклонения от равновесия – значения разности химических потенциалов углерода в структуре алмаза и окружающей среде (расплаве или флюиде).

Таким образом, можно утверждать, что природные условия роста и растворения характеризуются значительно меньшими отклонениями от равновесия по сравнению с экспериментом и «квазиравновесными» ростом и растворением. Поэтому кинетика поверхностных реакций, включающих и реакции химического травления, связанные с неоднородностью среды, на природном алмазе, растворяющемся в глубинных квазиравновесных условиях, в меньшей степени сказывается на его внешней форме, чем термодинамический фактор – стремление системы к минимуму потенциала. В установках высокого давления при растворении алмаза дело обстоит принципиально иначе. Высокая скорость процесса роста или растворения алмаза указывает на главенствующую роль кинетического фактора. В ряде случаев в эксперименте возможно достижение стационарных режимов растворения, приводящих к некоторым динамическим стационарным формам, напоминающим природные ромбододекаэдроиды [4]. Однако на основании сходства внешнего облика кристаллов сложно делать выводы о термодинамических условиях процесса растворения в природе.

В ходе транспортировки алмаза в кимберлите в течение небольшого отрезка времени, пока кристаллы выносятся на поверхность, также достигаются высокие отклонения от равновесия и здесь возможны процессы быстрого зарождения, агрегации и роста кристаллов алмазов (особенно на начальном этапе движения), но в этих условиях наиболее вероятны процессы растворения близкие к высокопараметрическому эксперименту. При адиабатном понижении температуры среды в ходе кимберлитового извержения эти процессы быстро «замораживаются». Учитывая асимметрию кинетики роста и растворения, можно утверждать, что рост алмазов в кимберлитовом транспортере не дает существенный вклад в прирост массы, но потеря вещества в результате растворения может оказаться существенной. Далее алмазы подвергаются только химической коррозии и форма ромбододекаэдроида для такого процесса не характерна. Следует учитывать, что при высоких термодинамических условиях явления химической коррозии (каталитического растворения), например, в процессах так называемого мантийного метасоматоза также происходят, но они маскируются на фоне обычного массового растворения.

Эллипсоидная модель кристалла алмаза уральского типа

Природные кристаллы алмаза демонстрируют в основном два типа поверхности – плоские грани, близкие к идеальным, сложенные плоскими сетками октаэдра {111}, и остальные криволинейные поверхности, отдельные фрагменты которых могут быть близки к плоским сеткам тригонтриоктаэдра, тетрагонтриоктаэдра и тетрагексаэдра. Однако общая форма криволинейных поверхностей не описывается в терминах классической кристаллографии. Ранее нами [8, 9] было предложено ввести в практику описания кривых поверхностей форм растворения алмазов геометрию криволинейных поверхностей второго порядка. В результате исследования формы округлых алмазов уральского типа на параболическом гониометре было установлено, что криволинейная поверхность природных кристаллов алмаза – ромбододекаэдроидов может быть довольно точно описана с помощью трехосного эллипсоида, располагающегося закономерным образом относительно структуры кристалла. Для описания формы растворения кристалла алмаза достаточно четырех параметров: трех значений полуосей эллипсоида и небольшого угла отклонения а двух полуосей - с наименьшим и наибольшим значением длин – А₁ и А₃ в их общей плоскости относительно кристаллографических осей L₂ симметрии физических свойств кристалла алмаза. Форма классического ромбододекаэдроида с «гранным швом» достигается, если взять указанный эллипсоид, размножить с помощью группы симметрии алмаза до двенадцати и выбрать фрагменты поверхностей, минимизирующие объем кристалла (см. вкл., рис. 1). Расчет отношений полуосей и угла отклонения эквивалентного эллипсоида легко произвести по треугольной форме рефлекса в кристаллографической проекции алмаза [8]. По нашему мнению, близкая к эллипсоиду форма элементарной поверхности алмаза отражает динамическую индикатрису устойчивости структуры кристалла алмаза «квазиравновесному» массовому растворению.

Таким образом, классификацию кристаллов по типам криволинейных поверхностей становится возможным выполнять на основе количественных измерений поверхности.



Рис. 1. Диаграмма формы алмазов уральского типа. Выделенные области 1–5 построены по значениям математического ожидания и среднеквадратичного отклонения для логнормальных распределений выборок алмазов: 1 – для совокупного распределения округлых алмазов Бразилии; 2, 3 – области распределения формы алмазов и рельефа регенерации для одной из северо-западных россыпей Якутии; 4, 5 – распределения формы кристаллов и рельефа регенерации для одной из северо-восточных россыпей Якутской алмазоносной провинции

Ранее нами по новой методике были проведены исследования морфологии алмазов из россыпей Бразилии (провинций Минас Жерайс и Байа) [10]. Для круглых кристаллов Бразилии установлено, что параметры эллипсоидов подчиняются логарифмически нормальному распределению. Отношения длин полуосей к длине наименьшей полуоси эллипсоида и угол наклона эллипсоида имеют следующую статистику математических ожиданий: $a_1=1$, $a_2=1,27$ (0,14), $a_3=1,89$ (0,50), $\alpha=3,60$ (1,56). В скобках указано среднеквадратичное отклонение соответствующей величины.

Абсолютно независимыми являются только три параметра из четырех, описывающих поверхность кристалла – это собственно полуоси эллипсоида. Переходя к относительным величинам, независимыми параметрами становятся только два: a_2 и a_3 . Двумерные диаграммы, по осям которых отложены эти два независимых параметра, позволяют изобразить обобщенную форму кристалла в виде точки на «фазовой» плоскости, а всю совокупность кристаллов – в форме области (рис. 1). Важно учесть, что индивидуальные вариации независимых параметров по всем 24 элементарным поверхностям исходно изометричного кристалла обычно не превышают определенных значений – в коэффициентах вариации это соответственно $k_2=0,10$ и $k_3=0,05$. При выполнении статистического анализа представительных выборок кристаллов указанные величины имеют большое значение для вывода о стационарности и длительности условий растворения.

Эволюция форм растворения

Важное значение в кристалломорфологии имеет понятие стационарной формы роста и растворения кристалла. В классической кристаллографии выделяются две особые характерные формы кристалла: равновесная и стационарная ростовая (неравновесная). Стационарная форма роста достигается при длительном росте кристалла в постоянных условиях и характеризуется правильными пирамидами роста всех граней, имеющими общий геометрический центр. Для стационарной формы свойственно постоянство относительных площадей всех граней кристалла во времени процесса. Важно, что каждая стационарная форма соответствует определенным условиям процесса. Согласно многочисленным наблюдениям, равновесной формой алмаза является октаэдр, поскольку всегда идеальные плоскогранные кристаллы природного алмаза представлены только октаэдром. Тем не менее формы роста алмаза могут быть образованы комбинацией куба с октаэдром [11]. Причем чем меньше степень отклонения от равновесия, тем меньше относительные площади грани куба в стационарной форме. Наряду с этими двумя особыми формами можно ввести стационарную форму растворения алмаза – ромбододекаэдроид с «гранным» швом, который, как показано выше, можно аппроксимировать поверхностями обобщенного эллипсоида. Для каждой стационарной формы растворения можно привести соответственную форму обобщенного эллипсоида, параметры которого $(1, a_2, a_3, \alpha)$ не меняются со временем в ходе растворения. При достижении такой стационарной формы вариации параметров эллипсоида минимизируются. Этот принцип является важным критерием выявления стационарности условий растворения природного кристалла алмаза и его длительного растворения (со значительной потерей вещества!) (рис. 1).

Проблема существования стационарных форм растущих и растворяющихся кристаллов при постоянных пересыщениях и недосыщениях не является только кинетической проблемой, но относится также и к термодинамическим. Стремление кристалла к некоторой стационарной форме при постоянном росте или растворении при небольших отклонениях от равновесия, по нашему мнению, напрямую следует из теоремы И. Пригожина – стремления открытой системы в линейном режиме к минимуму скорости производства энтропии [12].

В результате анализа закономерностей развития формы кристалла алмаза от октаэдра до ромбододекаэдроида нами предложена эволюционная модель форм растворения. Прежде чем кристалл достигнет главной стационарной формы – ромбододекаэдроида с «гранным» швом, поверхность кристалла эволюционирует закономерно согласно схеме, изложенной в работе [9]. Начало растворения происходит с формированием поверхностей эллиптического цилиндра (вырожденного эллипсоида с параметрами: 1, 1.4, ∞, 0°), ориентированного параллельно осям [110] структуры алмаза и появляющегося сначала на ребрах и вершинах октаэдра. Плоские сетки ромбододекаэдра {110} и октаэдра {111} также лежат на поверхности цилиндра. На гранях октаэдра появляются ямки травления, субграни которых сложены поверхностями параллельными эллиптическому цилиндру, и иногда ограняются плоскими сетками тригонтриоктаэдра {h.h.(h-1)}, тоже лежащими на поверхности цилиндра, - {998}, {887}. Так легко объясняется «обратная» ориентация ямок травления на октаэдре. Четырехгранные ямки травления на поверхности алмаза у выхода оси L₄ проявляются реже, но они сложены теми же поверхностями эллиптического цилиндра. Растворение ребер октаэдра при шаровой симметрии среды растворения приводит к появлению «гранного» шва и возникновению поверхности эллипсоида. Появление угла α косвенно свидетельствует о нормальном механизме растворения кристалла, когда растворение ребра октаздра с краю происходит интенсивнее, чем в середине. Поскольку грань октаэдра растворяется с наименьшей скоростью (в этом направлении расстояние от центра до поверхности эллипсоида минимально), вокруг нее появляется шесть фрагментов поверхностей тригонгексоктаэдроида, равномерно окружающие грань октаэдра. Поверхности додекаэдроида, октаэдра и тригонгексоктаэдроида образуют поверхность одного эллипсоида (с одним значением относительных параметров), но закономерно размноженного на кристалле алмаза в виде восьмидесятигранника (см. вкл., рис.1). В ходе дальнейшего растворения фрагменты поверхностей ромбододекаэдроида и тригонгексоктаэдроида становятся все более выпуклыми и с исчезновением граней октаэдра и, соответственно, поверхностей тригонгексоктаэдроида, остаются только поверхности ромбододекаэдроида, дающие на кристаллографической проекции характерный треугольный рефлекс [13]. Начало последнего этапа характеризуется потерей более 25% массы кристалла.

Все поверхности отрицательного рельефа – ямки травления на выходах осей L_3 и L_4 на алмазе описываются только поверхностью эллиптического цилиндра, характерного для начальной стадии процесса, но не эллипсоида. Это объясняется более медленным механизмом диффузионного растворения вещества с поверхностей с нулевой и отрицательной кривизной, отличающегося от механизма формирования выпуклых поверхностей. Наиболее изометричный ромбододекаэдроид из исследованной нами выборки бразильских алмазов, подвергшийся длительному растворению, характеризовался следующим набором относительных параметров эллипсоида – (1; 1,23; 1,41; 6,3°).

Изложенная эволюционная модель отражает динамику процесса растворения, но не описывает стационарные формы. По нашим представлениям, стационарной формой растворения может быть только ромбододекаэдроид, описываемый теми или иными параметрами обобщенного эллипсоида. Однако мы не располагаем достаточными статистическими данными для установления искомой зависимости стационарной формы растворения алмаза от величины неравновесности.

Явления регенерации алмаза

Если химический потенциал углерода в кристаллообразующей среде начинает превышать химический потенциал углерода в структуре алмаза, сразу происходит распад несингулярной (в отношении роста) поверхности ромбододекаэдроида на акцессории, ограненные сингулярными гранями куба и октаэдра, обла-



Рис. 2. Рельеф регенерации на кристалле ромбододекаэдроида алмаза. Размер кристалла 2 мм

дающие при небольшом увеличении площади поверхности в сумме значительно меньшей поверхностной энергией. Криволинейная форма поверхности алмаза – ромбододекаэдроид, настолько сильно отличается от ростовых гранных форм кубоктаэдра, что поверхностный процесс перестройки происходит быстро и эффективно. Большую роль при этом играют винтовые и краевые дислокации. Можно обратить внимание, что наиболее крупные акцессории формируются вблизи полос пластической деформации - выхода плоскостей скольжения, где накапливается наибольшее число краевых дислокаций (рис. 2). Термодинамическая целесообразность процесса регенерации такова, что перенос небольшого количества атомов по поверхности кристалла на расстояние порядка 1 мкм дает значительный выигрыш в свободной энергии. При этом даже незначительный период регенерации кристалла алмаза практически сразу меняет вид рефлексов от поверхности – исчезают протяженные световые области ромбододекаэдроида и возникают яркие пятна в положении октаэдра {111}. Пирамиды регенерации,

которые, строго говоря, не являются «пирамидами», как правило, огранены тремя смежными гранями при одной вершине: двумя гранями октаэдра и одной гранью куба. Иногда они имеют «занозистый» вид, когда огранены четырьмя гранями октаэдра. Наблюдения показывают, что грани куба – плоские сетки {100}, сильно подвержены растворению и никогда не сохраняются в той мере, чтобы давать ясный рефлекс на гониометре. Тем не менее они часто различаются на кристаллах в кубическом облике некоторых индивидов или в форме округлых субграней пирамид регенерации (рис. 2).

В ходе регенерации появляется характерная комбинационная форма октаэдр-ромбододекаэдроид, на которой практически идеальные плоские грани октаэдра соседствуют с криволинейными шероховатыми поверхностями ромбододекаэдроида. На последних при этом проявляется параллельная, сноповидная или занозистая штриховка, выражающая регенерационный рельеф. Параллельная регенерационная штриховка отличается от штриховки, связанной с ростовой зональностью кристалла. Зональность кристалла на поверхности ромбододекаэдроида проявляется в виде концентрических полигональных полос вокруг выхода оси L_3 . В секторах роста разных граней октаэдра такие зональные слои практически идентичны и легко выявляются на поверхностях ромбододекаэдроида. В развитии комбинационной формы возможен крайний случай – кристалл октаэдрического облика с желобами по ребрам <110>. Он возникает, когда многочисленные адсорбированные на поверхности алмаза примеси переносятся макроступенями в область поверхностей ромбододекаэдроида, где они накапливаются и аномально замедляют скорость нормального роста. Комбинационная форма характерна в целом для процесса регенерации октаэдрического габитуса кристалла, который занимает гораздо больше времени, чем растворение октаэдра до формы ромбододекаэдроида, поэтому комбинационная форма октаэдр-ромбододекаэдроид так распространена у кристаллов алмаза.

Остановимся на механизмах появления шагреневого рельефа на алмазе. Если после кратковременного этапа регенерации наступает стадия растворения алмаза, в тех же высокопараметрических условиях развитие формы рефлексов на гномограмме существенно отличается от описанной выше идеализированной схемы эволюции. Грани октаэдра {111} и ребра <110>, располагающиеся на пирамидах регенерации, в ходе растворения развиваются последовательно согласно описанному выше сценарию, а грани куба {100} и ребра <100> на той же пирамиде регенерации сразу трансформируются в поверхность эллипсоида, минуя стадию эллиптического цилиндра. Таким образом, на кристаллографической гномонической проекции при растворении формируется комбинированный рефлекс, образованный поверхностями эллиптического цилиндра и эллипсоида. Множество пирамид регенерации дают на гномограмме одну и ту же систему рефлексов. Растворение регенерационного рельефа алмаза приводит к образованию шагреневой поверхности, рефлексы от которой на фотогномограмме выглядят в форме зернистых пятен, располагающихся в области треугольных рефлексов правильного ромбододекаэдроида алмаза уральского типа. Форма пятен вначале далека от треугольного вида, и по ним, к сожалению, часто нельзя рассчитать параметры обобщенного эллипсоида. Постепенно при сглаживании шагреневого рельефа рефлексы начинают приобретать форму треугольника. Однако параметры обобщенного эллипсоида, рассчитываемые по таким рефлексам, будут описывать только последний этап растворения – шагреневую поверхность, но не облик округлого кристалла (рис. 1). В дальнейшем появляется леденцовая скульптура поверхности.

Таким образом, с помощью смены этапов растворения и роста (регенерации) можно объяснить большое разнообразие рельефа кристаллов алмаза, какое наблюдается в природе. Процесс регенерации кристалла всегда проявляется на гномограмме параболического гониометра в форме комбинированного рефлекса, который можно считать типоморфным признаком процесса регенерации, а облик кристалла при этом может быть любым – от почти идеального октаэдра до ромбододекаэдроида уральского типа. Свидетельством прошедшей регенерации является также плоское дно ямок травления, обратнопараллельной ориентации на гранях октаэдра. К сожалению, регенерационный шагреневый рельеф не позволяет рассчитать параметры обобщенного эллипсоида характерного для округлого кристалла алмаза, но выделение таких регенерированных кристаллов в особую категорию представляется важным шагом на пути создания точной статистической характеристики исследуемой совокупности алмазов.

Ряд признаков регенерации на изученных округлых кристаллах свидетельствуют о том, что предшествовавшие регенерации процессы растворения, в результате которых сформировалась форма ромбододекаэдроида, происходили в области стабильности алмаза, т.е. при мантийных температурах и давлениях. При этом самые последние процессы растворения и химического травления сложного регенерационного рельефа поверхности могли происходить как в мантийных условиях, так и в кимберлитовом транспортере уже в области термодинамической стабильности графита.

Заключение

Таким образом, эллипсоидная модель позволяет количественно описать форму кристалла алмаза уральского типа и выразить ее на двумерной диаграмме. Статистические особенности распределения параметров эллипсоида по изученным выборкам алмазов позволяют сделать важные заключения относительно источников россыпей, условий растворения кристаллов на этапах образования формы ромбододекаэдроида и шагреневого рельефа.

Работа выполнялась при поддержке грантом Президента Российской Федерации НШ-5191.2006.5.

Список литературы

1. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. – М.: Недра, – 1997. – 601 с.

2. Bundy F.P., Basset W.A., Weathers M.S. et al. The pressure-temperature phase and transformation diagram for carbon; updated through 1994 // Carbon. – 1996. – Vol. 34, №2. – P. 141–153.

3. Странский И.Н., Каишев Р. К теории роста кристаллов и образования кристаллических зародышей // УФН. – 1939. – Т. 21, вып 4.

4. Хохряков А.Ф. Растворение алмаза: экспериментальное исследование процессов и модель кристалломорфологической эволюции: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – Новосибирск, 2004. – 36 с.
5. Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н., Соболев Н.В. Кристалломорфология как индикатор окислительно-

5. Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н., Соболев Н.В. Кристалломорфология как индикатор окислительновосстановительных условий растворения природного алмаза при мантийных РТ-параметрах // Докл. РАН. – 2002. – Т. 384, №5. – С. 670–673.

6. *Атлас* типоморфных свойств алмазов Восточно-Европейской платформы (месторождение им. М.В. Ломоносова) / Сост.: О.Д. Захарченко, А.И. Махин, Г.К. Хачатрян. – М.: ЦНИГРИ, 2002.– 75 с.

7. Афанасьев В.П., Ефимова Э.С., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Атлас морфологии алмазов России. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. – 298 с.

8. Ракин В.И. Форма неплоскогранных алмазов // Докл. РАН. – 2004. – Т. 394, №6. – С. 808–811.

9. Ракин В.И., Мартинс М., Карфункель И. Развитие кривогранных форм кристаллов алмаза уральского (бразильского) типа // Геология алмаза – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 688–695.

10. Ракин В.И., Петровский В.А. Особенности морфологии кривогранных форм алмазов // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. – Сыктывкар: Геопринт, 2006. – С. 118–120.

11. Помазанский Б.С., Богуш И.Н., Васильев Е.А., Данилова О.В. Особенности внутреннего строения алмазов типа IAB1 // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. – С. 237–240.

12. Пригожин И., Кондепуди Д. Современная термодинамика. От тепловых двигателей до диссипативных структур. – М.: Мир, 2002. – 461 с.

13. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1973. – 224 с.

УДК 551.24:553.81

КИМБЕРЛИТЫ, УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ С КАРБОНАТИТАМИ И ТРАППЫ – РАЗНЫЕ ФОРМЫ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА НА СИБИРСКОМ КРАТОНЕ

О.М. Розен¹, А.В. Манаков², Н.И. Горев², Н.Н. Зинчук³

¹Геологический институт РАН, г. Москва ²ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный ³Центр подготовки кадров АК «АЛРОСА, г. Мирный

Охарактеризованы пространственно- временные соотношения кимберлитов и других плюмовых магм на Сибирском кратоне, проанализированы основы понимания линейного расположения, периодичности появления и положения кимберлитов в мантийном плюме. Выявлены некоторые участки, полезные для ориентировки поисков коренных источников алмаза в пределах Сибирского кратона.

1. Пространственно-временные соотношения кимберлитов, ультраосновных щелочных комплексов, карбонатитов и траппов на Сибирском кратоне

Эти мантийно-плюмовые проявления в фанерозое Сибирской платформы широко описаны во многих работах так же, как и их соотношение со структурой мантии (обзор в [1]). Пересмотр существующих данных изотопного датирования в связи с их воспроизводимостью [2] позволяет предложить представление об их латеральной миграции и возможных связях с глубинами выплавления.

Изотопное датирование кимберлитов проводилось в основном К-Аг методом, а позднее ⁴⁰Ar/³⁹Ar по флогопитам, так же как Rb-Sr методом и U-Pb-трековым методом по цирконам (обзор в [3] и др.). Было получено огромное число аналитически высокоточных изотопных результатов, часто не имеющих возрастного смысла. Так, например, прецизионное датирование методом ⁴⁰Ar/³⁹Ar флогопитов из трубки Обнаженная дает величину 415 млн. лет [4], тогда как трубка содержит обломки позднеюрских белемнитов, т.е. на самом деле ее возраст не может превышать 160 млн. лет, а изотопный возраст по другим методам, согласованный различными исследователями с геологическими наблюдениями («принятый возраст»), составляет 135 млн. лет. Причиной таких серьезных расхождений является, по-видимому, еще недостаточно изученная миграция
радиогенных изотопов. Например, избыточный радиогенный аргон, вероятно, захватывается из мантийного источника, поэтому кажущийся изотопный возраст удревняется и обнаруживает разбросы в сотни миллионов лет [4]. Нечто подобное получается также и при оценках самарий-неодимового модельного возраста кимберлитов. Видимо, поэтому опубликованные изотопные датировки по кимберлитам, суммированные во множестве работ и в частности в обзоре [5], обнаруживают неприемлемо большие разбросы значений как в единичных трубках, так и в пределах отдельных кимберлитовых полей.

Проверка многих опубликованных возрастных определений на сходимость в пределах одного кимберлитового поля позволила выделить некоторые значения, которые можно принять в качестве достоверных (значимых) [2]. Таковыми оказались данные U-Pb метода по перовскитам [6] и полученные раньше этим же методом датировки по цирконам [7] (таблица). Они позволяют представить воспроизводимые величины с хорошей сходимостью при сравнительно незначительных разбросах в пределах одного кимберлитового поля. Здесь расхождения не превышают одного стратиграфического яруса. Это позволяет принять полученные датировки кимберлитовых полей в качестве достоверных и положить их в основу приведенной ниже геологической интерпретации.



Рис. 1. Возрастные вариации мантийного магматизма в пределах Сибирского кратона: 1 – трапповая формация; 2 – ареалы щелочно-ультраосновных интрузий и карбонатитов; 3 – районы распространения кимберлитов (1–6 см. в табл., 7 – жилы Ингаши); 4 – тренды омоложения магматитов и цифры возраста в млн. лет [2]

Процесс внедрения кимберлитов фанерозоя, повидимому, начался на юго-западе Якутской кимберлитовой провинции, в Вилюйском и Мунском районах в раннем девоне, предположительно, в связи с раскрытием Вилюйского рифта [8]. После длительного перерыва (14 млн. лет) он продолжился северо-восточнее (рис. 1), в Средне-Оленекском районе (ранний карбон).

Позднее одновременно с внедрением трапповой и щелочно-ультраосновной формаций кимберлиты появились на западе Анабарского щита (начало триаса), сместились восточнее в Куонамский район (средний триас, ранняя юра), затем процесс продолжился на крайнем северовостоке, в Кютюнгдинском районе (поздняя юра, ранний мел). В целом перемещение Сибирского кратона над источником кимберлитовых магм (находившимся на глубине порядка 400 км и более [9]) составило 800 км с юго-югозапада на северо-северо-восток (в современных координатах) в течение 200 млн. лет. Синхронное появление кимберлитов в таких удаленных друг от друга районах, как Вилюйский и Мунский (верхний девон), затем в Мунском и Средне-Оленекском районах (ранний карбон) показывает, что латеральная протяженность очага кимберлитовых магм в каждый такой этап, возможно, достигала 500 км, а в ряде районов внедрение возобновлялось после некоторого перерыва.

Ультраосновные щелочные магматиты и карбонатиты в Маймеча-Котуйской провинции (обзор в [3]) датируются ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом в 253 млн. лет (ранние), поздние – 246 млн. лет, в том числе вулканиты арыджанской свиты – 249 млн. лет и меймечинской свиты – 250 млн. лет. Полученный таким образом возрастной интервал составляет 253–246 млн. лет, в начале которого, судя по геологическим данным, формировались эффузивные, а в конце – интрузивные комплексы. Они выплавлялись из метасоматизированной мантии при низких степенях плавления на глубинах 100–150 км.

Трапповые интрузии Норильска (рудоносные) обнаруживают достаточно достоверный изохронный ⁴⁰ Ar/³⁹ Ar возраст в интервале 250 ± 2 млн. лет (обзор в [3]), в то время как возраст базальных горизонтов лав в этом районе составляет 255–253 млн. лет, а верхних горизонтов – 248– 244 млн. лет. Южнее, на р. Нижняя Тунгуска, возраст базальтов оказался меньше и составил 238–248 млн. лет.

Предположительно, это объясняется перемещением плиты к северу (в современных координатах) по отношению к трапповому источнику. Это составляет 750 км примерно за 10 млн. лет. Источником покровных базальтов служило недеплетированное вещество мантийного плюма, о чем свидетельствует однородный изотопный состав покровных базальтов, а глубины выплавления можно оценить в 50–60 км. Очевидно, что трапповая и щелочно-ультраосновная формации образовались примерно одновременно.

	Поле	U-РЬ метод					Другие методы датирования *4)			
Район (упрощенное название)		Минерал *1)	Крайние значения возраста отдельных трубок, млн. лет	Число датированных трубок	Возраст внедрения и разброс наблюденных значений, млн. лет	Возрастной ярус этапов внедрения	Метод треков, циркон	Rb-Sr	K-Ar	40Ar-39Ar
Вилюйский Далдыно-Алакитский	Мирный Далдын Алакит	1 2 2	358,1–361,5 353–367 358,362	3 7 2	360 ±7	D ₃ fam	363–392	335-431	333–461	374–487
	Алакит	1	344–347,7	3	346 ±2	C ₁ tou				
Средне-Оленекский	Зап. Укукит	1	344,1	1	344	C ₁ tou				
Котуйский	Харамай	2	245 ±3	1	245 ±3	T ₁ ole	250–290	156–186, 245	227, 253	
Куонамский	Верх. Куонамка	2	224–232	3	228 ±4	T ₂ lad	_	348-367		_
	Куранах	2	193,193 ±4	2	193 ±4	J ₁ sin	156–184	149, 206–243	152–169	—
Кютюнгдинский	Мерчемде	1	147,7–159,3	6	153±6	J ₃ kim				
	Молодино Толуоп									
	Куойка	2	148,159	2			147–165	149–179	147–228	416
	Куойка	*3)	128	1	135 *4)	K ₁ hau				

Этапы внедрения кимберлитов Сибирского кратона по данным датирования отдельных трубок [2]

Примечание. *1) 1 – перовскит [6], 2 – циркон [7]; *3) геологически согласованный изотопный возраст трубки Обнаженная Куойкского поля [4]; *4) многочисленные источники: обзор в [5].

При более детальном рассмотрении ареалов трапповой формации оказывается, что интрузивные фации (силлы и дайки) распространены значительно шире и в значительной мере охватывают Якутскую кимберлитовую провинцию [10] (рис. 2). Об этом прямо свидетельствуют долериты в дайках, секущих Накынское поле и их обнаружение в виде ксенолитов в кимберлитах. Не менее важно и то, что «вторичных» плюмов, поставлявших траппы, возможно, было два [11].



Рис. 2. Схема Сибирской трапповой провинции [10]: 1-2 - границы: 1 - Сибирской платформы, 2 - Тунгусской синеклизы; 3 – лавы; 4 – туфы; 5–6 – силлы и дайки: 5 – ареал, 6 – граница; 7 – обнажения фундамента: I – Анабарскийщит, II – Алданский щит, III – Оленекское поднятие, IV – Шарыжалгайское понятие; 8 – платформенный чехол;9 – базальтовые трубки; 10 – вероятные центры «вторичных» мантийных плюмов [11, 12]

Предварительная модель латеральной миграции магматизма. Можно предложить трехслойную модель мантийного магматизма региона, принимая образование кимберлитовых расплавов из субдуцированного мегалита океанической коры на глубинах более 640–400 км (в соответствии с [9]), щелочноультраосновных расплавов на глубинах 100–150 км, траппов – в пределах литосферной мантии (50–60 км). Относительные перемещения над источником оказываются разнонаправленными, разновременными, а их скорости различаются на порядок. По отношению к глубинному уровню генерации кимберлитов кратон длительно, в течение 200 млн. лет, перемещался к юго- юго-востоку (в современных координатах), тогда как по отношению к малоглубинному источнику траппов, на кратковременном раннетриасовом этапе в течение 10 млн. лет, перемещения являются относительными, и с равной вероятностью можно говорить также и о латеральной миграции областей магмогенерации.

Особое место занимает раннетриасовый этап, когда в пределах западного обрамления Анабарского свода пространственно совпали внедрения плато-базальтов, щелочно-ультраосновных магм и кимберлитов, а магмогенерация была наиболее интенсивной и происходила одновременно на всех трех уровнях.

Если принять возникновение наиболее древних кимберлитов 1100–1200 млн. лет назад на юге Сибирского кратона в Восточном Присаянье – Ингаши [8], а также, возможно, и 550 млн. лет назад (щелочноультраосновные магмы и карбонатиты Задонского и Белозиминского массивов [13]) за первое проявление рассматриваемого плюмового источника, то его перемещение на северо-восток составило около 2000 км и продолжалось почти миллиард лет. Вероятным источником кимберлитовой струи является мегалит, сложенный субдуцированной океанической корой и залегающий на глубинах 400–640 км (по модели [9]). Повидимому, от южной границы кратона начались погружение и перемещение на северо-восток субдуцированного мегалита океанической коры, определявшего кимберлитообразование. Возникает предположение, что океаническая кора расположенного здесь в то время Палеоазиатского океана начала погружаться под Сибирский кратон в рифее и погружение продолжалось вплоть до закрытия этого океана в мезозое, обеспечивая продвижение мегалита к северо-востоку в течение всего этого огромного отрезка времени.

2. Линейное расположение, периодичность появления и положение кимберлитов в мантийном плюме

Линейное расположение внедрений кимберлитов – очаги кимберлитового магматизма как горячие точки. Прецизионное датирование перовскитов из кимберлитов и щелочных ультрамафитов обнаружило последовательное омоложение возраста их внедрения вдоль 2000 км траектории мантийно-плюмовой горячей точки Грейт-Метеор, проходящей через всю Северную Америку [14] (рис. 3). Установлено пять крупных этапов внедрения кимберлитов: 203; 178; 158; 147 и 138 млн. лет назад, причем длительность образования одного кимберлитового поля составляла обычно менее 2 млн. лет, редко – до 13 млн. лет. На продолжении траектории Грейт-Метеор в Атлантическом океане располагаются симаунты (базальтовые океанические плато) еще более молодого возраста, сложенные преимущественно толеитами, что объясняется малой мощностью коры и большей степенью плавления в голове горячей точки. Таким образом, есть серьезные основания считать, что постепенное смещение кимберлитов в пространстве, по мере их омоложения,



Рис. 3. Тренд мантийно-плюмовой горячей точки Грейт-Метеор, к которому приурочены кимберлиты Канадского щита и базальтовые плато в океане [14]: 1, 2 – датировки: 1 – единичных кимберлитовых трубок на щите и базальтов океанических плато в прибрежной Атлантике; 2 – нескольких трубок в пределах кимберлитового поля, разброс значений по отдельному полю составляет от ±0 до ±11 млн. лет; 3 – вероятный ареал магматизма вокруг кимберлитовых полей и трубок

при определенных условиях отражает перемещение континентальной литосферы над магматическим источником, что однако не обязательно, поскольку, например, кимберлиты кратонов Каапваль в Южной Африке и Слейв в Северной Америке возрастной зональности не обнаружиают.

Плюмы и кимберлиты. В ксенолитах и алмазах обнаружены включения мейджорита, представляющего собой твердый раствор граната (M, Ca)₃A l_2 Si₃O₁₂ и пироксена $M_3(M$ Si)Si₃O₁₂, где M = (Mg,Fe), который по данным эксперимента формируется при P-T-параметрах, соответствующих глубинам 400 –660 км [9]. Присутствие магнезиоперовскита и магнезиовюстита в некоторых алмазах указывает на еще большие глубины, ниже горизонта 660 км. Возникновение и начальное развитие плюма происходит следующим образом [15]:

– твердое ядро растет, сбрасывая в горизонт D'' – 640 км (согласно модели [9]) – такие компоненты, как Si, O, C, H, S, K и, возможно, N, а также B;

 – разрушение горизонта D'' при достижении некоторой критической мощности (200–300 км);

- подъем плюма и последующий вулканизм.

Эта концепция в общем виде отражает установленные закономерности. Однако относительно генезиса всех алмазов она, по-видимому, недостаточно применима. Действительно, добываемые алмазы в подавляющем большинстве не содержат минералов, соответствующих параметрам образования глубже подошвы литосферы. Упомянутые сверхглубинные минералы представляют собой редчайшее исключение. Например, они были открыты среди алмазов в Сибири только в последнее время и только в микроалмазах [16]. Микроалмазы такого типа известны в плюмовых Гавайских базальтах. Представляется более вероятным, что независимо от глубины зарожде-

ния кимберлиты большей частью выносят алмазы из литосферной мантии, образовавшиеся задолго до выплавления и внедрения кимберлитов. Можно предположить, что алмазы в кимберлитах включают две генетические группы: 1 – преобладающую и промышленно ценную группу более древних относительно крупных алмазов, сформировавшихся в литосфере, вблизи Р-Т- кривой равновесия графит–алмаз и характерных для кимберлитов; 2 – акцессорную и редкую группу микроалмазов. Анатомия грибообразной вершины плюма и положение кимберлитов. На границе с субкратонной литосферой поднимающаяся вершина плюма, как предполагают, растекается в стороны и образует грибообразную шапку. Интерпретация представленных соотношений представляется в следующем виде [15]. Парциальное плавление вещества шапки высвобождает базальты на малых глубинах (≈ 60 км) и обогащенный летучими карбонатитовый рестит. Когда под воздействием шапки плюма литосферная пластина киля подвергается термальной эрозии, она претерпевает метасоматизм. Составы кимберлита и лампроита скорее всего получаются из коматиит-пикритового примитивного мантийного расплава, поступающего в хвосте плюма с глубин > 200 км при контаминации веществом метасоматизированной литосферы.

Термохимические плюмы, являющиеся важнейшими регуляторами термохимической машины Земли, формируются на границе ядро-мантия [12]. Достигнув подошвы «тугоплавкого» слоя, плюм растекается вдоль нее с формированием грибообразной головы плюма, например в окрестности подошвы литосферы, на глубине 100–200 км или на границе D' ~ 600 км. Происходит плавление вдоль подошвы «тугоплавкого» слоя, и граница раздела расплав – окружающий массив продвигается вдоль подошвы, т.е. увеличивается диаметр кровли головы плюма. На поверхность базальты поступают из *«вторичного»* плюма, который поднимается в «тугоплавком» слое от его подошвы до уровня, при котором происходит излияние (прорыв) плюма [12]. Расчетный (модельный) диаметр шапки (головы) плюма, при котором происходит излияние магмы, может составлять 770–1310 км, а для крупнейших платобазальтовых провинций – достигает 2000 км [12].



Рис. 4. Структура Сибирского кратона и регионы распространения кимберлитов: А - структура кратона, кимберлитовые поля и регионы распространения кимберлитов, установленные и предполагаемые; Б – схема расположения кимберлитовых полей и регионов распространения кимберлитов: 1-6 - элементы структуры Сибирского кратона: 1-2 – архейские террейны, 3,5–2,5 млрд. лет: 1 – гранит, зеленокаменные, 2 – гранулито-гнейсовые, 3 – протерозойские складчатые пояса, 2,4-2,0 млрд. лет, 4 обнаженные площади фундамента, 5 – палеозой-мезозойские складчатые пояса форланда (пассивная окраина кратона), 6 – главные разломные зоны, в пределах кратона-сутуры: СТ – Саяно-Таймырская, К – Котуйканская, Б – Билляхская, КС – Каларо-Сутамская коллизионная система; 7–10 – распределение кимберлитов: 7 датированные кимберлитовые поля, цифры возраста в млн. лет, 8 – направления снижения возраста кимберлитов, 9 – предполагаемый ареал возрастного смещения кимберлитового магматизма во времени (стрелка - в сторону омоложения), 10 – регионы распространения кимберлитов, установленные (1 – Якутская кимберлитовая провинция) и рекомендуемые к изучению (2 – Туруханск, 3 – Тея, 4 – Ванавара, 5 – Кюсюр, 6 – Майя, 7 – Саян, 8 – Калар), предложенные названия предварительные

Важно, что покровные базальты, щелочные ультрамафиты и карбонатиты, в отличие от кимберлитов, проявляются на краях кратона и шапки [15]. Действительно, траппы внедряются преимущественно на северном краю Сибирского кратона. В то же время появление шапки возможно также и на другом уровне – D" – на кровле нижней мантии [9, 12, 15], если принять во внимание глубинность формирования таких спутников алмаза, как мэйджоритовые гранаты и т.п. Возникает предположение применительно к Сибирскому кратону о том, что здесь по мере подъема плюм образовал шапки на двух уровнях. Из нижнемантийной шапки на горизонте D" (под подошвой верхней мантии) поступали кимберлиты. Верхнемантийная шапка остановилась у подошвы литосферного киля Сибирского кратона, из нее поступали платобазальты. Щелочные ультрамафиты и карбонатиты поднимались не с краев, а из более близких к центру ареалов этой шапки.

3. Тектонические регионы Сибирского кратона, перспективные для расширения поисковых работ на коренные алмазы

Предпосылки к выделению перспективных регионов. Для анализа перспектив отдельных регионов Сибирского кратона выбраны следующие особенности, выявленные при рассмотрении Якутской кимберлитовой провинции: 1 – литосферный киль, структура проводящих горизонтов и сопряженные особенности разреза земной коры; 2 – увеличенная мощность коры; 3 – наличие коллизионных зон (разломных зон, сутур) и сопряженный гранулитовый метаморфизм прилегающих террейнов; 4 – площадной ареал кимберлитов Сибирского кратона совместно с возрастным трендом их внедрения с учетом того, что платобазальты, выплавляющиеся при рифтинге на окраине щита, пространственно несовместимы с кимберлитовыми диатремами [15] вследствие эрозии литосферного киля.

Перспективные регионы на территории Сибирского кратона. На основании геологогеофизических признаков выделено 7 регионов (рис. 4), заслуживающих дополнительного изучения в целях локализации перспектив поисков коренных источников алмаза.

Список литературы

1. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). – М.: НИА-Природа, 2005. – 540 с.

2. Розен О.М. Мантийный магматизм в фанерозое Сибирской платформы: некоторые ограничения на модели мантийной конвекции // Доклады РАН. – 2000. – Т. 370, № 6. – С. 785.

3. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006. – 212 с.

4. *Пирсон Д.Г., Келли С.П., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р.* Определение возрастов флогопитов из Южно-Африканских и Сибирских кимберлитов и их ксенолитов лазерным ⁴⁰Аг-³⁹Аг методом // Геол. и геоф. – 1997. – Т. 38, №1. – С. 100–111.

5. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Е. Тектоника и алмазоносный магматизм. – Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 2004. – 282 с.

6. Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М. и др. Определение U-Pb возрастов перовскитов ионно-ионным массспектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 1. – С. 91–99.

7. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д. Новые данные по возрасту кимберлитов Якутии, полученные ураносвинцовым методом по цирконам // Доклады АН СССР. – 1980. – Т. 254. – С. 175–179.

8. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Колесник Н.Н. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. – 2000. – № 10. – С. 209–228.

9. Ringwood, A.E., Kesson, S.E., Hibberson, W., Ware, N. Origin of kimberlites and related magmas // Earth Planet. Sci. Lett. - 1992 - V. 113. P. 521-538.

10. Fedorenko V. A., Llghtfoot P. C., Naldrett A.J. et al. Petrogenesis of the Flood-Basalt Sequence at Norilsk // North Central Siberia. Int.Geol. Revew. – 1996. – V. 38. – P. 99–135.

11. Добрецов Н.Л. Пермо- триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады РАН. – 1997. – Т. 354, № 2. – С. 220–223.

12. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. и др. Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 5. – С. 508–523.

13. Рассказов С.В., Ильясова А.М., Конев А.А. и др. Геохимическая эволюция Задойского щелочноультраосновного массива Присаянья, юг Сибири // Геохимия. – 2007. – № 1. – С. 3–18.

14. Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A. The temporal evolution of North American kimberlites // Lithos. – 2004. – V. 76. – P. 377–397.

15. *Haggerty S.E.* Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core. Earth Planet.Sci.Let. – 1994. – V. 122. – P. 57–69.

16. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizova D.A. et al. Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study // Lithos. – 2004. – V. 77. – P. 225–242.

МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ – ИСТОЧНИК АЛМАЗОВ И КЛЮЧ К ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЮ

З.В. Специус

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Рассмотрены результаты изучения алмазов в кимберлитах, обсуждены особенности нахождения алмазов в ксенолитах, обоснована многостадийность процесса алмазообразования в мантии и выдвинут тезис о возможности вторичного роста части алмазов в эклогитах, а также показана возможная роль сульфидного расплава в процессе природного алмазообразования. С учетом природных фактов и экспериментальных данных предложена модель генезиса алмазов в мантии, согласно которой, их рост возможен только при сочетании ряда благоприятных условий, а конечная алмазоносность кимберлитов определяется как первичными параметрами в мантии, так и условиями становления кимберлитовых трубок.

Несмотря на более чем 100-летний период после открытия первых кимберлитовых трубок в Южной Африке, затем в России, Канаде и других провинциях мира и наличие десятков книг и сотен публикаций по исследованию кимберлитов, вопрос происхождения алмазов остается нерешенным и является предметом многих дискуссий [1-38]. На рубеже прошлого и нынешнего столетий были достигнуты существенные успехи в изучении содержащихся в кимберлитах мантийных ксенолитов, в первую очередь с алмазами, а также кристаллов из различных месторождений, что было продемонстрировано в 2003 г. на последней 8-й кимберлитовой конференции в Канаде. В большинстве публикаций последнего времени по вопросу генезиса алмазов в кимберлитах постулируется образование алмазов в мантийных породах в результате зарождения и роста алмазов в относительно стабильных условиях, при высоких Р-Т-параметрах (температуры порядка 1000-1300 °С и давлениях свыше 50 кбар) [15, 16, 23]. Отдельные исследователи допускают, что не исключено образование мелких кристаллов и так называемых «рубашек» на алмазах непосредственно в кимберлитовом расплаве [27]. В принципе ксеногенная природа алмазов в кимберлитах достаточно убедительно обоснована как на природном материале (включения в алмазах и особенности их внутреннего строения), так и подтверждена рядом экспериментальных исследований [6-13, 15, 33]. На настоящем этапе эта гипотеза не вызывает принципиальных возражений, принимается и поддерживается подавляющим большинством ученых.

Результаты

Полученные за последние годы сведения по включениям в алмазах однозначно свидетельствуют об образовании алмазов в различных мантийных средах, охватывающих, по меньшей мере, три типа пород, представленных ультраосновной, эклогитовой и пироксенитовой ассоциациями [8–13]. Менее определенны и пока противоречивы данные о возможности образования и присутствия в кимберлитах алмазов из глубинных зон земли, представленных низами верхней мантии или, возможно, даже нижней мантии. Приводимые результаты в основном посвящены специфике алмазов и содержащих их мантийных ксенолитов преимущественно эклогитового состава. При детальном исследовании более 200 образцов алмазоносных эклогитов из трубок Мир, Удачная, Сытыканская, Ботуобинская и Нюрбинская, а также обобщении литературных источников установлены следующие особенности этих образований.

1. Алмазосодержащие ксенолиты встречены во всех разновидностях мантийных эклогитовых пород: биминеральных эклогитах; кианитовых, корундовых и коэситовых; гранатовых вебстеритах [7–13, 20, 33].

2. Алмазоносные эклогиты широко варьируют по количественному соотношению основных породообразующих минералов – граната и клинопироксена, а также по химизму пород и минералов. Среди акцессорных минералов отмечаются ильменит и графит, обычны рутил и сульфиды, причем последние присутствуют почти во всех образцах и ассоциируют с алмазами.

3. По петрохимическим особенностям, составу пород и распределению элементов между сосуществующими гранатами и клинопироксенами и, следовательно, по P-T-параметрам формирования алмазоносные эклогиты не выделяются из общей серии мантийных эклогитов из кимберлитовых трубок. Сходство условий их образования подтверждается данными по распределению основных элементов между гранатом и клинопироксеном, фиксирующими перекрытие фигуративных точек условий формирования образцов с алмазами и безалмазных ксенолитов [13, 33].

4. Во всех ксенолитах, содержащих алмазы, в той или иной мере проявлены процессы метасоматических преобразований, для них характерно интенсивное частичное плавление, что является типоморфным признаком алмазоносных эклогитов, особенно из трубок Далдыно-Алакитского района [13, 34, 37].

5. Анализ содержаний редких и редкоземельных элементов в минералах эклогитов из трубки Удачная показал, что ксенолиты с алмазами не выделяются из общей серии эклогитовых пород и по геохимическим характеристикам, в частности по вариациям содержаний и коэффициентам распределения совместимых и несовместимых примесных элементов между гранатами и клинопироксенами [35]. Алмазы в эклогитах встречаются преимущественно в виде единичных кристаллов, но в отдельных образцах число их может составлять до 1000 и более индивидуумов. Размер алмазов варьирует от долей до 5 и редко более 7 мм. В эклогитах встречены все наиболее распространенные морфологические разновидности алмазов, характерные для кимберлитов. На кристаллах алмазов из ксенолитов развиты различные скульптуры роста и редко наблюдаются формы растворения. Как правило, в одном образце алмазы имеют одинаковые морфологический облик, цвет и размерность, хотя отмечены случаи, когда в одном ксенолите встречены два типа кристаллов [34, 39]. Отметим, что по данным изучения алмазоносных ксенолитов из трубки Нюрбинская, содержание алмазов в них в пересчете на вес породы составляет 429500 кар/т, т.е. дезинтеграция 1/100000 части алмазоносного мантийного вещества по отношению к содержащему его кимберлиту обеспечит промышленную алмазоносность месторождения (4 кар/т).

Расположение алмазов обычно незакономерное и не приурочено к поверхности образцов, в некоторых ксенолитах фиксируется направленное, близкое к линейному, расположение кристаллов, иногда соответствующее зонам интенсивного развития частичного плавления и деформации пород. Кристаллы алмазов почти всегда имеют стопроцентную природную сохранность за исключением сдвиговых деформаций в виде линий скольжения, а также резорбции и травления. В кристаллах алмазов редки видимые включения силикатов или окислов, но сравнительно часто встречаются сульфиды.

В ряде ксенолитов, в первую очередь из трубки Удачная (более 10 образцов), в меньшей степени из трубки Сытыканская, фиксируется явная приуроченность алмазов к продуктам частичного плавления. Алмазы в прожилках продуктов частичного плавления могут быть окружены прерывистыми сульфидными каймами, представленными Mss или сульфидами группы пирротина. Подчеркнем, что алмазы в подобных образцах небольших размеров и представлены, как правило, кристаллами кубического габитуса.

Как указано во введении, если не все, то подавляющее большинство алмазов в кимберлитах, наряду с ильменитом и гранатом, являются ксенокристаллами. Однако существует ряд противоречий, которые трудно объяснить исходя из предположения, что все алмазы в мантии кристаллизовались в числе первых или одновременно с породообразующими минералами эклогитов. Таковыми являются: а) отсутствие алмазов в минералах-ксенокристах – гранате, оливине и особенно в породообразующих минералах алмазоносных ксенолитов; б) наличие прямой и обратной зональности в алмазах, что нехарактерно для минералов мантийных ксенолитов, особенно эклогитов; в) широкий диапазон изотопного состава азота и углерода в алмазах [18, 21]; г) различный возраст алмазов перидотитового и эклогитового парагенезисов (2–3,3 и 1,1–1,5 млрд. лет соответственно); д) близость возраста алмазов эклогитового типа из трубок Премьер и Аргайл с возрастом формирования этих трубок по Sm-Nd определениям [28, 30]; е) обилие сульфидов в алмазах и гетерогенность изотопов серы в сульфидах из алмазов трубки Премьер [19].

Комплексная история роста фиксируется для части алмазов как перидотитового, так и эклогитового парагенезиса, что отражается в зональном росте алмазов, резорбции и деформации кристаллов и их более поздней перекристаллизации. Исследование октаэдрических кристаллов показало, что их центральные зоны могут быть различного типа: кубической, округлой или октаэдрической форм [16]. Это свидетельствует о том, что алмазы имели многостадийный и прерывистый рост, который отвечал изменениям окружающей среды, Р-Т-условий и, вероятно, вариациям летучих компонентов (см. вкл., рис. 2).

Существует ряд петрологических свидетельств многостадийного формирования алмазов: 1) резкие границы между зонами с различными содержанием и степенью агрегированности азота; 2) широкие вариации и различие в изотопном составе углерода внутренних и внешних зон кристаллов; 3) закономерное распределение включений в объеме кристаллов; 4) большая вариация изотопного состава свинца сульфидов в кристалле алмаза; 5) деплетированность включений из центральных и внешних зон кристаллов по литофильным элементам. На многостадийность роста алмазов указывают и находки совмещенных перидотитового и эклогитового парагенезисов включений в одних и тех же кристаллах. Доказательства многостадийности роста кристаллов и соответствующие ссылки приведены в работах [34, 37]. Эти факты и особенности нахождения алмазов в ксенолитах, когда очевиден вторичный характер расположения в них алмазов (рост между зернами породообразующих минералов и приуроченность кристаллов к прожилкам продуктов частичного плавления), позволили выдвинуть гипотезу о позднем образовании алмазов в части эклогитов [34].

В результате изучения алмазоносных эклогитов из трубки Удачная установлено, что в редких образцах присутствуют два типа кристаллов, отличающиеся по морфологии, цвету и физическим свойствам [34], которые могут быть отождествлены с двумя генерациями роста, разобщенными во времени и различными по P-T-параметрам и среде алмазообразования. При этом крупные монокристаллы, преимущественно октаэдрической формы были образованы, скорее всего, в стабильных условиях и кристаллизовались по тангенциальному закону из расплава одновременно с породообразующими минералами мантийных эклогитов (см. вкл., рис. 3). В отдельных ксенолитах алмазы первой генерации демонстрируют признаки сложной последующей истории – пластически деформированы, иногда расколоты и резорбированы (см. вкл., рис. 3, а, б).

Алмазы второй генерации представлены кубами, кристаллами в оболочке (возможно, только их внешние зоны) и микроалмазами. Более вероятно, что они росли при пониженных P-T-параметрах, возможно, иногда в метастабильной области. Их рост происходил в сульфидно-силикатном расплаве, насыщенном флюидами, или в металлизированном флюид-расплаве. Реальным доказательством этого служит расположение в некоторых эклогитах из трубки Удачная алмазов в продуктах частичного плавления, окаймляющих гранат, где ясно видно, что они росли вокруг уже сформированного граната, причем в некоторых случаях алмазы второй генерации ассоциируют с келифитовыми каймами вокруг граната и прожилками продуктов частичного плавления в клинопироксене (см. вкл., рис. 4, а, б). Доказательствами более позднего роста являются также приуроченность алмазов к зонам стресса и их расположение параллельно деформации породы (см. вкл., рис. 4, в).

Косвенным подтверждением этой гипотезы является отмеченная выше тождественность состава и условий образования эклогитов с алмазами и без них. Определения возраста [30] говорят о том, что алмазы могут формироваться в течение длительного периода, особенно алмазы эклогитового парагенезиса. Существуют также другие прямые доказательства вторичного роста алмазов в эклогитах и связи их с процессом частичного плавления. К ним могут быть отнесены: а) находки расплавных включений в алмазах из трубки Мир и кубических кристаллах из Заира и Ботсваны [16, 27]; б) обнаружение флогопита и плагиоклаза в алмазах из трубки Монастери [23]. Доказательства и примеры образования алмазов в процессе метасоматоза и частичного плавления освещены в работах [37, 39].

Распространенность зональных кристаллов, рост их в сильно восстановительных и неравновесных условиях говорят о кристаллизации алмазов в изменяющейся окислительно-восстановительной обстановке при участии флюидов. Подобные условия могут быть реализованы на одном из этапов мантийного метасоматоза (частичного плавления), которые протекают при активном участии летучих компонентов. Рост алмазов эклогитового парагенезиса в открытой системе при участии флюидов предполагается и по данным изучения включений в алмазах из лампроитов трубки Аргайл [22]. В результате исследования коллекции алмазоносных эклогитов (160 штук) из трубки Нюрбинская также зафиксированы примеры метасоматического образования алмазов в них (см. вкл., рис. 4, в, г), что подтверждается линейным расположением алмазов в отдельных образцах, наличием прожилков алмазов и другими фактами [12]. Образование алмазов в субстрате верхней мантии является многостадийным процессом и возможно в различных породах мантии, где реализуются условия для их зарождения и стабильности. Результаты исследования алмазосодержащих перидотитов и эклогитов, данные по изучению включений в алмазах, изотопии углерода алмазов, определению модельного возраста алмазов [10, 13, 23, 50] и ряд других сведений по особенностям их нахождения в кимберлитах показывают, что источник большинства алмазов находится в поле их стабильности на глубинах 145-300 км. Эти факты и данные, изложенные выше, не вызывают сомнений в ксеногенном происхождении если не всех, то подавляющего большинства кимберлитовых алмазов.

Можно полагать и принять в качестве отправного положения общепринятое представление о том, что природные алмазы росли в условиях стабильности и, следовательно, при температурах выше 1000 °C и давлениях, превышающих 45 кбар. Условиями, необходимыми для зарождения и роста алмазов в области их термодинамической стабильности, являются: 1) достаточно хорошая растворимость углерода в расплаве, из которого происходит кристаллизация; 2) наличие в среде кристаллизации переходных металлов, катализирующих процесс зарождения алмазов; 3) возможность образования во время переноса углерода трехмерно-упорядоченных комплексов, где углерод приобретает гибридизацию алмазного типа Sp^3 ; 4) обеспечение диффузии углерода и углеродных комплексов к поверхности растущих кристаллов алмазов; 5) медленные скорости роста; 6) низкая фугитивность кислорода.

Большая часть этих условий может быть реализована, если предположить механизм образования алмазов в природе с участием *сульфидов*, присутствие которых в процессе роста алмазов обосновано по данным изучения их в ксенолитах и в виде включений в алмазах [2]. Допустим, что блок углеродсодержащего мантийного субстрата основного или ультраосновного состава (диапир) при подъеме и повышении температуры начинает плавиться. Альтернативой может быть декомпрессионный механизм плавления. При степени плавления 20–50% образуется силикатный расплав, в котором в виде капель находится сульфидный. Судя по распространенности сульфидов в глубинных ксенолитах, количество сульфидного расплава составляет около 1–3%. Растворимость углерода в силикатном и сульфидном расплавах различна: в силикатном растворяется около 0,1% углерода, в сульфидном – около 1% до насыщения расплавов. При достижении пересыщения по силикатным компонентам и углероду и снижении температуры этот гетерогенный расплав начнет кристаллизоваться. Кристаллизация силикатов как тугоплавких соединений опережает сульфиды на 200–300 °С, и поэтому сульфидный расплав остается жидким до гораздо более низких температур, обеспечивая кристаллизацию алмаза при пониженных параметрах.

Из двух сосуществующих расплавов сульфидный более предпочтителен как место зарождения и роста алмазов. В сульфидном расплаве концентрируются такие элементы, как Fe, Ni и Co, которые могут присутствовать в ионизированном виде, оказывая катализирующее воздействие на процесс зарождения алмазов. Если сульфидный расплав даже как тончайшая оболочка облекает растущие кристаллы алмаза, отделяя их от силиката, то она, подобно металлической при искусственном синтезе алмазов, может обеспечивать образование трехмерноупорядоченных комплексов углерода [2]. Благодаря тому, что в сульфидном расплаве находится значительно меньше переходных элементов, чем в металлическом, скорость образования и диффузии комплексов к растущей поверхности кристалла будет ниже, чем при синтезе, что обеспечит медленные скорости роста природных алмазов. Причем по мере расхода углерода на рост алмаза сульфидная пленка обедняется углеродом, и атомарный углерод диффундирует в нее из силикатного расплава. Подобный механизм согласуется с данными по распространенности сульфидов в алмазах, приуроченности сульфидов к одной ростовой зоне, окружению алмазов каймами сульфидов. Расчет состава сульфидного расплава, сосуществующего с алмазами, показывает практически постоянное содержание в нем серы (34–38%) и суммы металлов (Fe+Cu+Ni=66–62%). Такие составы отвечают доэвтектическим на диаграмме плавления Fe-FeC, что согласуется с результатами экспериментов о зарождении алмазов в расплавах доэвтектического состава (содержание серы менее 35 ат.%) и чистых металлах [15]. Следовательно, состав природных сульфидных расплавов отвечает тому соотношению металлов и серы, при котором происходит рост алмазов.

Фугитивность кислорода является еще одним параметром, лимитирующим образование природных алмазов. Изучение зонально распределенных в монокристаллах алмаза сингенетичных включений силикатов и окислов показало, что интервал изменения летучести кислорода в процессе роста алмазов находится в пределах границ буферов IW-QFM [2, 16]. Сходные оценки получены при изучении минералов из алмазоносных перидотитов, а также эклогитовых ксенолитов [5]. Такая низкая фугитивность кислорода на стадии зарождения и последующего роста алмазов обеспечивает стабильность и преобладание восстановленных форм серы в виде твердых сульфидов, $S_2 – в$ расплаве и $H_2S – во флюиде$. Выше буфера QFM становится устойчивой уже сульфатная сера. С учетом линии равновесия графит–алмаз и вариаций fO₂, соответствующих буферам QFM-IW, может быть выделена область стабильности алмаза. При определении положения границ образования комплексов пород должны быть учтены также особенности фазового состава присутствующих в них минералов системы Fe-Ni-Co-Cu-S, в частности наличие или отсутствие магнетита, вюстита и самородного железа. Поля устойчивости минеральных ассоциаций мантийных ксенолитов демонстрируют, что благоприятной средой для алмазообразования могут быть эклогиты трубки Удачная (см. вкл., рис. 5).

Подчеркнем, что не вызывает сомнений наличие в кимберлитах двух популяций алмазов – перидотитовой и эклогитовой. Подавляющее большинство сведений говорит о том, что образование алмазов перидотитового типа происходит в стабильных условиях. В ксенолите алмазоносного гранатового перидотита из трубки Мир присутствуют некоторые признаки возможного более позднего роста алмаза по сравнению с породообразующими минералами и в отдельных кристаллах зафиксировано резкое увеличение концентраций Sr по периферии включений пиропа, что логично объясняется более молодым возрастом алмазов [32]. Однако, по изотопным датировкам и другим данным, перидотитовые алмазы в большинстве случаев образованы в мантийных условиях, задолго до захвата их кимберлитовой магмой. Подобная точка зрения представляется обоснованной [23, 26, 27, 31, 33].

Популяция алмазов эклогитового парагенезиса, по-видимому, образуется в различных условиях и в широком временном интервале. Крупные монокристаллы алмазов эклогитового типа, скорее всего, росли в стабильных условиях мантии [16], что не исключает их роста в результате субдукции океанической коры, как предложено А. Рингвудом [31]. Этим условиям отвечает поле I образования ксенолитов эклогитового состава (см. вкл., рис. 5). Первичный характер кристаллизации этих алмазов, вероятно, одновременно с породообразующими минералами ксенолитов подтверждается обнаружением включений силикатов в них [3, 10, 24], а также наличием следов пластических деформаций в алмазах некоторых образцов и даже расколотых и частично сдвинутых кристаллов в отдельных эклогитах, причем линии сдвига и деформации совпадают с направлением деформации породы. Ранний рост таких кристаллов, обычно октаэдрического габитуса, подтверждается исследованием двух уникальных эклогитов из трубки Удачная, содержащих алмазы с включениями. Определение редкоземельного состава минералов включений в алмазах и породообразующих минералах с использованием высокочувствительного ионного зонда (SHRIMP) показало, что включения граната и клинопироксена в алмазах обеднены несовместимыми редкими элементами [24], что отражает метасоматическое обогащение после образования алмазов.

Но как свидетельствует ряд фактов [34], несомненно, что часть алмазов в эклогитах образовалась позже, в уже закристаллизованной породе, вероятнее всего, в процессе частичного плавления, связанного с мантийным метасоматозом (см. вкл., рис. 5, поле II). Судя по данным изучения алмазоносных ксенолитов и результатам детального исследования состава вторичных твердых фаз вокруг алмазов in situ [34, 37], часть алмазов в эклогитах росла одновременно с минералами, образовавшимися при метасоматозе и частичном плавлении пород. Многие микроалмазы и, возможно, все кристаллы кубического габитуса образованы при таком процессе, что подтверждается внутренним строением и составом микропримесей в кубах [27], а также их ростом в вязкой среде при высоких пересыщениях. Скорее всего, в подобных условиях росли алмазы в оболочке, которая формировалась из пересыщенной высокоплотной флюидной фазы и, возможно, кристаллы с облаковидными включениями, которые содержат флюидные компоненты [25]. Следует подчеркнуть высокую роль флюидных компонентов в процессе зарождения и роста подобного рода алмазов, что подтверждается как распространенностью в них микровключений, изученных в волокнистых алмазах из трубки Джваненг (Ботсвана) и представленных мантийными флюидами под высоким давлением [27], так и сведениями об особенностях их нахождения в ксенолитах эклогитов. Причем, по-видимому, иногда процесс образования алмазов был близок к моменту развития кимберлитового магматизма, а их рост обеспечивался потоками интрателлурических флюидов, предваряющих внедрение кимберлитовых магм. Следует также подчеркнуть возможность эффективного взаимодействия и гомогенизации в расплавах сульфидов и флюидов. По экспериментальным данным [6, 15], взаимодействие флюида с силикатным расплавом мало из-за преимущественного распределения серы во флюидную фазу. Все это указывает на высокую вероятность роста алмазов в сложном сульфидно-силикатном флюидизированном расплаве.

Таким образом, предлагаемая модель образования алмазов в породах верхней мантии базируется на том, что зарождение и рост алмаза определяются не только наличием углерода при параметрах, отвечающих его стабильности, но и тем, что рост алмазов возможен только при сочетании следующих благоприятных факторов: соответствии P-T-параметров условиям роста алмазов, насыщенности среды углеродом, создании определенного окислительно-восстановительного потенциала, присутствии элементов переходных металлов и флюидных компонентов. Такая обстановка и, следовательно, рост алмазов возможны не только в первичных расплавах, но и при частичном плавлении и метасоматозе мантийных пород, когда в них образуются гетерогенные сульфидно-силикатные расплавы, насыщенные флюидными компонентами.

Обсуждение

Наряду с явным прогрессом в исследованиях алмазов и включений в них существует несколько дискуссионных моментов в интерпретации изотопных и других геохимических данных в приложении к расшифровке генезиса алмазов и понимании закономерностей образования и эволюции литосферной мантии.

1. Многочисленные определения возраста алмазов и датировки возраста содержащих их кимберлитов показали, что если не все, то подавляющее большинство алмазов как в кимберлитах, так и лампроитах являются ксенокристаллами и образовались до попадания их в кимберлитовый субстрат. В то же время в отдельных трубках, например, Джваненг, возраст эклогитовых алмазов колеблется от архея до протерозоя (2900–1500 млн. лет) и установлено два периода образования алмазов. Два возраста по данным Re-Os изотопии сульфидов зафиксированы и в эклогитовых алмазах из трубок Opana и Коффифонтейн [28]. В результате оценки возрастов цирконов из трубки Мир и сульфидов в них установлено, что в цирконах с возрастом, соответствующим времени формирования трубки, содержатся включения сульфидов с гораздо более древним возрастом [36]. Включения сульфидов в цирконах редки и только 4 образца найдены в кимберлитах трубки Мир. Сульфиды были представлены Fe-Ni Mss и принадлежали к ультраосновному парагенезису. U-Pb датирование зерен циркона-хозяина зафиксировало возраст равный 353,6±2,5 млн. лет. Измерения изотопов Hf ограничивают кристаллизацию зерен циркона-хозяина в пределах 350–600 млн. лет. Модельный же возраст включений сульфидов в этих цирконах в соответствии с их Re/Os изотопными соотношениями составил 2,4–3,2 млрд. лет. Как было показано в работе [36], полученные результаты не позволяют однозначно интерпретировать Re/Os определения возраст алмазов по включенным в них сульфидам.

2. Несмотря на многочисленные публикации и продолжительный период исследования включений в алмазах, пока не уточнен вопрос соотношения в различных трубках алмазов эклогитового и перидотитового парагенезиса. Так как количество алмазов с включениями силикатных и окисных минералов не превышает 10% от общей совокупности кристаллов, простое сопоставление по количеству алмазов с включениями того или иного парагенезиса не совсем корректно. В результате исследования физических свойств алмазов из мантийных ксенолитов нами обнаружены различия в спектрах возбуждения и характере ИК-спектров поглощения кристаллов из ксенолитов основного и ультраосновного состава, что может быть использовано для диагностики соотношения парагенетических типов [33]. Достоверность оценки соотношений алмазов двух популяций в кимберлитах представляется важной в прикладном аспекте и необходимой для расшифровки их генезиса, но она может быть осуществлена только по представительным партиям с использованием различных методов. Для его решения и конкретизации исследований применительно к отдельным месторождениям, по нашему мнению, целесообразно применить комплекс физических методов для выработки критерия последующего разделения представительных популяций из различных трубок.

3. Дискуссионным моментом в проблеме генезиса алмазов остается вопрос выяснения образования и роста алмазов в процессе кристаллизации их из магматического расплава или роста в процессе метасоматоза из флюидной фазы или флюидизированного расплава. Последние геохимические свидетельства распределения примесных элементов во включениях из алмазов и прямые наблюдения в ксенолитах свидетельствуют о том, что метасоматический рост алмазов вполне вероятен, хотя, по экспериментальным данным, кристаллизация их происходит в карбонатно-силикатных или сульфидно-силикатных расплавах. В любом случае интенсивное участие флюидных компонентов в процессе алмазообразования неоспоримо [13, 17, 25, 27, 37, 39].

4. Необъяснимым пока является вопрос широкой распространенности сульфидов в кристаллах большинства месторождений кимберлитов. Это не соответствует распространенности сульфидов в мантийных породах эклогитового и тем более перидотитового состава, где они присутствуют как акцессорные минералы в количестве < 1% от объема ксенолитов. Дискуссионна также пока и проблема вовлечения корового углерода в процессе роста алмазов, как этого требует модель интерпретации облегченного изотопного состава углерода в алмазах. Участие субдуцированных пород океанической коры или образований типа расслоенных офиолитовых комплексов в качестве материнских алмазоносных пород подтверждается изотопными определениями кислорода в минералах из ксенолитов эклогитовых пород [38].

Заключение

Гипотеза о вторичной природе части алмазов в ксенолитах мантийных пород является дискуссионной, и для ее окончательного доказательства необходимы дальнейшие исследования. Подтверждение многоэтапности роста и наличия нескольких генераций алмазов в мантийных ксенолитах разрешит ряд спорных моментов в происхождении алмазов. Однако проблема генезиса алмазов не завершена. Резюмируя, сформулируем основные задачи, которые необходимо решить для создания непротиворечивой модели алмазообразования и более уверенного понимания петрологии субконтинентальной литосферы кратонных областей платформ, являющихся магмогенерирующим субстратом кимберлитовых магм и источником алмазов.

Одним из проблемных аспектов остается соотношение алмазов эклогитового и перидотитового парагенезисов. Другой аспект касается датировки возраста алмазов. Несмотря на то, что Sm/Nd определения по включениям силикатов дают обычно древний возраст для перидотитовых алмазов и широкий разброс для кристаллов с эклогитовым парагенезисом включений [28–30], существуют предпосылки более молодого возраста некоторых алмазов обеих парагенетических групп [27]. Наиболее спорным вопросом является время образования алмазов в оболочках кубов, части микроалмазов и кристаллов с флюидными и проблематичными включениями. Подтверждение предполагаемого нами роста их на временном этапе, близко связанном с образованием кимберлитовых магм, и соответствующая датировка возможны в ближайшем будущем благодаря разработке высокоточной аппаратуры изотопного анализа включений в отдельных кристаллах.

Модельный возраст включений сульфидов указывает на широкий спектр возрастов алмазов даже из одной трубки [29]. Только детализация возраста поможет окончательно выяснить, образовались алмазы в результате квазидлительного процесса или же их рост происходил в дискретные периоды, связанные, скорее всего, с корово/мантийными коллизиями, которые сопровождались глобальным метасоматозом. Одним из спорных моментов, разрешаемых при этом, является возможность образования части алмазов в предкимберлитовый этап развития магматизма, когда зарождение глубинных очагов кимберлитовой магмы предваряется снятием напряжений и прохождением интенсивных потоков интрателлурических флюидов в породах верхней мантии и рост части алмазов (микрокристаллы, кубы, алмазы в оболочке), генетически связанных с мантийными породами, обусловливается агентами кимберлитового магматизма.

Список литературы

1. Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 525 с.

2. Буланова Г.П., Специус З.В., Лескова Н.В. Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии. – Новосибирск: Наука, 1990. – 120 с.

3. *Ефимова Э.С., Соболев Н.В.* Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 237, № 6. – С. 1475–1478.

4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003. – 603 с.

5. Кадик А.А., Жаркова Е.В., Специус З.В. Окислительно-восстановительные условия формирования алмазоносных кианитовых эклогитов (кимберлитовая трубка «Удачная», Якутия) // Докл.АН СССР. – 1991. – Т. 230, № 2. – С. 440–444.

6. Литвин Ю.А., Жариков В.А. Экспериментальное моделирование генезиса алмаза: кристаллизация алмаза в многокомпонентных карбонат – силикатных расплавах при 5-7 ГПа и 1200-1570⁰С // Докл. РАН. – 2000. – Т. 372, № 6. – С. 808–811.

7. Пономаренко А.И., Серенко В.П., Лазько Е.Е. Первые находки алмазоносных эклогитов в кимберлитовой трубке «Удачная» // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 209, №1. – С. 188–189.

8. Пономаренко А.И., Соболев Н.В., Похиленко Н.А. и др. Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки «Удачная», Якутия // Докл. АН СССР. – 1976. – Т. 226, №4. – С. 927–930.

9. Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов // Геология и геофизика. – 1960. – № 1. – С. 7–22.

10. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 264 с.

11. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика. – 1984. – № 12. – С. 63–80.

12. Специус З.В., Иванов А.С., Митюхин С.И. Ассоциации с алмазом в кимберлитах трубки Нюрбинская (Накынское поле, Якутия) // Доклады РАН. – 2006. – Т. 408, № 6. – С. 810–814.

13. Специус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. – М.: Наука, 1990. – 272 с.

14. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючов А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998. – 551 с.

15. Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М. Экспериментальное моделирование процессов алмазообразвания. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. – 196 с.

16. Bulanova, G.P. The formation of diamond // J. Geochem. Explor. - 1995. - 53. - P. 1-23.

17. Bulanova G.P., Muchemwa E., Pearson D.G. et al. Syngenetic inclusions of yimengite in diamond from Sese kimberlite (Zimbabwe) – evidence for metasomatic conditions of growth // Ext. Abstracts of 8th Intern. Kimberlite Conf., Victoria, Canada.

18. Cartigny P. Stable Isotopes and the Origin of Diamond // Elements. - 2005. - V. 1. - P. 79-84.

19. Chaussidon M., Albarède F., and Sheppard S.M.F. Sulfur isotope variations in the mantle from ion-microprobe analyses of micro-sulfide inclusions // Earth and Planetary Science Letters. – 1989. – 92. – P. 144–156.

20. Dawson J.B. Kimberlites and their xenoliths. - Berlin: Springer-Verlag, 1980. - 252 p.

21. Galimov E.M. Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation // Geochim. Cosmochim. Acta. - 1991. - 55. - P. 1697-1708.

22. Griffin W.L., Jaques A.L., Sie S.H. et al. Conditions of diamond growth: a proton microprobe study of inclusions in West Australian diamonds // Contib Mineral. Petrol. – 1988. – 99. – P. 143–158.

23. Gurney, J.J. Diamonds // Ross J. et al. (eds) Diamonds, Kimberlites and Related Rocks. – Vol. 2. Geol. Soc. Aust. Spec. Publ., 14, Blackwell Scientific Publications. – Melbourne, 1989. – P. 935–965.

24. Ireland T.R., Rudnick R.L and Spetsius Z.V. Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites // Earth and Planetary Science Letters. – 1994. – 128. – P. 199–213.

25. Izraell E.S., Harris J.W., and Navon O. Fluid and mineral inclusions in cloudy diamonds from Koffiefontein, SouthAfric // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2004. – Vol. 68. – P. 2561–2575.

26. Meyer H.O.A. Genesis of diamond: a mantle saga // American Mineralogist. - 1985. - 70. - P. 344-355.

27. Navon O. Diamond formation in the Earth's mantle // The 7th IKC proceeding. - 1999. - 2. - P. 584-605.

28. Pearson D.G. The age of continental roots // Lithos. - 1999. - 48. - P. 171-194.

29. Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G. P. et al. Re-Os isotopic measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1999. – 63. – P. 703–711.

30. Richardson S.H., Harris J.W. and Garney J.J. Three generations of diamonds from old continental mantle // Nature. – 1993. – 366. – P. 256–258.

31. *Ringwood A.E.* Slab-mantle interactions, 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle // Chemical Geology. – 1990. – 82. – P. 187–207.

32. Shimizu N., Sobolev N.V., and Yefimova E.S. Chemical heterogeneities of inclusion garnets and juvenile character of peridotitic diamonds from Siberia // Russian Journal of Geology and Geophysics. – 1997. – 38. – P. 356–372.

33. *Spetsius Z.V.* Occurrence of diamond in the mantle: a case study from the Siberian Platform // Journal of Geochemical Exploration. – 1995. – 53. – P. 25–39.

34. *Spetsius Z.V.* Two generation of diamonds in the eclogite xenoliths // Gurney J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D. and Richardson, S.H. (eds) Proceedings of 7th Intern. Kimberlite Conf. 2. – Cape Town: Red Roof Design, 1999. – P. 823–828.

Spetsius Z.V. Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia // Lithos. - 2004. - 77. - P. 525-538.
 Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffin W.L. Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir

kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds // Earth Planet. Sci. Lett. – 2002. – V.199. – P. 111–126.

37. Spetsius Z.V. and Taylor L.A. Partial Melting in Mantle Eclogite Xenoliths: Connection with Diamond Paragenesis // Geology Review. – 2002. – 44. – P. 973–987.

38. Spetsius Z.V. and Taylor L.A. Kimberlite xenoliths as evidence for subducted oceanic crust in the formation of the Siberian craton // Proceedings of 3d Intern. Workshop: Plumes and problem of deep sources of alkaline magmatism. – Irkutsk, 2003. – P. 5–19.

39. Spetsius Z.V. and Taylor L.A. Metasomatic diamonds in eclogite xenoliths: petrologic and photographic evidence // Ext. Abstracts of 8th Intern. Kimberlite Conf. – Victoria, Canada, 2003.

УДК 551.24:552.323.6

МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

В.Н. Устинов

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Санкт-Петербург

В результате комплексного изучения терригенных коллекторов на территориях промышленных алмазоносных районов, расположенных на склонах Тунгусской и Мезенской синеклиз, разработана модель эволюции среднепалеозойского кимберлитового поля в позднем палеозое. Предложенная модель характеризует наиболее общие закономерности строения и развития древнего рельефа, фациальные обстановки формирования коррелятных терригенных коллекторов, особенности размыва коренных источников и условия формирования ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК).

Мало-Ботуобинский, Далдыно-Алакитский и Зимнебережный алмазоносные районы Сибирской и Восточно-Европейской провинций, включающие поля среднепалеозойских кимберлитов, занимают своеобразное структурное положение на склонах крупнейших позднепалеозойских синеклиз и входят в состав Восточно-Тунгусской и Северо-Мезенской структурно-фациальных зон (рис. 1). Характерными чертами развития подобных областей, приуроченных к зонам выклинивания, выполняющих структуры верхнепалеозойских образований, являются частая смена периодов размыва и аккумуляции отложений, пестрота их фациального состава, разновозрастность базального горизонта и ряд других особенностей, обусловленных расположением территорий в краевых частях позднепалеозойских эпиконтинентальных морских бассейнов, периодически затоплявших прибрежную континентальную сушу.

Верхнепалеозойские отложения, содержащие ореолы рассеяния ИМК, широко развиты на склонах Тунгусской и Мезенской синеклиз и выступают в качестве промежуточного коллектора алмазов. Разрезы терригенных коллекторов представлены наборами однообразно построенных циклитов различного ранга (I – IV порядков), соответствующих пакетам, пачкам, свитам и сериям [1]. В низах пачек (циклитов II порядка) залегают преимущественно континентальные образования, верхние их части формировались в обстановках солоноватоводного бассейна. Такое строение разрезов, обусловленное чередованием циклитов континен-



Рис. 1. Палеогеологические разрезы Мало-Ботуобинского (*a*), Далдыно-Алакитского (*б*) и Зимнебережного (*в*) алмазоносных районов, реконструированные на позднепалеозойское время: 1–3 – верхнепалеозойские отложения: 1 – континентальные, 2 – преимущественно бассейновые, 3 – морские; 4 – нижнекаменноугольные отложения; 5 – верхнедевонскиенижнекаменноугольные коры выветривания; 6 – породы кимберлитовмещающего цоколя (*a* – нижнепалеозойского, б – верхнепротерозойского) и номера пластов; 7 – среднепалеозойские кимберлитовые тела; 8 – допозднепалеозойские разрывные нарушения; 9 – скважины колонкового бурения, использованные для составления разрезов; 10–11 – ореолы рассеяния ИМК: 10 – континентальные, *б* – реконструированные), 11 – бассейновые (*a* – установленные, *б* – реконструированные).

тального и бассейнового генезиса, является отличительной чертой краевых частей позднепалеозойских бассейнов, охватывающих среднепалеозойские алмазоносные кимберлитовые поля, расположенных на территориях Сибирской и Восточно-Европейской провинций. Несмотря на различные палеоклиматические условия осадконакопления в позднем палеозое, которые обусловили формирование угленосной и терригеннокарбонатной формаций на территориях древних платформ, сохранялись и основные черты сходства их эволюции, которые выражались палеогеоморфологическими, палеофациальными и палеодинамическими обстановками формирования терригенных коллекторов алмазов и ореолов рассеяния ИМК.

Позднепалеозойскому этапу предшествовали внедрение кимберлитовых тел, их частичный размыв и формирование терригенных коллекторов алмазов. Раннекаменноугольные коллекторы установлены на территории Зимнебережного района [2], доказано их былое широкое развитие на территории Мало-Ботуобинского района [3], предполагается их существование в пределах Далдыно-Алакитского района. Однако только на территории Мало-Ботуобинского района, где кимберлитовые тела подверглись максимальному денудационному срезу, был сформирован раннекаменноугольный шлейф площадного разноса ИМК. Сохранившиеся на многих трубках Далдыно-Алакитского и Зимнебережного районов кратерные фации и присутствие в пределах последнего раннекаменноугольных коллекторов элювиально-делювиального и делювиально-пролювиального типов могут свидетельствовать об относительно незначительном разносе ИМК от коренных источников и сохранении ими основных первичных признаков коренных источников (содержание, степень механического износа и др.). Эпоха среднепалеозойской планации кимберлитовмещающего цоколя завершается формированием площадных кор химического выветривания гидрослюдистокаолинового состава на предельно выположенных поверхностях денудационного выравнивания.

Тектоническая перестройка среднепалеозойского структурного плана в начале среднего карбона явилась наиболее важным этапом позднего палеозоя. Образование позднепалеозойских синеклиз в виде обширных наложенных на древние структуры прогибов повлекло за собой опускание прилегающих к ним частей пенепленезированных денудационных равнин. Деформации исходных поверхностей выравнивания привели к образованию в среднекаменноугольное время нескольких гипсометрических ступеней (ярусов) рельефа, которые представлены нижним, средним и верхним уровнями. В их пределах сформированы соответственно низменная, слабовозвышенная и возвышенная равнины, являющиеся формами рельефа наивысшего ранга (мегаформами). В результате активизации тектонических и денудационных процессов в этот период формируются и формы рельефа меньшего порядка (макроформы) – впадины и возвышенности, осложненные мезоформами – речными долинами, тектоническими депрессиями и денудационными останцами. Особое значение для распределения на площади различных фаций и характера протекающего в позднем палеозое осадконакопления имеют ярусы рельефа поверхности кимберлитовмещающего цоколя (КВЦ). Так, на нижнем ярусе рельефа накапливались преимущественно фации бассейнового ряда. Средний ярус явился переходной зоной чередования фаций эпиконтинентального бассейна и образований континентального генезиса. Эта область претерпела наиболее интенсивные преобразования в позднем палеозое и отличалась максимальными величинами денудационного среза, достигающими в осевых частях долин величин не менее 50-60 м. Срез расположенных в пределах среднего и верхнего ярусов рельефа кимберлитовых тел Зимнебережного и Алакит-Мархинского полей не превышал 20-40 м [4, 5]. Верхний ярус, на котором располагались кимберлитовые тела Мирнинского и Далдынского полей, развивался до своего полного погребения в поздней перми в континентальных обстановках малоактивной денулации, оцениваемой величинами порядка 20 м. Последнее обстоятельство предопределило слабый размыв кимберлитов в позднем палеозое и возможность накопления россыпей алмазов континентального генезиса, образованных в условиях ближнего и умеренного переноса. Таким образом, сформированный в среднекаменноугольное время рельеф кимберлитовмещающего цоколя контролировал распределение фаций на площади, обусловил величину денудационного среза коренных источников и интенсивность процессов россыпеобразования в течение всего позднего палеозоя.

Развитие краевых зон позднепалеозойских бассейнов седиментации по пути заполнения образованных в среднекаменноугольное время мега- и макроформ рельефа происходило на фоне чередования эпох размыва и аккумуляции терригенных коллекторов. В начальные этапы формирования циклитов II порядка происходило заложение речной сети, которая в целом развивалась унаследованно. Наиболее значительным был среднекаменноугольный врез начала позднепалеозойского этапа. В пределах Восточно-Тунгусской структурно-фациальной зоны ему соответствовало раннебашкирское, на территории Северо-Мезненской зоны – раннемосковское время. Реконструированные продольные профили рек ранних генераций и их террас отличались крайне небольшими уклонами (менее 0,5-0,6 м/км) и характеризовались постепенным их выполаживанием. Уклоны рек поздних генераций не превышали 0,1-0,2 м/км. Периоды врезаний палеодолин и формирования ореолов рассеяния континентальной группы коррелируют с этапами падения уровня Мирового океана и воздыманий территории. Эрозии в это время подвергались породы кимберлитовмещающего цоколя, перекрывающие их коры выветривания, образования допозднепалеозойских площадных коллекторов и кимберлиты. Все ореолы континентального генезиса имеют линейную форму с обогащенной ИМК «головной» частью и постепенным сокращением концентраций вниз по течению древних рек. На обширных водораздельных пространствах, разделяющих палеодолины, и на возвышенных участках денудационных равнин на среднем и верхнем ярусах рельефа местами формировались делювиальные образования, сложенные разнообразными плохо отсортированными отложениями.

В периоды эвстатических повышений уровня Мирового океана, совпадающих по времени с этапами прогибания позднепалеозойских бассейнов, происходили ингрессии бассейна, который затапливал узкую прибереговую зону, а также нижние участки древних долин и разделяющие их низкие водоразделы. В такие этапы в бассейновых обстановках приберегового мелководья происходило формирование верхних частей циклитов II порядка. Абразия в это время, очевидно, была небольшой, но достаточной для переработки маломощного чехла континентальных образований, развитых на прежних водоразделах.

В условиях трансгрессировавшего морского бассейна в зоне подвижного мелководья происходило вдольбереговое перемещение материала с дифференциацией его по гидравлической крупности и формированием пляжевых образований, в которых концентрировались относительно более тяжелые и крупные кимберлитовые минералы, мелкие же зерна выносились в более глубокие части водоема [1]. При наличии в зоне подвижного мелководья локальной палеовозвышенности, на первой стадии затопления являвшихся островами, а впоследствии отмелями, последние превращались в своеобразные «палеогеоморфологические ловушки» тяжелых минералов, в том числе и ИМК. На пологих бортах поверхностей выравнивания пляжевые ореолы ИМК концентрировались в пределах древних береговых зон, фиксирующих определенные уровни стояния бассейна. В результате сформировались изометричные либо неполные кольцевые (или серповидные) ореолы, собравшие ИМК с прилегающих площадей.

В зависимости от положения полифациальных ореолов ИМК в древнем позднепалеозойском мега-, макро- и мезорельефе можно выделить три категории ореолов. К первой категории относятся ореолы среднего и верхнего ярусов погребенного рельефа кимберлитовмещающего цоколя, ко второй – ореолы впадин и возвышенностей, третья категория охватывает ореолы речных долин и локальных палеовозвышенностей (рис. 2). Анализ палеогеоморфологической позиции позднепалеозойских бассейновых и континентальных ореолов ИМК показывает, что все они приурочены к среднему и верхнему ярусам среднекаменноугольного рельефа поверхности КВЦ, являвшегося областями периодически сменяющихся вследствие регрессивнотрансгрессивных движений солоноватоводного бассейна процессов денудации и аккумуляции. Известные кимберлитовые поля Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Зимнебережного районов также приурочены именно к этим двум ярусам рельефа, чем и были обусловлены их вовлечение в сферу денудации и последующее формирование ореолов рассеяния ИМК. На нижнем ярусе на протяжении всего позднего палеозоя существовала субгоризонтальная аккумулятивная равнина в области солоноватоводного бассейна. Здесь были развиты отложения малоактивного и пассивного динамического типов, условия формирования которых не благоприятны для транспортировки и концентрации ореолов ИМК. На этом ярусе ореолы пока не установлены, но в случае их обнаружения они будут обладать значительно меньшими размерами, чем в области денудационно-аккумулятивного развития и находиться в непосредственной близости от источников. Наблюдаемая зональность показывает, что ярусное строение среднекаменноугольного рельефа контролирует общие закономерности формирования позднепалеозойских ореолов рассеяния. На основе изучения ореолов ИМК на ступенях мегарельефа могут быть намечены новые алмазоносные районы.

Ореолы ИМК, связанные с крупными впадинами и возвышенностями, также представлены бассейновыми и континентальными разновидностями залежей ИМК. Они являются основным объектом исследования при поисках кимберлитовых полей, кустов тел и связанных с ними древних россыпей алмазов. Впадины благоприятны для формирования позднепалеозойских россыпей континентального и бассейнового рядов. На возвышенностях можно предполагать россыпи континентального генезиса. По объему ореолы, заключенные в макроформах палеорельефа, отвечают так называемым полиинтегральным ореолам [6].

К третьей категории относятся ореолы ИМК речных долин, локальных палеовозвышенностей и склонов поверхностей выравнивания, которые формировались за счет размыва как отдельных тел, так и их кустов. Ореолы, заключенные в речных долинах, тяготеют к их верхним частям и приурочены преимущественно к аллювиальным (русловым) фациям малых рек, реже к делювию. Они развиты на склонах впадин и возвышенностей в пределах среднего яруса мегарельефа и встречаются в базальных отложениях нижних пакетов циклитов II порядка. Пляжевые ореолы устанавливаются преимущественно во впадинах в области среднего яруса мегарельефа. Они заключены в бассейновых фациях, залегающих в базальных горизонтах верхних пачек циклитов II порядка.

Таким образом, сформированные в разнообразных палеогеоморфологических, палеофациальных и палеодинамических обстановках седиментации позднепалеозойские ореолы ИМК представлены двумя группами ореолов: континентальными и бассейновыми, которые подразделяются на несколько морфогенетических типов. Под морфогенетическим типом ореола рассеяния (или совокупности ореолов) понимается область повышенных концентраций ИМК относительно фоновой, которая занимает определенную палеогеоморфологическую позицию, отличается определенным фациальным составом, условиями залегания, строения. В составе группы континентальных ореолов выделяются два типа: делювиальные ореолы конусов выноса и аллювиальные ореолы верховий речных долин. Ореолы бассейновой группы представлены пляжевыми ореолами на локальных палеовозвышенностях.

Среди всего разнообразия ореолов рассеяния ИМК в зависимости от типов размываемых алмазоносных пород обычно выделяются первичные, возникшие при прямом поступлении материала размыва коренных источников, и вторичные, сформированные при размыве промежуточных коллекторов и смешанные [7]. В составе позднепалеозойских коллекторов Сибирской и Восточно-Европейской провинций устанавливаются все указанные разновидности ореолов рассеяния ИМК.



Рис. 2. Палеогеографические схемы позднего палеозоя Мало-Ботуобинского (*a*), Далдыно-Алакитского (*б*) и Зимнебережного (*в*) алмазоносных районов: 1–7 – формы палеорельефа: мегаформы (1 – низменная аккумулятивная равнина, нижний ярус, 2 – слабо возвышенная денудационно-акумулятивная равнина, средний ярус, 3 – возвышенная денудационная равнина, верхний ярус), макроформы (4 – Нижне-Ботуобинская – Н-Б, Сюльдюкарская – С-Д, Верхне-Мархинская – B-M, Средне-Алакитская – С-А, Золотицко-Шочинская – З-Ш, Падунская – П-Д впадины, 5 – Мирнинская – МР, Сюльдюкар-Холомолохская – СХ, Верхнесохсолохская – ВС, Кепинская – КП, Товская – ТВ, Верхотинская – ВХ возвышенности), мезоформы (6 – денудационные останцы, 7 – днища основных речных долин); 8 – изогипсы поверхности палеорельефа суши (м); 9 – главные водоразделы; 10 – береговые линии минимального стояния уровня позднепалеозойского бассейна; 11 – направления сноса терригенного материала: а – общие, б – местные (по основным палеоводотокам); 12 – направления трансгрессии бассейна; 13–14 – установленные ореолы рассеяния ИМК, более 10 зн/10 л (13– континентальные, 14 – бассейновые); 15 – среднепалеозойские кимберлитовые тела

Характерными признаками ореолов делювиальных конусов выноса, сформированных в основном за счет прямого размыва кимберлитовых тел являются: 1) залегание на склонах форм рельефа различного ранга; 2) приуроченность к базальным горизонтам нижних пакетов циклитов II порядка; 3) принадлежность к отложениям малоактивного динамического типа, которые накапливались в условиях прерывистопоступательной среды седиментации в регрессивные этапы; 4) заключены в делювиальных отложениях; 5) образование в непосредственной близости от источников; 6) средние и мелкие размеры; 7) незначительные мощности; 8) конусовидная или неправильная морфология; 9) преобладание среди вмещающих пород наиболее грубообломочных разностей (конгломератов и гравелитов); 10) быстрое падение содержаний ИМК на расстоянии первых сотен метров от коренных источников; 11) преобладание высоких содержаний слабоизношенных зерен ИМК; 12) низкая степень отсортированности зерен.

Основные отличительные черты аллювиальных ореолов верховьев палеодолин, сформированных в основном за счет прямого размыва кимберлитовых тел, в меньшей степени в результате переотложения терригенных коллекторов, сводятся к следующим: 1) приуроченность к верхним частям речных долин; 2) залегание в базальных горизонтах нижних пакетов циклитов II порядка; 3) принадлежность к отложениям активного динамического типа, которые отлагались преимущественно в условиях устойчиво-поступательной седиментации в регрессивные периоды существования эпиконтинентального бассейна; 4) заключены в аллювиальных русловых фациях; 5) образование как в непосредственной близости от источников, так и на расстоянии до 10–15 км; 6) средние и мелкие размеры; 7) значительные вариации мощностей; 8) линейная, неправильная, реже изометричная морфология; 9) преобладание среди вмещающих пород наиболее грубообломочных разностей (конгломератов и гравелитов); 10) низкие, реже средние и высокие содержания ИМК (по сравнению с известными или предполагаемыми коренными источниками); 11) преобладание высоких и средних концентраций слабоизношенных зерен; 12) преимущественно средняя или низкая степень отсортированности зерен.

Первичные и смешанные ореолы континентальной группы широко развиты на территории Зимнебережного и Далдыно-Алакитского алмазоносных районов. Вторичные ореолы, образованные за счет перемыва более древних продуктивных образований, обычно обладают всеми палеогеоморфологическими, палеофациальными, палеодинамическими чертами сходства с первичными, но отличаются, как правило, высокой степенью износа ИМК, хорошей их сортировкой и нередко мономинеральным составом. Вторичные ореолы широко развиты в Мало-Ботуобинском и примыкающем к нему с севера Моркокинском районе. Типичным примером является аллювиальное россыпное проявление Дьюкунахское, сформированное за счет перемыва морских коллекторов, но залегающее в русловых аллювиальных отложениях днища среднекаменноугольной речной долины.

Морфогенетический тип пляжевых ореолов на локальных палеовозвышенностях отличается следующими основными чертами: 1) приуроченность к склонам положительных форм рельефа; 2) залегание в базальных горизонтах верхних пакетов циклитов II порядка; 3) принадлежность к отложениям активного динамического типа, которые отлагались в условиях возвратно-поступательного движения водной среды в трансгрессивные периоды существования эпиконтинентального бассейна; 4) заключены в пляжевых фациях; 5) образование на различном удалении от источников; 6) преимущественно средние и крупные размеры; 7) большие и средние величины мощностей; 8) преобладание лентообразного и серповидного в плане морфологического строения; 9) доминирование песчаных разностей среди вмещающих пород; 10) высокие и средние, иногда низкие содержания ИМК; 11) преобладание низких и средних содержаний слабоизношенных зерен ИМК; 12) хорошая, иногда средняя степень отсортированности зерен ИМК.

Пляжевые ореолы образованы в динамически активных обстановках в условиях колебательных движений волноприбойной прибрежной зоны. Последнее и предопределило накопление ореолов ИМК, не имеющих прямой пространственной связи с источниками в пределах определенных геоморфологических ловушек – локальных палеовозвышенностей. Главные особенности формирования бассейновых ореолов на положительных палеоструктурах заключаются в прибрежной пересортировке тонкого плаща отложений, содержащего ИМК, и последующей его аккумуляции в области торможения прибойного потока на склонах положительных форм рельефа. Подобный механизм образования залежей ИМК, кроме образования богатых ореолов, мог привести и к формированию в позднем палеозое россыпей алмазов. Ореолы ИМК пляжевого типа являются, вероятно, как смешанными, так и вторичными, сформированными за счет размыва более древних коллекторов.

Типичным примером (моделью) среднепалеозойского кимберлитового поля, погребенного под толщей полифациальных верхнепалеозойских отложений на окраине крупного седиментационного бассейна, является Алакит-Мархинское поле. На его примере можно провести качественную оценку дальности транспортировки ИМК от коренных источников в течение континентального и бассейнового этапов позднего палеозоя. Ореолы рассеяния Алакит-Мархинского поля были сформированы как за счет прямого размыва среднепалеозойских кимберлитов, так и в результате поступления ИМК из терригенных коллекторов [8, 9]. Изучение ореолов рассеяния, наряду с восстановлением условий времени их формирования, предусматривало анализ распределения суммарных содержаний минералов-спутников алмаза и степени механического износа раздельно пиропов и пикроильменитов для бассейновых и континентальных палеогеографических обстановок. Степень механического износа с использованием пятибалльной (1–V) шкалы [7] определялась в каждой пробе как среднее арифметическое по классам износа от общей суммы зерен. Под ореолами рассеяния в данном случае понимается вся совокупность ИМК, заключенная в позднепалеозойских терригенных коллекторах.

Анализ распределения содержаний ИМК (пиропов и пикроильменитов) в континентальных палеогеографических обстановках выявляет неравномерно-пятнистое внутреннее строение ореола поля и показывает (рис. 3, А), что содержания минералов-спутников быстро падают по мере удаления от коренных источников



Рис. 3. Карты содержаний ИМК в континентальных (А) и бассейно-(Б) вых обстановках позднего палеозоя Алакит-Мархинского кимберлитового поля: 1-7 - формы палеорельефа: мегаформы (1 – низменная аккумулятивная равнина, нижний ярус, 2 – слабо возвышенная денудационно-акумулятивная равнина, средний ярус, 3 – возвышенная денудационная равнина, верхний ярус), макроформы (4 – Верхне-Мархинская – В-М, Средне-Алакитская – С-А впадины, 5 – Верхнесохсолохская – BC возвышенность), мезоформы (6 – денудационные останцы: а – выраженные в рельефе суши, б – затопленные водами бассейна, 7 – днища раннебашкирских речных долин); 8 – изогипсы поверхности палеорельефа суши (м); 9 – береговые линии бассейна: а – минимального развития в раннебашкирское время (регрессивная фаза), б – максимального развития в позднемосковское время (трансгрессивная фаза); 10 – осъ главного водораздела; 11 – направления сноса терригенного материала: а – общие, б– местные (по основным палеоводотокам); 12 направления трансгрессии бассейна; 13 – обобщенные контуры ореолов рассеяния ИМК

(трубок и кустов тел). Кимберлитовые тела отчетливо проявлются повышенными (более 100 зн/10 л) концентрациями ИМК в терригенных коллекторах в радиусе от 2–3 до 4–7 км. На больших расстояниях происходит смешивание ассоциаций ИМК их различных источников. При отсутствии подпитки из других трубок разубоживание концентраций минералов-спутников до уровня фоновых происходит иногда уже на расстоянии 4–5 км в направлении вектора переноса. Наибольшие расстояния транспортировки (до 10–15 км) характерны для русловых отложений, выполняющих днища речных долин.

Характер распределения пиропов (рис. 4, A) и пикроильменитов (рис. 5, A) по степени износа в континентальных обстановках отличается также неравномерно-пятнистым строением. Для трубок и кустов тел характерно присутствие участков, прослеживаемых от источников на расстояния в среднем 3–5 км (для пиропов) и 1–2 км (для пикроильменитов) в направлении вектора переноса и отличающихся износом зерен ниже 2-го класса. Видно, что кусты тел оконтуриваются областями 2–3-го классов износа ИМК. Радиус их варьирует от 2–3 до 10–12 км для пиропа и от 1–2 до 5–8 км для пикроильменита. На больших расстояниях от кимберлитовых тел прослеживаются участки, отличающиеся 3–4-м классами износа ИМК. Вероятно поступление минералов-спутников из различных источников. Более существенное изнашивание пикроильменита по сравнению с пиропом при прочих равных условиях объясняется более высокой абразионной устойчивостью пиропа в водном потоке [10, 11]. На фоне закономерного последовательного увеличения степеней износа по мере удаления от коренных источников местами устанавливаются отдельные локальные участки, отличающиеся высоким износом (4–5-й классы) и повышенными концентрациями ИМК. Подобные ореолы формировались, вероятно, в результате размыва более древних терригенных коллекторов.

Анализ распределения содержаний минералов-спутников в бассейновых палеообстановках выявляет прерывисто-линейное внутреннее строение ореола рассеяния поля (рис. 3, Б). Участки максимальных содержаний ИМК, образующие узкие струи, которые ориентированы преимущественно вкрест простирания основных водотоков, не обнаруживают прямой связи с известными кимберлитовыми телами. Это объясняется двумя причинами. Во-первых, к моменту начала трансгрессии и формирования бассейнового ореола многие кимберлитовые тела уже находились в погребенном состоянии, во-вторых, ИМК, поступающие из континентальных образований предыдущего этапа и коренных источников, концентрировались в пределах пологих побережий древних пляжей на склонах поверхностей выравнивания и денудационных останцов. Отдельные пляжевые ореолы образуют компактные залежи, располагающиеся на расстояниях от первых км до 10–15 км от коренных источников.

Характер распределения пиропов (рис. 4, Б) и пикроильменитов (рис. 5, Б) по степени износа в бассейновых обстановках характеризуется также прерывисто-линейным строением. Особенностью являются выдержанность определенных классов износа по простиранию и изменчивость вкрест простирания лентовидных струй. По сравнению с ореолом рассеяния в континентальных отложениях преобладают 3–4-й классы износа пиропов и пикроильменитов, реже встречаются зерна 4–5-го классов. Для пикроильменитов характерен более высокий износ зерен, чем у пиропов. Уменьшения степени износа зерен вблизи известных коренных источников не отмечается.

Приведенные данные по содержаниям и классам износа ИМК в континентальных и бассейновых обстановках позднего палеозоя проявляют специфику формирования этих ореолов рассеяния. Для позднепалеозойского этапа развития кимберлитовых полей, расположенных на склонах синеклиз, характерен незначительный (от первых км до 10-15 км) разнос минералов-спутников, а следовательно, и самих алмазов от коренных источников. Для сравнения укажем, что в четвертичное время разнос ИМК происходил на многие десятки и сотни км [8,12,13]. Следовательно, условия транспортировки ИМК в позднепалеозойских и кайнозойских континентальных обстановках существенно отличались. Здесь следует отметить также и более высокую степень механического износа ИМК в континентальных ореолах ближнего и умеренного сноса по сравнению с кайнозойскими. Она обусловлена, по-видимому, не только поступлением части минераловспутников алмаза (MCA) из более древних коллекторов, но и явлением «мельничного эффекта», возникающего в условиях высокой вязкости среды, приводившей к множественному взаимодействию частиц [10]. Быстрое разубоживание концентраций ИМК в аллювиальных и делювиальных образованиях увязывается с относительно низкой динамикой рельефообразующих процессов в позднем палеозое. В то же время характер износа зерен и полиминеральный состав ИМК в бассейновых ореолах пляжевого типа не соответствуют классическим представлениям о доминировании предельно изношенных ассоциаций МСА, достигающих высокой степени зрелости, вплоть до мономинерального состава. Тем не менее механизм возвратнопоступательного движения прибойного потока в условиях кратковременных трансгрессий приводил к переконцентрации ИМК и потере пространственной связи с коренными источниками. Таким образом, условия транспортировки и аккумуляции ИМК в позднем палеозое отличались от континентальных обстановок кайнозоя и типичных прибрежно-морских условий, которые имели место в Тушамском, Кютюнгдинском, других районах [9] и приводили к предельному износу ИМК и формированию мономинеральных ассоциаций.

Выявление принципиально отличающихся бассейновых и континентальных условий формирования позднепалеозойских ореолов ИМК приводит к различным прогнозно-поисковым выводам: поиски месторождений алмазов по континентальным ореолам требуют постановки детальных поисковых работ с целью прямого подсечения источников; для бассейновых ореолов, располагающихся на различном удалении от размываемых алмазоносных пород, необходимо дополнительное изучение палеообстановок с целью выяснения длительности транспортировки ИМК и особенностей их миграции в пределах древних пляжей, создававшихся в трансгрессивные периоды солоноватоводного бассейна.

Предложенная реконструированная модель эволюции среднепалеозойского кимберлитового поля в позднем палеозое, характеризующая особенности развития древнего рельефа, фациальных обстановок формирования терригенных коллекторов, интенсивности размыва коренных источников и формирования ореолов рассеяния ИМК Сибирской и Восточно-Европейской провинций, позволяет сформулировать следующие основные положения.

1. Начало позднепалеозойского этапа развития характеризуется частичной инверсией среднепалеозойских структур и рельефа.





Рис. 4. Карты распространения пиропов по классам механического износа в континентальных (*A*) и бассейновых (*Б*) обстановках позднего палеозоя Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Условные обозначения см. на рис. 3

Рис. 5. Карты распространения пикроильменитов по классам механического износа в континентальных (*A*) и бассейновых (*Б*) обстановках позднего палеозоя Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Условные обозначения см. на рис. 3

2. Основные черты палеорельефа, представленные формами различных порядков, сформировались в среднекаменноугольное время.

3. Наиболее активная эрозионная деятельность, врезание речных долин и формирование ореолов регрессивных этапов характерны для среднего карбона. Заполнение форм рельефа полифациальными отложениями и формирование ореолов трансгрессивных этапов происходили в условиях повышения базиса эрозии солоноватоводного бассейна.

4. Время проявления основных регрессивных и трансгрессивных этапов совпадало с эвстатическими изменениями уровня Мирового океана.

5. Позднепалеозойский рельеф характеризовался низкой контрастностью, незначительными уклонами палеоповерхностей и пологими уклонами продольных профилей рек, что обусловило относительно малоактивную динамику рельефообразующих процессов.

6. Денудационный срез пород КВЦ и коренных источников в позднем палеозое, измеряемый первыми десятками метров, не способствовал формированию удаленных от кимберлитовых тел или древних промежуточных коллекторов ореолов рассеяния ИМК.

7. Континентальные ореолы регрессивных этапов локализованы преимущественно на склонах впадин в пределах речных долин. В трансгрессивные периоды повышения базиса эрозии, приводившего к частичному заполнению выработанных ранее форм, благоприятные условия для накопления ореолов ИМК создавались в области аккумулятивного рельефа на среднем и верхнем ярусах рельефа. Бассейновые ореолы трансгрессивных этапов тяготеют к впадинам или встречаются на склонах возвышенностей. Нередко они отмечаются на склонах мезоформ рельефа – локальных палеовозвышенностей.

8. Все морфогенетические типы позднепалеозойских ореолов ИМК, относящиеся к различным разновидностям по источникам питания (первичным, смешанным или вторичным), формировались в обстановках ближнего или умеренного переноса.

9. Ореолы континентальной группы в подавляющем большинстве случаев сохраняют пространственную связь с источниками. Содержания в них падают в десятки раз по мере удаления от источников на расстояниях первых км.

10. Пляжевые ореолы рассеяния, несмотря на незначительное удаление от коренных источников, не обнаруживают с ними пространственной связи и являются оторванными. Их концентрация обусловлена положением древних береговых линий и благоприятными формами рельефа.

11. Формирование ореолов рассеяния ИМК континентальной и бассейновой групп в регрессивные и трансгрессивные этапы позднего палеозоя происходило преимущественно на удалении не более 10-15 км от источников. На больших расстояниях происходило разубоживание концентраций ИМК до уровня фоновых или полное их рассеяние.

12. Участки локальных размывов древних промежуточных коллекторов фиксируются аномально высокоизношенными зернами ИМК в ореолах континентального генезиса.

13. Палеогеографические обстановки формирования позднепалеозойских ореолов рассеяния ИМК существенно отличались от кайнозойских, образованных на этапе новейшего тектонического развития, особенностями существовавшего палеорельефа, фациального состава вмещающих отложений, климата. Отличия подчеркиваются значительно меньшими расстояниями транспортировки ИМК и быстрым падением их концентраций по мере удаления от источников.

14. Специфика позднепалеозойских бассейнов, трансгрессировавших на выположенную сушу краевых частей синеклиз, заключалась в отсутствии длительной пересортировки материала в пляжевой зоне, что не способствовало максимальному износу зерен ИМК и формированию зрелых мономинеральных ассоциаций.

Основные особенности эволюции кимберлитовых полей в позднем палеозое, закономерности формирования терригенных коллекторов алмазов и ореолов рассеяния ИМК на окраинах седиментационных бассейнов могут быть использованы при поисках коренных источников и россыпей алмазов в различных регионах Сибирской и Восточно-Европейской провинций.

Список литературы

1. Позднепалеозойские терригенные коллекторы алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы / О.Г. Салтыков, Ю.М. Эринчек, В.Н. Устинов, Е.Д Мильштейн // ВСЕГЕИ. – 1991. – 228 с.

2. Антащук М.Г., Снегиревский С.М. Установление визейских отложений в зоне сочленения Русской платформы и Балтийского щита (Архангельская обл.): палеоботаническое обоснование // Вестник СПбГУ. – Сер. 7. – 2003. – Вып. 2 (№ 15). – С. 94–101.

3. *О досреднекаменноугольном* коллекторе кимберлитовых минералов в юго-западной части Якутской провинции / В.Т. Подвысоцкий и др. // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 297, № 1. – С. 170–174.

4. Устинов В.Н. Денудационный срез кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля Западной Якутии в позднем палеозое // Актуальные проблемы региональной геологии Сибири: Тезисы докладов. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. – С. 132–133.

5. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т. Особенности минерагении алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). – Мирный, 2004. – 172 с.

6. Салтыков О.Г., Богатых И.Я., Эринчек Ю.М. Классификация ореолов рассеяния кимберлитовых минералов по геологическим и минералогическим признакам // Россыпи платформенных областей. – Киев: Наукова думка, 1990. – С. 97–108.

7. Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки месторождений алмазов. Книга 1. Коренные месторождения / В.М. Подчасов, В.Е. Минорин, И.Я. Богатых и др. – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. – 548 с.

8. Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н. Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. – Якутск, 1995. – 164 с.

9. Подвысоцкий В.Т. Терригенные алмазоносные формации Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2000. – 332 с.

10. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Филиал «Гео» Изд-ва СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001. – 276 с.

11. Механический износ индикаторных минералов кимберлитов / В.П. Афанасьев, Е.И. Николенко, Н.С. Тычков и др. // Природные и техногенные россыпи. Проблемы.Решения: Труды III Международной научно-практической конференции. – Симферополь: КО УкрГГРИ, 2007. – С. 37–48.

12. Салтыков О.Г., Скриплева Г.И. Эволюция зерен пикроильменита в потоковых отложениях Мало-Ботуобинского района (Зап. Якутия) // Геология и геофизика. – 1973. – № 2. – С. 112–117.

13. Афанасьев В.П., Варламов В.А., Гаранин В.К. Зависимость износа кимберлитовых минералов от условий и дальности транспортировки // Геология и геофизика. – 1984. – № 10. – С. 119–125.

ГЛАВА 2

ГЕОЛОГИЯ, МАГМАТИЗМ, ГЛУБИННОЕ И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЛМАЗОНОСНЫХ И АЛМАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ РЕГИОНОВ

УДК 550.834.05 (571.56)

ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРОЕНИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ МОВ-ОГТ И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ МТЗ

С.Ф. Бессмертный, Е.В. Поспеева, О.И. Овчинникова

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

С целью изучения особенностей строения земной коры в пределах известных кимберлитовых полей Далдыно-Алакитского алмазоносного района проведены региональные сейсморазведочные наблюдения МОВ-ОГТ и электроразведочные работы методом МТЗ. По результатам анализа кинематических и динамических параметров волновых картин, построенных при обработке сейсморазведочных материалов, в районах изученных объектов выделены контрастные субвертикальные транскоровые аномалии поля отраженно-рассеянных волн. По данным МТЗ, под кимберлитовыми полями рассматриваемого района на фоне высокоомного разреза картируются проводящие субвертикальные неоднородности. Выделенные транскоровые аномалии и проводящие неоднородности отождествляются с субвертикальными глубинными кимберлитообразующими системами гетерогенного типа. Отмеченные особенности динамического развития земной коры, связанные с кимберлитообразующими системами и картируемые сейсмо- и электроразведочными методами, могут быть отнесены к устойчивым прогнозно-поисковым признакам обнаружения проявлений кимберлитового магматизма в образованиях платформенного чехла.

К числу важных проблем, решаемых методами региональной геофизики в Западной Якутии, относится изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии с целью выявления основных признаков, коррелирующих с проявлениями кимберлитового магматизма, а также определение закономерностей размещения кимберлитовых полей. В процессе решения этой проблемы на основе рассмотрения данных региональных гравимагнитных съемок и наблюдений методами глубинных сейсмических и магнитотеллурических зонлирований [1–3] получены сведения о глубинном строении ряда кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции (ЯАП). На прогнозных моделях, построенных в результате интерпретации этих материалов, в зонах развития изученных объектов выделяются мантийно-коровые диапиры, которые соответствуют вероятным палеомагматическим очагам на глубинах 30-45 км. Из-за относительно низкой разрешающей способности реализованных методов исследований в процессе физико-геологического моделирования не удалось достаточно надежно реставрировать особенности строения земной коры и идентифицировать прогнозно-поисковые параметры кимберлитообразующих систем между глубинными очагами и структурами платформенного чехла, в которых локализуются диатремы кимберлитов. Для того чтобы адекватно решить задачи изучения особенностей строения земной коры и идентифицировать прогнозно-поисковые признаки, характерные для известных кимберлитовых полей Далдыно-Алакитского алмазоносного района (ДААР), осуществлены переобработка и переинтерпретация данных, полученных ранее по методике ОГТ, и выполнено профилирование методом магнитотеллурических зондирований (МТЗ).

Методика полевых наблюдений и обработки

При проведении исследований проанализированы полевые материалы региональных опытнопроизводственных сейсморазведочных наблюдений МОВ-ОГТ по профилям общей протяженностью 405 пог. км, зарегистрированные в 1990–1994 гг. в ДААР Чернышевской экспедицией ГРК АК «АЛРОСА», и профильных работ методом МТЗ общей протяженностью 200 пог. км, выполненных в 2006–2007 гг. ЯНИГП ЦНИГРИ (рис. 1).

Переобработка полевых сейсмических материалов, зарегистрированных в «ближней» зоне при проведении региональных работ МОВ-ОГТ, выполнялась в соответствии с концепцией о сейсмической гетерогенности консолидированной части земной коры [4]. Согласно этой концепции, в консолидированной коре идентифицируются ассоциации скоростных неоднородностей, имеющих самую разнообразную геологиче-



Рис. 1. Схема сети профилей МОВ-ОГТ и МТЗ, отработанных в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе: *1 – региональные сейсморазведочные профили МОВ-ОГТ и их номера; 2 – профили МТЗ и их номера; 3 – кимберлитовые трубки; 4 – контуры кимберлитовых полей по геологическим данным: 1 – Далдынского, <i>II – Алакит-Мархинского; 5 – параметрические скважины и их номера; 6 – транскоровые зоны гетерогенного типа по данным МОВ-ОГТ: ДА – Далдынская, АМ – Алакит-Мархинская; 7 – контур проводящей неоднородности по данным МТЗ*

скую и геодинамическую природу, поэтому земная кора может аппроксимироваться сейсмическими моделями гетерогенного типа. Гетерогенные системы различаются масштабом неоднородных включений, их контрастностью, текстурой и состоянием пород и в отличие от регулярных моделей наиболее реалистично отображают геологическую среду. Мелкомасштабные неоднородности формируют общий статистический фон, где рельефно проявляется вертикальная расслоенность среды, определяемая составом и фазовыми изменениями вещества под воздействием температур и давлений. С прогнозно-поисковой точки зрения повышенной информативностью при изучении особенностей строения среды отличаются локальные гетерогенные системы, в которых доминируют композиции среднемасштабных сейсмических неоднородностей, к которым применим принцип локальности. С учетом сложности выделения полезной рассеянной компоненты в условиях «зашумленности» исходных сейсмических данных обработка, осуществляемая по стандартному графу в рамках трех разделов, сопровождалась анализом волнового поля на всех этапах. На стадии предобработки реализованы традиционные процедуры по редактированию и предварительной обработке данных. Особое значение уделялось анализу исходной сейсмической информации. В основу контроля вводимых статических и амплитудных поправок с оценкой уровня ослабления помех положен критерий устойчивости прослеживания опорного отражения от горизонта КВ(ВР₁) в основании платформенного чехла. В рамках второго этапа в интерактивном режиме проводились: коррекция статических и кинематических поправок; DMO преобразование; построение вертикальных спектров скоростей и многоканальная фильтрация сигналов. Особое значение уделялось кинематическому и динамическому (амплитудному, спектральному) анализу волнового поля временных разрезов ОГТ. В результате осуществлялась локализация рассеянных волн по набору волновых признаков, а также составлялся прогноз на природу и положение в разрезе рассеивающих неоднородностей. На третьем этапе выполнялся динамический анализ мигрированных разрезов, и устанавливалась корреляция между интегральными амплитудными характеристиками поля отраженнорассеянных волн и положением в разрезе макрогетерогенных сейсмических систем, соответствующих внутрикоровым структурам. В результате обработки были получены динамические разрезы (рис. 2) и разрезы изоамплитуд волнового поля (рис. 3, А) по профилям МОВ-ОГТ ДААР.

Работы методом магнитотеллурических зондирований (МТЗ) выполнены по двум профилям северозападного направления, пересекающим Далдынское и Алакит-Мархинское кимберлитовые поля. Регистрация компонент МТ-поля в диапазоне периодов 0,003–5000 с выполнялась современными станциями МТU-System-2000 (Канада), оснащенными программой обработки данных (SSMT). Полевые работы проведены по методике синхронной регистрации МТ-поля несколькими станциями. Одна из них (МTU-5) – базовая, располагается в центре и осуществляет регистрацию 5 компонент поля. По обе стороны от нее на расстоянии 1 км расставляются двухканальные станции (МTU-2Е), которые регистрируют только электрические компоненты поля. Для получения тензора импеданса Z на точке, где зондирования выполнены двухканальными станциями, используются вариации магнитного поля, зарегистрированные базовой станцией.



Рис. 2. Аксонометрическая проекция динамических разрезов на пересечении профилей ПР11-ПРЗ, отработанных в пределах Далдынского кимберлитового поля

Обработка данных МТЗ заключалась в определении элементов комплексного тензора входного волнового сопротивления Земли (импеданса) из системы линейных уравнений, связывающих спектры компонент электромагнитного поля. Интерпретация включала: качественную - выбор интерпретационной геоэлектрической модели изучаемого региона; количественную – определение параметров выбранной геоэлектрической модели. Наибольшие трудности встречает процесс качественной интерпретации, так как реальное распределение МТ-поля зависит от горизонтальных и вертикальных элементов зондируемой среды. Поэтому важнейшим ее этапом является анализ МТ-данных, позволяющий построить интерпретационную модель изучаемого региона. В результате наблюдений, выполненных в ДААР, получены частотные характеристики магнитотеллурического тензора $|\mathbf{Z}|$ имеющего квадратную матрицу: $= \begin{vmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{vmatrix}$. Главная информа-

ция о вертикальных изменениях электропроводности содержится в антидиагональных компонентах Z_{xy} и Z_{yx} . Диагональные компоненты Z_{xx} и Z_{xy} характеризуют геоэлектрическую асимметрию среды [5].

Анализ тензора импеданса позволяет оценить степень горизонтальной неоднородности среды, распознать искажения МТ-поля, вызванные этой неоднородностью, идентифицировать геоэлектрические структуры, определить их размеры и простирание. На этом этапе важную роль играют полярные диаграммы |Z|, представляющие зависимость МТ-функций отклика от их ориентации и параметр асимметрии SKEW. Оценка полярных диаграмм и параметра асимметрии показала, что район характеризуется «квазидвумерной» моделью, для которой: $|Z| = \begin{vmatrix} 0 & Z^{\parallel} \\ Z^{\perp} & 0 \end{vmatrix}$, где Z^{\parallel} и Z^{\perp} – продольный и поперечный импедансы (главные значения тен-

зора импеданса). Коэффициент асимметрии SKEW близок к нулю.

Кривые кажущегося удельного сопротивления, рассчитанные по направлениям главных значений тензора импеданса, являются продольными (ρ^{II}) и поперечными (ρ^{I}) к простиранию геологических структур. Разделение кривых на продольные и поперечные выполнялось на основе сопоставления наблюденных кривых с модельными кривыми, характеризующими «нормальный» разрез кимберлитовых провинций и глобальной магнитовариационной кривой. Практика работ во многих регионах нашей страны показала, что наиболее надежную информацию о распределении электропроводности земной коры и верхней мантии дают продольные кривые [5]. На эти кривые наименьшим образом влияет горизонтальная неоднородность среды, и при одномерной интерпретации они удовлетворительно отражают вертикальное распределение в пункте зондирования.

Правомерность применения продольных кривых для оценки глубинного геоэлектрического разреза подтверждают результаты математического моделирования [6], которые показали, что если направление простирания глубинных неоднородностей и экрана в осадочном чехле совпадают, то кривые, продольные к экрану, являются продольными и к неоднородности. Если направления простираний не совпадают, то для определения параметров глубинного разреза применяется кривая, продольная к коровой неоднородности. Для разделения областей аномального и нормального разреза выполнялось сопоставление наблюденных кривых со среднехарактеристическими и модельными кривыми.

Количественная интерпретация осуществлялась методом «эквивалентных точек» в программе SEMAPMTZ (Н.О. Свиридова, Ю.В. Утюпин, ЯНИГП ЦНИГРИ).

Анализ динамических и геоэлектрических разрезов

В процессе истолкования волновых и геоэлектрических картин, наблюдаемых на построенных разрезах, использовались современные гипотезы кимберлитообразования [7, 8]. При этом необходимо было установить, насколько адекватны амплитудные и геоэлектрические характеристики, наблюдаемые на разрезах в интервале консолидированной коры, существующим геологическим концепциям о геодинамическом режиме развития литосферы в районах кимберлитовых полей.

Неоднородная структура сейсмического поля наиболее выразительно отображается на построенных в процессе обработки динамических разрезах и разрезах изоамплитуд отраженно-рассеянных волн (рис. 2, 3). В ДААР на динамических разрезах присутствуют два типа волновых аномалий, значительно превышающих по интенсивности мелкомасштабный статистический фон. Выделенные аномалии отнесены к мощным макрогетерогенным системам консолидированной коры – субгоризонтальной и субвертикальным (рис. 3, Б). В структуре волнового поля в нижней части разреза фиксируется динамически выразительная по интегральным амплитудным характеристикам региональная субгоризонтальная гетерогенная зона. По максимальным значениям амплитуд эффективный коэффициент отражения для зоны находится в пределах 0,1-0,2. Нижняя граница мощной нижнекоровой региональной структуры фиксируется вблизи границы Мохо в диапазоне времен 15,5–15,6 с, а верхняя – на более высоких гипсометрических уровнях, соответствующих, по данным ГСЗ, внутрикоровой сейсмической границе в диапазоне 11–12,3 с. С юго-запада субгоризонтальная зона ограничена областями понижения амплитуд волнового поля до статистических фоновых значений (рис. 3, А), характерных для сейсмически «прозрачной» вмещающей среды. Для объяснения формирования субгоризонтальной системы в архее – раннем протерозое, может быть предложено две гипотезы [9]: гипотеза отслоения нижней коры и погружения ее в мантию (базальтовый андерплейтинг); гипотеза отрыва субдукционного следа и внедрения горячего мантийного диапира.



Рис. 3. Разрез изоамплитуд отраженно-рассеянных волн по маршруту ПР6Г-ПР126Г-ПР6/1-ПР6/2 (*A*) и распределение среднемасштабно-неоднородных гетерогенных сейсмических систем (*Б*) в интервале консолидированной коры по данным региональных сейсморазведочных наблюдений МОВ-ОГТ: *1 – нижнекоровая субгоризонтальная; 2 – средневерхнекоровые субвертикальные*

В средних и верхних частях разрезов, соответствующих интервалу консолидированной коры, характер фонового сейсмического поля определяется статистическим рассеянием энергии на контактах мелкомасштабных неоднородностей. Кровля этого комплекса приурочена к реперной скоростной поверхности, прослеженной на глубинах 2,3–2,5 км, а его подошва залегает в интервале глубин 28–31 км. Квазиоднородное сейсмическое поле средней – верхней коры в некоторых случаях осложнено ассоциациями среднемасштабных скоростных неоднородностей, образующих латеральные субвертикальные структуры гетерогенного типа. Они локализуются в районах Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей и характеризуются субмеридиональным простиранием (рис. 1). Наряду с определенной общностью отмечаются и значительные различия в интегральных амплитудных характеристиках субвертикальных систем, наблюдаемых в районах известных полей района.

Субвертикальная транскоровая гетерогенная система, конформная Далдынскому полю, контрастно выделяется на различных гипсометрических уровнях земной коры (рис. 2). Неоднородность аномалии обусловлена сложной внутренней структурой, изображаемой на динамических разрезах в виде амплитудных разрастаний рассеянных волн. На уровне среднекорового слоя субвертикальная зона плавно сливается с нижнекоровой субгоризонтальной системой. Существенным при этом является «ответвление» от нижнекорового слоя в верхние части коры локальных аномалий, отождествляемых с тектонизированными зонами с магмаподводящими каналами. При сопоставлении этих данных с результатами алмазопоисковых работ установлено, что все известные в Далдынском поле кимберлитовые трубки, ряд аэрогеофизических аномалий и некоторые ореолы минералов-спутников алмаза и сами алмазы концентрируются в пределах проекции на поверхность Далдынской зоны гетерогенного типа.

В отличие от Далдынского поля, в пределах которого основная информация о гетерогенности земной коры связана с интегральными амплитудными характеристиками отраженно-рассеянных волн, определяемых стохастическим распределением рассеивателей, в районе Алакит-Мархинского волновое поле представлено рассеянными волнами, сформированными на среднемасштабно-неоднородных гетерогенных системах с четко выраженной упорядоченной структурой. Наблюдаемые на разрезах квазирегулярные пакеты рассеянных волн (рис. 3, А) отображают положение и структуру гетерогенных систем в кристаллической коре, соответствующую пачкам рассланцованных пород. Отмечается кругое падение пачек в северовосточном направлении от 12-15 км с выполаживанием на больших глубинах (35-40 км) в нижней части коры. По относительным значениям и характеру распределения интегральных амплитудных характеристик волнового поля нижнекоровый слой в районе кимберлитового поля четко дифференцируется на два блока. Первый квазиоднородный и сейсмически «полупрозрачный» расположен в пределах нижней коры в области подъема границы Мохо и воздымания расслоенных пачек пород в интервал среднекорового слоя. Второй блок по уровню интенсивности волнового поля отличается высокой сейсмической неоднородностью. На динамических разрезах во временном интервале 9,5-14,0 с, непосредственно под кимберлитовым полем, прослежены разделенные во времени высококонтрастные гетерогенные зоны, формирование которых, вероятно, связано процессом формирования коровых листрических дислокаций. В районе Алакит-Мархинского поля на динамическом разрезе (рис. 3, Б), так же как и в пределах Далдынского, установлена обширная субвертикальная амплитудная аномалия из среднемасштабных неоднородностей, соответствующая положению транскоровой структуры с четко выраженной расслоенностью. Это позволяет сделать вывод о том, что в процессе развития тектонизированной субвертикальной системы как «подводящего» канала транспортировка магматических расплавов выполнялась по зонам активизированных коровых листрических дислокаций. Таким образом, по данным сейсмических наблюдений устанавливаются различия в структуре внутрикоровых гетерогенных систем Алакит-Мархинского и Далдынского кимберлитовых полей, что свидетельствует о различных геодинамических условиях их образования. Кроме этого, очевидно присутствие на динамических разрезах (рис. 3, А) сейсмически «прозрачной», шириной до 30 км области на уровне средней – верхней коры, разделяющей транскоровые зоны конформные известным полям ДААР, что свидетельствует об обособленности последних.

При анализе динамических разрезов по профилям ПР6Г и ПР126Г (рис. 3, А) обращает на себя внимание ответвление от нижнекорового неоднородного блока полого воздымающихся в юго-западном направлении, на уровне средней коры, динамически контрастных среднемасштабно-неоднородных аномалий. Гипсометрически выше они сливаются с высококонтрастными верхнекоровыми динамическими аномалиями, отождествляемыми с глубинными разломами. Северо-восточной верхнекоровой аномалии соответствует куст трубок Алакитская – Краснопресненская – жила Кыллахская, к юго-западной приурочена трубка Моркокинская. Рассматриваемая гетерогенная зона отделена от транскоровой системы Алакит-Мархинского поля сейсмически «прозрачной», шириной до 10 км областью на уровне средней – верхней коры, что позволяет отнести ее к самостоятельной.

На геоэлектрических разрезах, полученных в ДААР по профилям МТ-зондирований, ортогональных к профилям МОВ-ОГТ, так же как и при рассмотрении динамических разрезов, в литосфере выделяются проводящие неоднородности, конформные области динамического развития Далдыно-Оленекской зоны разломов (рис. 1). Алакит-Мархинское кимберлитовое поле располагается в пределах проводящей неоднородности, с глубиной залегания около 6 км и шириной более 55 км (рис. 4). Неоднородность имеет сложное строение и состоит из нескольких относительно высокоомных и проводящих участков с сопротивлением 50–100 и 5–30 Ом⋅м соответственно. Кимберлитовые трубки приурочены к наиболее проводящим участкам неоднородности. На северо-западном фланге профиля I выделяется проводящая неоднородность, подобная Алакит-Мархинской, от которой она отделяется относительно высокоомным блоком с сопротивлением более 500 Ом.м. Неоднородность представляется перспективной для проведения геолого-поисковых работ на обнаружение кимберлитового магматизма. На профиле II, пересекающем Далдынское кимберлитовое поле (рис. 5), выделяются две проводящих неоднородности, которые ранжируются на неоднородности более высокого порядка. Неоднородности первого порядка имеют одну глубину залегания верхних кромок – 18 км, но отличаются по уровню сопротивления. Сопротивление первой 5–20 Ом⋅м, второй – 10–30 Ом⋅м. Неоднородности второго порядка имеют четко выраженный наклон боковых границ.



Рис. 4. Глубинный геоэлектрический разрез по профилю I – I: *I – пункты мт-зондирований; 2 – проводящие гео*электрические неоднородности; 3 – изолинии удельного сопротивления в Ом·м; 4 – кимберлитовые трубки



Рис. 5. Глубинный геоэлектрический разрез по профилю II – II: I – пункты мт-зондирований; 2 – проводящие геоэлектрические неоднородности: I – первого порядка, I^{I} – второго порядка; 3 – изолинии удельного сопротивления в Ом·м; 4 – кимберлитовые трубки

Заключение

При рассмотрении динамических амплитудных характеристик поля отраженно-рассеянных волн и геоэлектрических свойств литосферы в районах кимберлитовых полей ДААР можно предположить, что региональные комплексы гетерогенных горных пород нижне- и средневерхнекорового слоев с геологической точки зрения являются существенно тектонизированными. Интенсивность поля рассеянных волн и проводящих неоднородностей в интервале консолидированной коры, конформной кимберлитовым полям, значительно превышает параметры, соответствующие вмещающей среде. Высокая контрастность этих таксонов, а также форма амплитудных и проводящих аномалий, наблюдаемая в области слияния среднекорового слоя с субвертикальными зонами верхней коры, позволяют отождествить аномальные объекты с магмаподводящими каналами кимберлитообразующих систем. Выделенные области (рис. 1) рассматриваются в качестве глубинных палеоочагов, формирование которых происходило в течение длительного промежутка времени, предположительно, от верхнего протерозоя до среднего карбона. Проведенный анализ динамических и геоэлектрических разрезов позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Установлено, что в составе волнового поля, наблюдаемого в «ближней» зоне в интервале консолидированной коры, на сейсморазведочных профилях МОВ-ОГТ преобладают отраженно-рассеянные волны, сформированные на разномасштабных неоднородностях. На построенных динамических разрезах разноранговые неоднородности глубинного строения земной коры ДААР надежно регистрируются гетерогенными композициями поля отраженно-рассеянных волн.

2. В результате интерпретации материалов региональных наблюдений МОВ-ОГТ консолидированная кора по вертикали расчленяется на две составляющие части: нижнекоровую (среднемасштабнонеоднородную), средневерхнекоровую (средне-, мелкомасштабно-неоднородную).

3. По данным МТ-зондирований в пределах интерпретационных профилей высоких значений сопротивлений в интервале коры не установлено. Это обусловлено наличием мощной проводящей аномалии в нижней части платформенного чехла, связанной с присутствием высокоминерализованных рассолов. Она затрудняет извлечение информации о геоэлектрическом разрезе нижележащих горизонтов.

4. В районах Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей выделены субвертикальные транскоровые аномалии поля отраженно-рассеянных волн гетерогенного типа. Нижние части транскоровых аномалий, отличающиеся повышенной концентрацией среднемасштабных скоростных неоднородностей, отождествляются с образованиями типа мантийно-коровых включений (диапиров), а их верхние части, где также рельефно идентифицируются ассоциации среднемасштабных неоднородностей, представлены тектоно-магматическими зонами. Транскоровые зоны гетерогенного типа в пределах Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей характеризуются субмеридиональным простиранием.

5. Кристаллическая кора Алакит-Мархинского поля характеризуется сложным геоэлектрическим строением. Отмечается чередование проводящих и относительно высокоомных участков земной коры. За пределами кимберлитового поля сопротивление пород коры значительно повышается. В разрезе кристаллической коры Алакит-Мархинского поля выделяются субвертикальные и наклонные проводящие неоднородности, пространственно совмещенные с разломами Далдыно-Оленекской зоны. Кимберлитовые тела пространственно тяготеют к разломам, проходящим по участкам соприкосновения относительно высокоомных блоков коры с проводящими зонами, находясь внутри последних. Можно предположить, что такое поведение проводящих участков коры связано с ее высокой проницаемостью, которую использовали кимберлитовые магмы для внедрения в осадочный чехол.

6. Выделенная по результатам работ проводящая неоднородность на северо-западном фланге профиля I, подобная Алакит-Мархинской неоднородности, от которой она отделяется относительно высокоомным блоком, оценивается как перспективная на обнаружение проявлений кимберлитового магматизма.

7. Установленная на юго-западе субвертикальная транскоровая зона, отделенная на северо-востоке от транскоровой субвертикальной системы Алакит-Мархинского поля сейсмически «прозрачной» областью шириной до 10 км на уровне средней-верхней коры, может рассматриваться как самостоятельная или приведет к расширению границ кимберлитового поля в юго-западном направлении.

8. Полученные данные позволяют сделать вывод о прогнозно-поисковом значении региональных наблюдений МОВ-ОГТ и МТЗ и целесообразности применения таких исследований для выявления объектов проявлений кимберлитового магматизма ранга «рудное поле» как в ЯАП, так и в других алмазоперспективных регионах.

Список литературы

1. Романов Н.Н., Герасимчук А.В., Эринчек Ю.М. Особенности строения кристаллического фундамента в районах проявления кимберлитового магматизма // Тр. ЦНИГРИ. – Вып. 237. – М., 1989. – С. 25–29.

2. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. – Новосибирск: Наука, 1993. – 135 с.

3. Полтарацкая О.Л. Глубинные геоэлектрические исследования в Якутии // Геофизика на рубеже веков. – Якутск, 2000. – С. 21–25.

4. Караев Н.А., Рабинович Г.Я. Рудная сейсморазведка. – М.: Геоинформмарк, 2000. – 366 с.

5. Бердичевский М.Н., Логунович Р.Ф. Магнитотеллурические полярные диаграммы // Физика Земли. – М.: Наука, 2005. – № 10. – С. 66–79.

6. Поспеева Е.В., Кильдюшевская О.Н. Моделирование Далдыно-Алакитского кимберлитового района // Ускорение научно-технического прогресса при геофизических исследованиях в Восточной Сибири. – Иркутск, 1989. – С. 59–64.

7. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. – Л.: Недра, 1979. – 183 с.

8. Гринсон А.С. Формирование и размещение кимберлитов восточной части Сибирской платформы в связи с особенностями ее глубинного строения // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1984. – № 3. – С. 54–65.

9. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006. – 212 с.

УДК 552 333.5

ПОТЕНЦИАЛЬНО АЛМАЗОНОСНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)

О.А. Богатиков, В.А. Кононова

ИГЕМ РАН, г. Москва

Потенциально алмазоносный магматизм ВЕП представлен двумя типами кимберлитов: низкотитанистым (TiO₂ <1 мас. %, трубки золотицкого поля) и умеренно-титанистым (TiO₂ 1–3 мас. %, трубка им. В. Гриба). Кимберлиты имеют девонский возраст (360–380 млн. лет) и ряд индикаторных петролого-геохимических признаков, в том числе: деплетирование Th, U, Nb; смещение изотопного состава Pb с мантийных значений в сторону верхней и нижней коры; устойчиво низкое со-держание HREE; высокая степень декарбонатизации. Все эти признаки позволяют допускать влияние субдуцированного вещества коры на состав кимберлитов.

На Восточно-Европейской платформе (ВЕП) открывают все новые объекты (трубка Рождественская и др.), которые расширяют масштабы этой алмазоносной провинции. К настоящему времени стало очевидно, что Архангельская провинция и примыкающие территории имеют большие перспективы на обнаружение новых алмазоносных объектов. Кимберлиты формировались на территории ВЕП в течение достаточно продолжительного промежутка времени – свыше 1,5 млрд. лет, на протяжении которого изменялись состав, флюидный и температурный режимы как мантии, так и коры, что и определяет в значительной степени невыдержанность рассматриваемых продуктов магматизма (таблица). Критерии прогноза алмазоносных кимберлитов в последние годы существенно расширились: кроме известных ранее тектонических и минералогических критериев, в числе информативных рассматриваются петрологические, петрохимические и геохимические.

Объект	ТіО ₂ , мас. %	$\epsilon_{\rm Nd}$	$\epsilon_{ m Sr}$	Время внедрения (млн. лет), метод	Модельный возраст, Т _{Nd} (DM), млрд. лет			
1	2	3	4	5	6			
Поздний палеопротерозой								
Кимозерское проявление (1)	06–1,5			1760, Sm-Nd				
Порьегубское проявление (2)	1–2	-9,3	+5,7	1720, Rb-Sr	2.9			
Кировоградское проявление (1)	2–4,6	+1,1,+1,19	+19,7	1770 Rb-Sr	2,0, 2,1			
Мезопротерозой (ранний-средний рифей)								
Черкасское проявление (2)	3,43	-12, -14		1100–1200 Rb-Sr				
Костомукшское проявление (2)	3,7–3,3	-9,5 до -7,9	+6 до +35	1230 Rb-Sr	2,1			
Кухмо-Лентиира, дайки(2)		-9,0	+50	1250 U-Pb по перовскиту				
Неопротерозой (венд)								
Каави-Куопио Трубки, дайки (1)	1,5–2,5	От +1 до 0	От -6,8 до 1,0	600, U-Pb	1,0			
Палеозой (средний ордовик)								
Терскобережные трубки (Ермаковская 7) (1)	1–1,2	От – 1,4 до +3,2	От – 9,4 до +1,2	465, Sm-Nd, Rb-Sr	1,0			

Кимберлиты (1) и лампроиты (2) Восточно-Европейской платформы (поздний палеопротерозой – девон)

Окончание

1	2	3	4	5	6		
Палеозой (девон)							
Кандалакшские (1) дайки		1,76			365, K-Ar	0,7	
Кепинское проявление (1)	Обр.40-АП	2,67	1,7	-11,6	360, Rb-Sr	0,8	
	Обр.64-АП	3,12	1,2	-1,2	360, Rb-Sr	0,8	
Верхотинское проявление (трубка им. В. Гриба)(1)		1,39–0,97	—1,0 до + 1,5	28,7	360, Rb-Sr	1,0	
Золотицкое проявление (1)	Обр.58-АП	1,06	-2,2	-4,5	380, Rb-Sr	1,1	
	Обр.47-АП	0,73	-5,0	26,2	380	1,3	
Силлы р. Мела (1)		0,8–1,1	-6,1 до -4,6	-4,1 до +2,9	366,4, Rb-Sr	1,2	
Умбинское проявление (1)	Обр.436/231	2,8	3,0	15,8	390, Rb-Sr	0,80	
	Обр.427/157	3,0	2,8	31,2	390, Rb-Sr	0,80	
Восточно- Приазовское проявление (1)	Обр.293/11	3,98	1,7	0,73	384, Rb-Sr	0,84	
	Обр.396/4б	3,29	-0,1	28,9	384, Rb-Sr	0,96	
	Обр.1459а	4,3	1,9	25,6	384, Rb-Sr	0,84	

Литературный источник указан в статье В.А.Кононовой с соавторами [1]. Близкие оценки возраста можно найти в публикациях, включая [2]. Расчет модельного возраста выполнен авторами статьи.

Минералогические критерии, которые все чаще не срабатывают, в первую очередь в связи с отсутствием или малым содержанием минералов-индикаторов (Золотицкое проявление), либо высоким окислительным потенциалом, который, видимо, вызывает сгорание алмазов. Рассмотрим некоторые петрологогеохимические критерии, которые могут быть полезны для оценки перспектив алмазоносности ВЕП.

Петрохимические критерии

По аналогии с результатами изучения лампроитов [3] предложено использовать TiO₂ как ключевой критерий выделения разновидностей кимберлитов. Наряду с титаном, используется комплекс дополнительных петролого-геохимических признаков, который позволяет выделять два типа алмазоносных кимберлитов в пределах ВЕП.

(1) Низкотитанистый (TiO₂ < 1 мас.%) тип кимберлитов (золотицкий). Для него характерны очень низкие концентрации практически всех крупноионных литофильных элементов (LILE – Cs, Rb, K и др.) и высокозарядных элементов (HFSE – REE, Th, U, Ce, Pb и др.), повышенные концентрации Ni и высокие Be и соответственно низкие значения Ni/Be и Y/Be, высокие значения отношений Be/Nd, B/Nb. В группировке элементов с учетом ионного радиуса и ионного заряда использованы рекомендации H.R.Rollinson [4]. Как правило, источники этих кимберлитов располагались в области обогащенной мантии I типа, величина ε Nd варьирует в них в пределах положительных значений, приближаясь к нулю.

(2) Умеренно-титанистый (TiO₂ 1–3 мас.%) тип кимберлитов (трубка им. В. Гриба и др.). Для него характерны умеренные концентрации LILE и HFSE, Ni и Be, низкие или умеренные Ni/Be и Y/Be отношения. Источниками этих кимберлитов являлась слабодеплетированная мантия, величина ϵ Nd в них имеет невысокие отрицательные значения. Различные морфоструктурные типы кимберлитов трубки им. В. Гриба на диаграмме ϵ Nd – ϵ Sr разместились следующим образом: автолитовые кимберлитовые брекчии находятся в поле отрицательных значений, приближаясь к кимберлитам Золотицкого проявления, а автолиты и порфировые кимберлиты смещаются в область положительных значений, перекрываясь частично с кимберлитами Кепинского поля (область самых низких значений ϵ Nd).

Наблюдается некоторая пространственная обособленность кимберлитов разного состава: низкотитанистые (Золотицкое и Мельское проявления) и умеренно-титанистые (трубки им. В.Гриба, Ермаковская, Каави-Куопио) образуют ареал (или два небольших ареала), приуроченный к границам внутриплатформенных структур (архейских кратонов с раннепротерозойскими подвижными поясами). Высокотитанистые кимберлиты (кепинское и умбинское проявления на севере; восточноприазовское и кировоградское проявления на юге) тяготеют к периферии платформы. Подчеркнем, что источники умеренно- и низкотитанистых кимберлитов располагались в мантии, близкой к BSE, либо обогащенной мантии I типа (EMI). Именно с ними связаны месторождения алмаза, в том числе промышленные на ВЕП. Намечается эволюционный тренд в составе источников кимберлитов, который прослежен в пределах Архангельского ареала: источник низко- и умеренно-титанистых кимберлитов, судя по расчетным модельным возрастам, активизировался раньше, чем источник высокотитанистых разностей (таблица). Временной интервал между обогащением источника высокотитанистых кимберлитов и их внедрением более короткий, чем для низкотитанистых кимберлитов, как это следует из модельных Nd возрастов. Это создавало для последних более благоприятные условия для обогащения флюидами и/или коровым компонентом.

Подчеркнем, что низкотитанистые кимберлиты, для которых, помимо низкого содержания титана, характерны низкие концентрации редких элементов, пока встречены преимущественно только на северных материках, в том числе в ВЕП и Якутии. Возможно, эта геохимическая особенность кимберлитов отражает глобальную неоднородность мантии Земли.

Геохимические, включая изотопные, критерии

Деплетирование высокозарядными (HFSE) элементами. Уникальная черта состава низкотитанистых кимберлитов, в частности золотицких (в меньшей степени умеренно-титанистых кимберлитов трубки им. В. Гриба), – деплетирование высокозарядными элементами, в том числе отчетливые отрицательные аномалии Ti, Zr, Th, U, Nb, Ta на спектрах редких элементов (рис. 1). В них несколько понижены отношения Nb/La



Рис. 1. Распределение редких элементов в кимберлитах Зимнебережного поля Архангельской провинции. Кимберлиты Золотицкого проявления и трубки им. В.Гриба характеризуются отрицательными аномалиями Th, U, Nb, Ta. Данные для примитивной мантии по [5]

(золотицкие и мельские кимберлиты), что может служить свидетельством участия коры в их источнике. Что касается редкоземельных элементов (РЗЭ), то на примере трубки им. В.Гриба (рис. 2) можно видеть, что особенно интенсивно обогащены легкими и средними REE порфировые кимберлиты (ПК) и автолиты (Ав), а содержание HREE довольно близко во всех структурно-морфологических типах кимберлитов трубки, причем оно очень низкое. Считается, что подобное распределение редких элементов характерно для расплавов, источник которых был сформирован в ре-

зультате мультистадийного процесса, включающего мантийный метасоматоз с участием флюидов, образовавшихся при дегидратации блоков древней субдуцированной коры. Как показывают недавние работы по сейсмической томографии, захороненные остатки океанической литосферы (мегалиты) подстилают целые континенты; они, вероятно, состоят из смеси реститов частичного плавления и субдуцированного вещества, которое продолжает выделять летучие во время погружения в переходную зону [6]. Подобная модель рассматривается и для кратона Слейв [7], причем допускается многостадийная модификация литосферной мантии этого региона, включая несколько эпизодов мантийного метасоматоза. В свое время нами был рассмотрен подобный процесс на примере кимберлитов Золотицкого проявления Зимнебережного поля [8, 9]. Допускалось, что процессы коллизии и/или субдукции (с участием метасоматических процессов в мантии) имели место на границе Беломорского и Кольского блоков. Здесь возникли кимберлиты Золотицкого и Вер-



хотинского проявлений, источником которых была в разной степени обогащенная мантия первого типа (EMI), тогда как кимберлиты Кепинского проявления образовались из деплетированной мантии. Новые данные, полученные по объектам всей территории ВЕП, продемонстрировали более широкое распространение высокотитанистых кимберлитов, что свидетельствует о том, что подстилающая ВЕП мантия была преимущественно деплетированной.

Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в автолитовых кимберлитовых брекчиях, автолитах (1) и порфировых кимберлитах (2) трубки им. В. Гриба. Данные для примитивной мантии по [5]

Индикаторные отношения Ce/Y – Zr/Nb и Y/Be – Ni/Be. В.И.Ваганов [10] предполагал, что процесс плавления развивается одновременно практически во всем разрезе верхней мантии, приводя к формированию множества изолированных порций кимберлитовой магмы, различающихся по своему составу в зависимости от P-T- параметров и степени плавления. Об этом свидетельствует в частности изменение отношения Ce/Y – Zr/Nb в кимберлитах Зимнебережного района (рис. 3), которое отражает изменение степени плавления источника расплавов. По аналогии с островными океанскими базальтами (OIB) пониженные Ce/Y и



повышенные Zr/Nb отношения свидетельствуют о пониженной степени плавления мантийных источников. Предполагается, что возрастание Ce/Y указывает на повышенное содержание граната в источнике, поскольку поступление Y в расплав сдерживается большим количеством граната. Используя эту закономерность, можно допустить, что кимберлиты Золотицкого поля образовались при более низкой степени плавления, а Кепинского поля – при более высокой; что касается образцов из трубки им. В.Гриба, то они, как и на других диаграммах, занимают промежуточное положение.

Рис. 3. Соотношение Ce/Y – Zr/Nb в кимберлитах Зимнебережного поля Архангельской провинции: 1 – кимберлиты Кепинского проявления; 2 – кимберлиты Золотицкого проявления; 3–5 – кимберлиты трубки им. В.Гриба (Верхотинское проявление): автолитовая кимберлитовая брекчия (3), порфировые кимберлиты (4), автолиты (5)

Алмазоносность трубки им. В. Гриба выше, чем любой трубки месторождения им. М.В. Ломоносова. Обращает на себя внимание довольно высокий (в 10 раз выше) выход минералов тяжелой фракции, причем



граната в 350 раз выше, чем на месторождении им. М.В.Ломоносова; содержание алмазов тоже выше. Если сравнить с якутскими кимберлитами, для которых были выявлены индикаторные отношения Y/Be – Ni/Be (рис. 4), то очевидно, что большая часть образцов трубки им. В.Гриба Верхотинского проявления, как и все трубки Золотицкого проявления, совмещаются с контурами высокоалмазоного Накынского поля (Якутия), т.е. все они и по геохимическим признакам могут быть классифицированы как потенциально высокоалмазоносные.

Рис. 4. Соотношение Y/Be – Ni/Be в кимберлитах Зимнебережного поля Архангельской провинции. Условные обозначения см. на рис. 3

Изотопный состав Nd, Sr и Pb. По изотопному составу неодима и стронция намечается некоторая, хотя и не очень четко выраженная зональность в размещении кимберлитов ВЕП (таблица). Кимберлиты северной и южной периферии платформы (на севере – кепинские, кандалакшские, умбинские, на юге – восточно-приазовские, кировоградские) имеют источники, слабообедненные относительно CHUR (єNd до +3 ... +4), и близки к кимберлитам I группы Южной Африки. В то же время выделяется ареал, смещенный к центру платформы, в пределах которого кимберлиты образовались из мантийных источников с изотопными характеристиками обогащенной мантии (EMI) с єNd до -6 при низких изотопных отношениях стронция (золотицкие и мельские кимберлиты). К ним примыкают кимберлиты с переходным изотопным составом неодима, близким BSE. Как правило, эти кимберлиты имеют более низкие значения ENd по сравнению с южноафриканскими кимберлитами группы I (кимберлиты трубки им. В. Гриба, Каави-Куопио и терскобережные кимберлиты). Разнообразие источников кимберлитов ВЕП может быть объяснено взаимодействием компонентов астеносферного плюма и литосферной мантии с древним возрастом обогащения. Изотопные и геохимические особенности золотицких кимберлитов могли быть связаны с процессами взаимодействия вещества, поступавшего из астеносферного и литосферного источников во время образования кимберлитов. Если предполагать, что магмы золотицких кимберлитов были выплавлены в пределах древней литосферной мантии, то их переходный изотопный состав мог быть связан с привносом более глубинного вещества (в частности, легких редких земель) с изотопным составом астеносферных кимберлитов незадолго до выплавления и внедрения расплавов. Как уже упоминалось, кимберлиты высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба имеют изотопный состав неодима, близкий BSE (CHUR), с небольшими отклонениями как к положительным, так и отрицательным значениям єNd.

Вариации изотопного состава свинца не всегда устойчиво коррелируют с изотопным составом неодима. В упомянутом выше ряду пород Архангельского ареала наблюдается лишь слабое увеличение изотопных отношений Pb, которые остаются в области значений, характерных для относительно молодой мантии. По-видимому, литосферный источник обладал U/Pb отношением, близким к таковому деплетированной мантии, и испытал лишь незначительный привнос свинца с более высокими изотопными отношениями в процессе метасоматических изменений.

Роль летучих (CO₂, H₂O) в образовании алмазоносных кимберлитов. Детально изученные петрологого-геохимические особенности автолитов трубки им. В.Гриба показали их своеобразие – не вполне округлая или овальная форма, которая обычно характерна для автолитов; изученные образцы сохраняют угловатые, хотя и сглаженные контуры. Сопоставление составов автолитов с вмещающим их кимберлитом показывает, что в автолитах заметно возрастает Ti, Al, Fe, K, P, а из малых элементов – Cr, Sc, Hf, Ta, Th. Что касается редкоземельных элементов, то автолиты обогащены LREE в среднем в 2–3 раза, а HREE – в 1,2–2,2 раза. Отмечается и прямая корреляция содержания TiO₂ с содержаниями HREE, Zr, Ce, Y. В отличие от автолитов, которые имеют положительные величины ε_{Nd} (до +1,5), т.е. их вещество зарождалось в деплетированной мантии, кимберлиты смещаются в поле отрицательных значений ε_{Nd} , т.е. в область составов обогащенной мантии. При этом, по-видимому, процесс обогащения магмы мог происходить в некотором интервале времени.

Особый интерес вызывает содержание углекислоты и воды. Механизм роста автолитов в кимберлитовых трубках, по-видимому, связан с влиянием турбулентных движений, возникающих в процессе взаимодействия флюида и магмы, как было отмечено на примере кимберлитовых трубок Лесото. Процесс формирования кимберлитов трубки им. В. Гриба, видимо, сопровождался повторными взрывами и дроблением ранее возникших пород с последовательным пропитыванием брекчий новой порцией магмы. За основу объяснения генезиса автолитов нами принята гипотеза Р. Митчелла [11], который допускал, что в процессе их образования происходил быстрый выброс растворенных летучих либо имела место реакция с подземной водой. Эта идея согласуется с низкой вязкостью кимберлитовой магмы, которая могла потерять летучие; об этом же свидетельствуют отсутствие пор и малое количество карбоната.

Природа карбонатов из кимберлитов. Природа карбонатов из кимберлитов Зимнебережного поля также может быть использована в качестве возможного критерия оценки их алмазоносности. Объекты исследования включали: высокоалмазоносную трубку им. В. Гриба, алмазоносные трубки Золотицкого поля (Ломоносовская, Пионерская) и комбинированные кимберлит-карбонатитовые силлы Мела (неалмазоносные). Анализ изотопного состава углерода и кислорода выполнялся с использованием солевого метода разложения карбонатов с последующим изотопным анализом CO_2 на масс-спектрометре МИ-1201 АЦ ЦНИГ-РИ. Преобладающие значения изотопного состава углерода (δ^{13} C от -6,0 до -8,0%) близки к типичным карбонатов с иллов Мела характерен узкий диапазон вариаций изотопным отношением стронция. Для карбонатов силлов Мела характерен узкий диапазон вариаций изотопного состава кислорода (в пределах 4‰) при весьма «тяжелом» его составе от 21 до 25‰ относительно SMOW. Анализ изотопно-углеродной и изотопно-кислородной систем карбонатов силлов Мела привел к противоречивым представлениям об их генезисе. Наиболее вероятная модель предусматривает участие субдуцированных карбонатных осадков, которые в процессе погружения пришли в изотопное равновесие с углеродом флюида мантийного генезиса. Выполненный расчет для процесса декарбонизации показал, что для карбонатов силлов Мела сте-



пень декарбонизации невелика - от 15 до 30 %. Для кимберлитов трубки Пионерская она возрастает до 70%, для трубки им. В. Гриба – до 90–95% (рис. 5). Степень «выгорания» карбонатного материала, по-видимому, связана с алмазоносностью. Пример трубка им. В. Гриба, в которой доля окисленного углерода резко падает и, соответственно. возрастает доля восстановленного углерода и алмазоносность.

Рис. 5. Диаграмма δ^{13} С - δ^{18} О для карбонатов из кимберлитов и карбонатных пород Архангельской провинции: *А и В* – *стартовые составы; I и II* – *эволюционные тренды*

Заключение

В заключение подчеркнем, что алмазоносные кимберлиты на севере ВЕП имеют девонский возраст и комплекс признаков, включая геолого-тектонические, минералогические, геофизические, а также петрографические и геохимические, использование которых будет способствовать качественной оценке алмазоносности объектов. Предлагается использовать:

петрохимические критерии, в том числе:

– содержание TiO₂ \leq 1%. Хотя трубка им. В.Гриба относится к умеренно-титанистым кимберлитам, но развитые в ее объеме разности варьируют по содержанию титана, причем алмазоносные разности (преимущественно AKБ) содержат TiO₂ в тех же количествах, что и алмазоносные золотицкие кимберлиты;

геохимические, включая изотопные, критерии, в том числе:

– отношения Y/Be – Ni/Be, предложенные ранее по материалам якутской провинции, могут быть использованы и для Зимнебережного поля: данные для Золотицкого проявления и трубки им. В. Гриба совпадают на диаграмме с контурами высокоалмазоносного Накынского поля кимберлитов и смещаются частично в контуры Мирнинского поля Якутии;

– деплетирование Th, U, Nb и рядом других редких элементов на спайдерграммах, заметное смещение изотопного состава Pb в область менее радиогенных значений, смещение точек составов кимберлитов золотицкого и верхотинского полей с модельных кривых эволюции изотопного состава Pb для мантии в сторону верхней и нижней коры как признаки участия коры в составе родоначальных расплавов кимберлитов;

– характер распределения редкоземельных элементов, а именно: низкое содержание тяжелых редких земель (HREE). Обращает на себя внимание, что кимберлиты трубки им. В. Гриба имеют самые низкие содержания HREE из всех проанализированных образцов Зимнебережного поля.

Таким образом, вариации состава кимберлитов и их алмазоносность обусловлены в первую очередь неоднородностью мантии и их источников, которые проявились даже в пределах сравнительно небольшой (60х85 км) территории Зимнебережного поля. Оценку потенциальной алмазоносности рекомендуется выполнять по совокупности признаков: в настоящее время, кроме известных ранее тектонических и минералогических признаков, наиболее перспективными являются петрологические, петрохимические и геохимические критерии алмазоносности кимберлитов; их использование не ограничивается объектами Архангельского региона.

Авторы выражают признательность ПГО «Архангельскгеология», АК «АЛРОСА-Поморье» и отделу геологии алмазов ФГУП ЦНИГРИ за предоставленные ими образцы. Благодарим сотрудников аналитических лабораторий ИГГД РАН, ИМГРЭ МПР, ИГЕМ РАН за комплекс прецизионных аналитических исследований кимберлитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 06-05-64017) и гранта Президента РФ (научные школы) 2006-РИ-112.0/001/009.

Список литературы

1. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., Каргин А.В. Сравнительная алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудных месторождений. – 2007, в печати.

2. Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В. и др. Возраст магматических пород, рудовмещающей толщи и среднепалеозойских коллекторов Зимнебережного алмазоносного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 322–347.

3. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. – М.: Наука, 1991. – 302 с.

4. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Integration // Longman Scientific & Technical. – New York, 1993. – P. 352.

5. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Ceol. - 1995. - V. 120. - P. 223-253.

6. Helmstaedt H.H., Gurney J.J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection // J. Geochem. Explor. – 1995. – V. 53. – P. 125–144.

7. *Heaman L.M., Kjarsgaard D.F., Creaser R.A.* The temporal evolution of North American kimberlites // Lithos. – 2004. – V. 76. – P. 377–397.

8. Богатиков О.А., Кононова В.А., Первов В.А., Журавлев Д.З. Источники, геодинамическая обстановка образования и перспективы алмазоносности кимберлитов северной окраины Русской плиты (Sr-Nd изотопия и ICP-MS геохимия) // Петрология. – 2001. – № 3. – С. 227–243.

9. Кононова В.А., Левский Л.К., Первов В.А. и др. Pb-Sr-Nd изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов Севера Восточно-Европейской платформы // Петрология. – 2002. – Т. 10, № 5. – С. 493–509.

10. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. - М.: ЗАО «Геоиформмарк», 2000. - С. 371.

11. Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. - New York: Plenum Press, 1986. - 435 p.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК КИМБЕРЛИТОВ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО РАЙОНА (ЯКУТИЯ)

А.В. Каргин, Ю.Ю. Голубева, В.А. Кононова

ИГЕМ РАН, г. Москва

Выявлены закономерности распределения петрогеохимических характеристик в минерагенических таксонах (трубка, куст трубок, поле) кимберлитового магматизма. Наиболее информативными элементами при выделении таксонов являются TiO₂, Al₂O₃, MgO, MnO, P₂O₅, Cr, Co, Ni, Y, REE и особенно отношение (La/Yb)_N. Полученные данные могут быть использованы при расшифровке внутренней структуры кимберлитовых полей.

Необходимость четкого представления о критериях выделения минерагенических таксонов кимберлитотового магматизма (поле, куст трубок) обусловлена поиском закономерностей распределения кимберлитовых объектов в пространстве, что может быть использовано при создании прогнозно-поисковых моделей. Наиболее надежными подходами при выделении крупномасштабных минерагенических таксонов (кимберлитовых полей и кустов трубок) на данный момент являются геофизические характеристики объектов и географическое положение кимберлитовых тел. Известен также ряд работ [1–4] по обоснованию выделения минерагенических таксонов с использованием вещественных характеристик кимберлитов (петрографоминералогических и геохимических данных). В работе [2] для обоснования выделения куста трубок используется однородность химического состава ильменитов (содержания MgO и Cr₂O₃) из кимберлитов близко расположенных трубок. Для обоснования выделения кимберлитовых полей предложены разные варианты их геохимической зональности (линейная и концентрическая) [1, 5]. Однако найденные закономерности размещения кимберлитовых тел в пространстве пока не подтверждены достаточным количеством петрогеохимических данных.

Выбор алмазоносного Далдыно-Алакитского района Якутии как объекта для выявления критериев выделения минерагенических таксонов основывается, прежде всего, на достаточно высокой степени изученности данного района, а также наличии проявлений кимберлитового магматизма с разной степенью алмазоносности (от высоко- до убого алмазоносных кимберлитов). На основании данных по минералогии и петрографии ранее были выделены кусты (группы) кимберлитовых тел [1–2]. Основная задача настоящего исследования состояла в выявлении петрографических, петрохимических и геохимических критериев выделения кустов кимберлитовых тел и самостоятельных фаз внедрения в сложнопостроенных трубках Далдыно-Алакитского района. Для этого были проведены комплексные петрографо-геохимические исследования 130 образцов разных структурных типов кимберлитов (автолитовая кимберлитовая брекчия, кимберлитовая брекчия, порфировый кимберлит) из 99 кимберлитовых тел данного района, пространственно-сближенных (предположительно, кустов) и расположенных в разных частях Далдынского и Алакит-Мархинского полей (центр, периферия). Сводные данные по наиболее показательным характеристикам части изученных кимберлитов приведены в табл. 1. Аналитические исследования (ICP-MS – геохимия) выполнены Д.3. Журавлевым в ИМГРЭ.

Петрографическая характеристика изученных образцов

Подавляющее большинство кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района (Далдынское и Алакит-Мархинское поля) относится к сложным телам, в которых встречаются две или большее число самостоятельных фаз внедрения кимберлитового расплава [7]. Кимберлиты разных фаз внедрения образуют внутри трубок самостоятельные тела, характеризующиеся стабильным набором текстурно-структурных признаков [7–8]. Основными структурными типами кимберлитов, изученными в данной работе, являются: порфировые кимберлиты (ПК), автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) и кимберлитовые брекчии (КБ).

В ПК вкрапленники представлены преимущественно оливином и слюдой. Оливин двух генераций замещен низкотемпературными минералами группы серпентина и карбонатами, редко сохраняются реликты неизмененного оливина. Основная масса сложена серпентином, реже карбонат-серпентиновым агрегатом с чешуйками слюды и пылевидным рудным минералом. КБ и АКБ состоят из обломков пород и цементирующей массы. Цемент имеет порфировую структуру и по составу аналогичен ПК, но в основной массе преобладают карбонатные минералы. Содержание рудного минерала в основной массе брекчии значительно меньше, чем в ПК. АКБ характеризуется наличием автолитов, размером от первых мм до первых см; часто автолиты имеют ядерную основу. Для них характерна порфировая структура, а состав отличается от материала брекчии большим количеством рудных минералов и слюды. Содержание обломков вмещающих пород в АКБ и КБ может достигать 50%, тогда как в ПК их количество редко превышает 5%. В небольших количествах в кимберлитах содержатся зерна граната, ильменита, перовскита и ксенолиты глубинных мантийных и коровых пород.
Таблица 1

Показательные петрографо-геохимические характеристики кимберлитов разных структурных типов и «кустов» Далдыно-Алакитского района

Куст трубок	Трубка	Образец	Тип	Клас. гр.	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	IC	Cr	ΣREE	ΣLREE	ΣHREE	(La/Yb) _N
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Далдынское поле															
Удачная	Удачная-Западная	УС-207-647,5	АКБ	3	0,85	1,51	0,043	24,20	18,30	0,27	1,08	794	192	180	1,47	67
удачная	Удачная-Восточная	УВ-225-376	ПК	6	1,23	5,81	0,170	32,57	12,10	0,36	0,92	1333	294	277	1,50	103
	Иксовая	Ик-8-20	АКБ	2	1,31	0,89	0,067	16,66	17,55	0,21	1,67	655	156	144	2,00	34
Икаорая	Аргыс	Арг-518/8	АКБ	2	1,54	0,91	0,055	15,88	17,68	0,28	1,70	933	235	219	2,39	44
иксовая	им. Попугаевой	Пл-259	КБ	4	1,18	1,22	0,056	17,54	11,03	0,25	1,78	524	156	143	2,39	27
	Чебурашка	Чб-512/5	КБ	2	0,88	0,65	0,037	15,97	20,98	0,34	1,49	615	328	ΣLREE 15 180 277 144 219 143 308 274 331 183 210 229 164 415 175 113 245 305 235 320 305 300	1,91	80
	2	3-13	АКБ	5	1,94	3,15	0,14	24,28	15,40	0,34	1,16	1277	292	274	1,65	89
Зарница	зарница	3-141	АКБ	5	2,02	2,54	0,18	27,95	11,06	0,31	1,09	1526	350	331	1,62	117
	Невидимка	Н-5	АКБ	5	1,72	1,01	0,150	27,74	12,73	0,20	1,06	1137	195	183	 ΣHREE 16 1,47 1,50 2,00 2,39 2,39 2,39 1,91 1,65 1,62 1,39 1,46 1,23 1,35 3,06 1,62 1,32 1,62 1,59 3,64 1,88 2,15 1,54 	65
	П	Дл-8-104	АКБ	5	2,32	1,97	0,120	27,71	11,00	0,31	1,10	1010	224	210	1,46	71
	дальняя	Дл-7-20	ПК	5	2,14	2,19	0,160	27,94	10,93	0,29	1,08	1443	242	229	1,23	102
Польная	Vrozořuo	Уг-54	АКБ	3	2,77	1,96	0,060	20,29	20,39	0,26	1,22	993	175	164	1,35	67
дальняя	угаданка	Уг-67	ПК	5	3,32	0,97	0,058	26,44	9,47	0,48	1,19	1701	443	415	3,06	76
	Саратовская	Срт-12/1	АКБ	3	1,36	1,35	0,059	18,99	19,59	0,23	1,35	773	188	175	1,62	52
	Ну, погоди	Нпг-373	КБ	3	3,14	1,26	0,060	22,31	17,95	0,28	1,26	1071	123	113	1,32	43
	Occurrent	O-16	АКБ	5	1,25	2,36	0,150	25,50	14,77	0,34	1,14	1187	261	245	1,62	81
	Осенняя	О-8-м	ПК	5	1,44	0,36	0,256	27,02	9,76	0,37	1,11	1333	325	305	1,59	114
	Veneration	Ук-7/2	АКБ	3	1,71	1,87	0,060	19,76	20,96	0,25	1,31	993	257	235	3,64	38
	э краинская	Ук-3	ПК	6	2,38	0,85	0,194	30,31	9,13	0,38	1,08	1578	339	320	1,88	101
	Молологиод	Мд-10	АКБ	3	1,40	1,22	0,088	22,55	17,30	0,46	1,20	864	325	305	2,15	77
	иолодежная	Мд-8/2	ПК	5	2,23	0,71	0,119	24,81	10,65	0,52	1,23	1419	321	300	1,54	112

Окончание табл.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Алакит-Мархинское поле																
	НИИГА	Ни-8	ПК	6	2,79	0,86	0,190	28,87	7,62	0,35	1,08	1205	261	246	1,29	100
ниига	Маршрутная	Mp-23	ПК	6	2,41	1,54	0,167	30,79	6,29	0,37	1,01	1400	339	321	1,47	114
	Радиогеодезическая	Рг-9/4	ПК	6	1,78	0,43	0,318	35,44	1,73	0,06	1,01	1595	311	294	1,36	117
	Талисман	ТлС-382	ПК	6	1,41	0,85	0,312	30,71	7,39	0,07	1,03	1250	220	208	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	105
		Юб-407-775	ПК	6	1,17	1,83	0,140	33,99	6,34	0,37	0,91	1551	332	315	1,16	148
Юбилейная	Юбилейная	Юб-64/100	АКБ	2	1,56	1,29	0,102	17,29	22,1	0,38	1,45	1405	573	540	2,70	103
Toomformax		ЮбС-409-1050	АКБ	6	0,85	0,77	0,120	34,03	7,07	0,29	0,9	1244	269	255	1,08	132
	Озерная	O3-171-340	АКБ	5	1,6	1,87	0,081	26,83	14,57	0,24	1,04	1025	197	15 16 246 1,2 321 1,4 294 1,3 208 1,0 315 1,1 540 2,7 255 1,0 179 2,7 357 1,5 421 1,6 247 1,9 225 1,1 177 1,8 597 2,4 154 2,1 153 0,8 157 1,6 387 1,4 133 1,0 230 1,6 423 2,6 455 2,1	2,72	25
	им. Соболева	Сбл-115	ПК	6	1,44	0,43	0,252	34,47	2,79	0,35	1,04	1365	376	357	1,57	133
инигри	им. Щукина	Щк-147	ПК	6	1,83	0,57	0,198	31,65	7,89	0,45	1,02	1461	443	421	1,64	151
ЦНИГРИ	им. Бобкова	Бб-300	ПК	6	1,17	2,52	0,094	33,97	5,13	0,29	1,15	1029	262	247	1,93	63
	Радиоволновая	Рвл-130	ПК	5	1,27	0,36	0,060	29,41	10,28	0,32	1,01	1116	238	225	1,15	103
	Айхал СВ	A-201-400	КБ	2	0,27	0,85	0,073	15,46	26,95	0,2	1,55	595	189	177	1,83	46
Айхал	Айхал Ц	A-204-340	ПК	5	0,38	0,28	0,092	28,89	14,43	0,61	0,98	1256	629	597	2,48	145
	Айхал ЮЗ	A-52-310	КБ	2	0,27	0,65	0,062	17,11	22,7	0,21	1,38	354	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	2,19	32	
	CLITLIKAUCKAR	СтС-102-411	ПК	6	2,08	2,27	0,052	34,49	4,04	0,3	0,93	1294	272	257	1,38	96
	Сытыканская	СтС-111-220.5	КБ	3	1,7	0,83	0,097	25,77	17,31	0,19	1,05	1177	162	153	0,89	88
	Сцежицка	Сн-19	АКБ	5	0,94	1,69	0,061	25,85	15	0,25	1,15	852	170	157	1,61	44
	Спежинка	Сн-38	ПК	6	1,38	0,42	0,124	36,53	1,37	0,38	0,93	1428	407	387	1,48	156
	Комсомольская	Ко-26-101	КБ	5	1,64	2,27	0,082	27,93	10,64	0,17	1,13	1109	143	133	1,06	60
	Комеомольския	Ко-31-205	ПК	6	2,04	2,09	0,111	31,91	5,73	0,39	1,07	1533	248	230	1,60	72
	Mononocth	МолС-16-102	АКБ	3	1,61	1,29	0,078	23,46	17,81	0,62	1,18	799	449	423	2,64	83
N	толодоств	МолС-29-580	ПК	6	1,83	2,41	0,190	33,25	4,33	0,47	0,9	1432	481	455	2,19	110

Примечание. Данные для оксидов даны в мас. %, для Cr и сумм REE – в ppm, I.C. рассчитан по [6].

Петрохимическая классификация кимберлитов Далдыно-Алакитского района

Петрохимический состав кимберлитов Далдыно-Алакитского района широко варьирует, что связано, прежде всего, со степенью вторичных изменений и контаминацией породами осадочного чехла, преимущественно карбонатного состава. Особенно широко варьируют MgO (14,56–36,53 мас.%), CaO (1,37–26,06 мас. %) и SiO₂ (19,54–36,99 мас. %). Для оценки степени вторичных изменений и контаминации образцов изученной коллекции нами была предпринята попытка петрохимической классификации кимберлитов Далдыно-Алакитского района. Всего было выделено 6 кластерных петрохимических групп (рис. 1), при этом в последовательности от 1-й к 6-й группе уменьшается влияние карбонатного материала и возрастает магнезиальность пород. На фоне постепенного перехода от 1-й к 6-й кластерной группе, несколько аномально выделяется 4-я группа, для которой характерно повышенное содержание SiO₂, что связано, по-видимому, с незначительной коровой контаминацией [9]. В 1-ю кластерную группу вошли сильноизмененные образцы с повышенным индексом контаминации (С.І. по [6] больше 1,5).



Рис. 1. Диаграммы SiO₂-MgO и CaO-MgO для кластерных групп Далдыно-Алакитского района. Номера полей соответствуют номеру кластерной группы

По [5, 10] и нашим данным, наиболее устойчивы в процессах постмагматических изменений TiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MnO и P_2O_5 . Отсутствие корреляционных связей (табл. 2) данных элементов с CaO и CO₂ (контаминация вмещающим карбонатным материалом) позволяет считать их вариации в образцах наиболее информативными, т.е. считать их показательными. Для кимберлитов Далдынского поля отмечена высокая отрицательная корреляция MnO с карбонатным материалом.

Таблица 2

Оксид	TiO ₂	Al_2O_3	FeO	MnO	P_2O_5
CO ₂	<u>-0,42</u> -0,36	<u>0,22</u> 0,34	<u>0,19</u> -0,21	$\frac{-0.02}{-0.65}$	<u>0,25</u> -0,15
CaO	<u>-0,43</u> -0,21	<u>0,19</u> 0,27	<u>0</u> -0,13	$\frac{-0.19}{-0.6}$	<u>0,2</u> -0,01

Значение коэффициента корреляции основных петрогенных элементов для кимберлитов Далдыно-Алакитского района

Примечание. В числителе – значение для Алакит-Мархинского поля, в знаменателе - для Далдынского поля.

В дальнейшем при рассмотрении вариаций химического состава кимберлитов в пределах минерагенических таксонов нами были использованы данные по выделению кластерных петрохимических групп кимберлитов, а также рассматривалось поведение показательных элементов.

Вариации химического состава кимберлитов в пределах трубки

Сложнопостроенные трубки Далдыно-Алакитского района, сложенные несколькими структурными типами кимберлитов, чаще всего представлены одной или двумя кластерными группами: 5–6-й группами в случае ПК или 2–3-й группами в случае КБ или АКБ. По содержаниям показательных элементов ПК, как правило, в большей степени, чем АКБ и КБ, обогащены TiO₂, FeO, MgO, MnO и иногда P₂O₅; обеднены CaO и CO₂ (табл. 1).

При сравнении геохимических характеристик различных структурных типов кимберлитов наиболее показательно, с нашей точки зрения, рассматривать поведение редкоземельных элементов (табл. 1). Так, при сравнении характера распределения REE в кимберлитах изученной коллекции отчетливо выделяются две группы кимберлитовых тел. 1-я группа включает трубки Угадайка (Далдынское поле), Сытыканская (рис. 2, а) и



Рис. 2. Нормализованное к хондриту [11] распределение редкоземельных элементов в различных структурно-морфологических типах кимберлитов на примерах трубок Сытыканская (*a*), Украинская (*б*) и Юбилейная (*в*): *1* – *ПК*; 2 – *АКБ*

Комсомольская (Алакит-Мархинское поле). По сравнению с АКБ, ПК этой группы обогащены всем спектром REE, при этом отношение (La/Yb)_N остается примерно равным для образцов разных структурных типов кимберлитов в пределах одной трубки (табл. 1). 2-я группа кимберлитовых тел включает трубки Молодежная, Дальняя (рис. 2, б), Осенняя, Украинская (Далдынское поле), Снежинка, Юбилейная и Молодость (Алакит-Мархинское поле). ПК из данных трубок, по сравнению с АКБ, обогащены LREE на фоне обеднения HREE, что отражается в росте соотношения (La/Yb)_N от АКБ к ПК (табл. 1). При этом сумма REE в ПК выше, чем в АКБ.

Помимо сложнопостроенных трубок, были проанализированы разные, предельно сближенные кимберлитовые тела, образующие в плане единое магматическое тело (трубка Удачная, Далдынское поле и трубка Айхал, Алакит-Мархинское поле). Петрографические разности кимберлитов из сближенных тел различаются также между собой по характеру распределения REE, суммам LREE и HREE, соотношению (La/Yb)_N, как и сложнопостроенные трубки 2-й группы (табл. 1).

Оценена степень изменения редкоземельного состава кимберлитов в коре выветривания (табл. 1, рис. 2, в). Сильноизмененный процессами вывеетривания образец из трубки Юбилейная (Юб-64/100, глубина 100 м) значительно обогащен REE, по сравнению со

слабоизмененными образцами с более глубинных горизонтов диатремы (ЮбС-409-1050, Юб-407-775, глубина 1050–775 м). При этом соотношение (La/Yb)_N в образце Юб-64/100 совпадает с соотношениями в слабоизмененной АКБ (обр.Юб-409-1050). Таким образом, соотношение (La/Yb)_N в породах одного структурного типа сохраняется в процессе выветривания кимберлитов.

Контаминация вмещающими породами платформенного чехла приводит к разубоживанию редкоземельного состава кимберлитов. При этом, как в случае с выветриванием кимберлитов, происходит изменение суммы REE от образца к образцу, но отношение (La/Yb)_N остается одинаковым для пород всех петрографических разновидностей из единой фазы внедрения. Образцы различных петрографических разновидностей трубок Угадайка, Сытыканская и Комсомольская различаются только по сумме REE с сохранением отношения (La/Yb)_N. Таким образом, АКБ и ПК этих трубок, вероятно, образовались в результате внедрения одной порции магматического расплава.

Учитывая различие в содержании LREE и HREE, а также вариации отношения (La/Yb)_N между петрографическими разновидностями сложнопостроенных кимберлитов и сближенных тел Далдыно-Алакитского района, можно поддержать гипотезу смешения выплавок расплава [12]. Согласно данной гипотезе, процесс плавления мантийного источника развивается одновременно практически во всем вертикальном разрезе верхней мантии, приводя к формированию множества изолированных порций кимберлитовой магмы, различающихся по своему составу в зависимости от давления, температуры и степени частичного плавления. В результате кимберлитовое тело будет представлять собой продукт смешения различных порций расплава либо состоять из нескольких самостоятельных фаз внедрения.

Таким образом, сложнопостроенные трубки, как и сближенные тела, состоящие из нескольких петрографических разновидностей, могут образовываться как в результате однофазного, так и в результате двухи более фазного внедрений порций магматического расплава, которые различаются характером распределения REE. Одним из главных информативных признаков выделения разных фаз внедрения (помимо геологических, минералогических и петрохимических признаков) служит отношение (La/Yb)_N. В кимберлитах из одной фазы внедрения соотношение ΣLREE и ΣHREE остается на одном уровне.

Вариации химического состава кимберлитов в пределах куста трубок

При выделении кустов кимберлитовых тел (рис. 3) на территории Далдыно-Алакитского алмазоносного района нами были использованы данные о положении трубок в пространстве (локальные скопления тел, по площади, не превышающие первые десятки квадратных км [12]). По [1–2, 12] и нашим данным использовались также петрографо-петрохимические характеристики изученной коллекции кимберлитов Далдыно-Алакитского района: учитывались степень вторичных изменений и многообразие петрографических разновидностей кимберлитов в пределах каждого отдельно взятого магматического тела.



Рис. 3. Схема распределения кластерных групп Далдыно-Алакитского района в пространстве. Приведены названия наиболее крупных трубок в кусте и одиночных тел. Условные обозначения: *1 – кимберлитовые поля; 2 – кусты кимберлитовых тел; 3 – кимберлитовые тела: а – трубки взрыва, б – дайки*

Рассмотрение петрохимических характеристик кимберлитов в пределах выделенных кустов кимберлитовых тел позволило установить следующие закономерности изменения химического состава [4]:

- с ростом MgO содержание TiO₂ либо остается на одном уровне, либо повышается и часто понижается с увеличением K₂O;

- с ростом MgO происходят повышение содержаний FeO (Fe₂O_{3t}), MnO и понижение Al₂O₃;

– в пределах куста кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского района наблюдаются довольно узкие колебания P₂O₅. В кимберлитах Далдынского поля P₂O₅ варьирует в пределах 0,1–0,2 мас. %, Алакит-Мархинского – от 0,1 до 0,4 мас. %.

Используя данные по петрохимической классификации, можно отметить, что кусты кимберлитовых тел, наподобие сложных трубок, представлены одной-тремя кластерными группами кимберлитов (табл. 1). При рассмотрении геохимической неоднородности в пределах трубки отмечено влияние контаминации на понижение содержаний редких земель с сохранением отношения (La/Yb)_N. Кроме этого, можно отметить также, что от 2-й к 6-й кластерной группе идут повышение таких элементов, как Cr, Co, Ni, Ta, Nb, Sc и понижение Y, Rb, Cs, Ba, Sr. Поэтому при рассмотрении геохимической неоднородности в пределах кустов кимберлитовых тел мы старались сравнивать образцы из разных трубок, принадлежащих одному структурному типу кимберлитов. В Далдынском поле АКБ и КБ кустов трубок Иксовая и Зарница довольно однородны по содержаниям TiO₂, MgO, P₂O₅, Cr, REE. То же самое наблюдается при сравнении ПК и AKБ из трубок Дальняя и Угадайка куста трубки Дальняя (табл. 1). В Алакит-Мархинском поле высокой однородностью геохимического состава обладают кусты трубки НИИГА и трубки ЦНИГРИ, хотя по петрохимическим характеристикам трубки несколько отличаются друг от друга.

Полученные результаты позволяют предположить, что при формировании куста трубок задействован тот же механизм, что и при формировании сложно построенной трубки. При этом наблюдаются такие же различия между структурными разновидностями кимберлитов в пределах куста, как и в пределах сложнопостроенной трубки. Основными информативными признаками выделения кустов являются содержания TiO₂, MgO, P₂O₅, Cr, REE (табл. 1).

Вариации химического состава кимберлитов в пределах кимберлитового поля

Принципы выделения кимберлитовых полей, основанные на геофизических данных и географическом положении кимберлитовых тел [12], предоставляют возможность привлекать вещественные доказательства при расшифровке структуры поля. Первым исследователем, предположившим наличие концентрической геохимической зональности кимберлитовых полей, был И.П. Илупин [13, 14]. С.И. Костровицкий с соавторами [2] предлагает модель линейной зональности. Так, в работе [12] была установлена симметричнозональная структура Алакит-Мархинского поля, которая предполагает наличие минимальных значений температур в центральной осевой части поля и возрастание их к периферии. Для Далдынского поля отмечалась геохимическая зональность [13–14]: от центра к периферии растут содержания Na, K, Rb, P и Zr; снижаются – Li, Mn и Co. Эти данные хорошо коррелируют с выделенной нами зональностью распределения кластерных групп в пределах полей: в центре поля располагаются преимущественно кимберлиты 1–3-й кластерных групп (с сильным влиянием вторичных процессов и контаминации), а по периферии – более магнезиальные 5–6-я группы (рис. 3).

Таблица З

Поле	TiO ₂	MgO	CaO	Cr	Ni	Rb	Sr	Ba
Далдынское	<u>0,17–4,4</u>	<u>15,97–34,82</u>	<u>3,95–20,98</u>	<u>500–1701</u>	<u>394–1781</u>	<u>1,65–82,62</u>	<u>145–3051</u>	<u>66–5396</u>
поле (n=54)	1,72	24,6	14,14	1062	828	27,76	671	1091
Алакитское	<u>0,06–3,63</u>	<u>14,56–36,53</u>	<u>1,37–26,06</u>	<u>354–1889</u>	<u>413–1687</u>	<u>0,41–79,54</u>	<u>99–1250</u>	<u>30–2834</u>
поле (n=53)	1,48	27,18	12,53	1135	987	21,03	479	790

Минимальные, максимальные и средние значения содержаний главных петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (ppm) в кимберлитах Далдыно-Алакитского района

Примечание. В числителе – минимальное – максимальное значения, в знаменателе – среднее арифметическое; n – число анализов.

Отмечены различия в содержаниях петрогенных и редких элементов в кимберлитах Далдынского и Алакит-Мархинского полей (табл. 3). Для кимберлитов Далдынского поля характерно повышенное среднее содержание TiO₂, чем в кимберлитах Алакит-Мархинского поля, что может свидетельствовать о более высоких температурах при образовании магматического очага для всего поля; пониженная магнезиальность кимберлитов Далынского поля, по-видимому, свидетельствует о меньших глубинах заложения магматического очага. Поля различаются и по распространению кластерных групп кимберлитов: в Далдынском поле чаще всего встречаются 1–4-я кластерные группы, в Алакит-Мархинском – 3–6-я (рис. 3). По содержанию редких элементов кимберлиты Далдынского поля обогащены в меньшей степени, чем кимберлиты Алакит-Мархинского поля Cr, Co, Ni, Zn, Ta, Sc и ΣLREE и в большей степени Rb, Sr, Ba и ΣHREE.

Связь алмазоносности с составом кимберлитов

Основной закономерностью изменения химического состава, выявленной для алмазоносных кимберлитов, является более низкое содержание TiO₂ в уникально алмазоносных трубках (рис. 4). Кимберлиты



кустов, содержащие алмазоносные разнообладают сти. в среднем более высоким содержанием Cr (табл. 1). При сравнении геохимических характеристик нами не было выявлено существенных различий между кимберлитами с различной 40 степенью алмазонос-Далдыноности Алакитского района.



Заключение

Наиболее показательными элементами при выделении разноранговых минерагенических таксонов кимберлитового магматизма являются: MgO, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, P₂O₅, Cr, Co, Ni, Y, REE, соотношение (La/Yb)_N. Для учета степени вторичных изменений и контаминации кимберлитов Далдыно-Алакитского района нами были выделены 6 кластерных петрохимических групп.

1. Одним из главных информативных признаков выделения разных фаз внедрения (помимо геологических, минералогических и петрохимических) в сложнопостроенных трубках служит отношение (La/Yb)_N. В кимберлитах из одной фазы внедрения соотношения ΣLREE и ΣHREE остаются на одном уровне.

2. Полученные результаты позволяют предположить, что при формировании куста трубок задействован тот же механизм, что и при формировании сложнопостроенной трубки. Для кустов кимберлитовых тел характерно однородное содержание TiO₂, MgO, P₂O₅, Cr и REE

3. Поля различаются между собой по химическому составу – содержанию TiO₂, MgO, CO₂, и REE. Для Далдынского и Алакит-Мархинского полей отмечается геохимическая зональность: в центре поля располагаются преимущественно кимберлиты 1–3-й кластерных групп (с сильным влиянием вторичных процессов и контаминации), по периферии – более магнезиальные 5–6-я группы.

4. Основной закономерностью изменения химического состава, выявленной для алмазоносных кимберлитов, является более низкое содержание TiO₂ в уникально алмазоносных трубках. Кимберлиты кустов, содержащие алмазоносные разности, обладают в среднем более высоким содержанием Cr.

Авторы выражают благодарность отделу геологии алмазов ФГУП ЦНИГРИ за предоставленный материал по кимберлитам Якутии.

Работа выполнена в рамках договора с АК «АЛРОСА» (ЗАО) ЯНИГП ЦНИГРИ № 108/2006, а также при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 06-05-64017), грантов президента РФ для поддержки ведущих научных школ (НШ – 4437.2006.5) и поддержки молодых российских ученых (МК-5814.2006.5).

Список литературы

1. *Илупин И.П.* Кимберлиты Якутии – линейное расположение трубок и вещественный состав // Руды и металлы. – 2003. – № 5–6. – С. 60–68.

2. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Иванов А.С., Серов В.П. Структура Далдынского поля – вещественный аспект проблемы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. – С. 300–306.

3. Голубева Ю.Ю. Сравнительная петрогеохимия кимберлитов Якутии и гетерогенность их источников: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2005. – 26 с.

4. *Каргин А.В., Голубева Ю.Ю*. Петрохимические критерии выделения кустов кимберлитовых трубок (Далдыно-Алакитский алмазоносный район) // Новые идеи в науках о земле: Докл. VIII Международной конференции.– 2007. – №4. – С. 93–97.

5. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты: Справочник. – М.: Недра, 1990. – 248 с.

6. Taylor W.R., Tompkins L.A., Haggerty S.E. Comparative geochemistry of West African kimberlites: Evidence for a micaceous kimberlite end member of sublithospheric origin // Geochim. et cosmochim. acta. – 1994. – V. 58. – P. 4017–4037.

7. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. – М.: Недра, 1998. – 555 с.

8. Занкович Н.С. Структурные типы кимберлитов как отражение процессов формирования сложнопостроенных трубок Якутии // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (АЛМАЗЫ-50): Материалы научно-практической конференции, посвященной 50-летию открытия первой алмазной кимберлитовой трубки «Зарница». – СПб., 2004. – С. 140–141.

9. Roex A., Bell D., Davis P. Petrogenesis of Kimberley group I hypabyssal kimberlites: evidence from bulk rock geochemistry // 8th International Kimberlite Conference. – 2005.

10. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. – Л.: Недра, 1965.

11. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. - 1995. - V. 120. - P. 223-253.

12. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). – М.: «Геоинформмарк», 2000. – 371с.

13. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. – М.: Недра, 1978. – 352 с.

14. Илупин И.П., Кортман Р.В., Николаев Л.И., Симоненко В.Ф. Новые данные о геохимимической зональности кимберлитовых полей Якутской провинции // Докл. Академии наук СССР. – 1979. – Т. 249, №2. – С. 449–451.

НОВЫЕ КИМБЕРЛИТОВЫЕ ТЕЛА ЗИМНЕГО БЕРЕГА

В.А. Ларченко¹, Г.В. Минченко¹, С.М. Саблуков², А.А. Носова³, А.П. Гунин¹

¹«АЛРОСА-Поморье» АК «АЛРОСА», г. Архангельск ²ООО «Русгео», г. Москва ³ИГЕМ РАН, г. Москва

На основании анализа проведенных исследований приводятся данные первоначального изучения вещественного состава, петрографии и геохимии пород новых кимберлитовых тел Зимнебережного алмазоносного района, открытых в 2005– 2007 гг.

Активизация АК «АЛРОСА» в 2005–2007 гг. поисковых работ в Зимнебережном алмазоносном районе (ЗАР) Архангельской алмазоносной провинции (ААП) привела к получению новых важных геологических результатов, свидетельствующих о широких возможностях выявления значительного количества новых кимберлитовых тел, в том числе и промышленно алмазоносных, на флангах месторождений им. М.В. Ломоносова и им. В. Гриба.

Новые кимберлитовые тела (трубки Рождественская, Галина, 495а и 7466, силлы 495в) были выявлены «АЛРОСА-Поморье» АК «АЛРОСА» на территории Верхнекепинской и Кепинской лицензионных площадей ОАО «Севералмаз» в пределах Кепинского поля (ЗАР). Все они расположены к востоку и северовостоку от месторождения им. М.В. Ломоносова в пределах Товского выступа кристаллического фундамента и Падунского грабена Зимнебережного поднятия в пределах Кепинского поля. Трубки Галина и Рождественская образуют новые самостоятельные группы кимберлитовых тел, Олмугскую и Тучкинскую. Это тела с аномально низкими магнитными свойствами относительно известных кимберлитовых тел, вследствие чего над ними фиксируются рядовые слабомагнитные аномалии интенсивностью до 6,5 нТл. На земле происходит небольшое усиление магнитных аномалий до 10–14 нТл, что незначительно выделяет их на фоне вмещающих пород и четвертичной покрышки.

Геологическое строение

Новые кимберлитовые тела с разной степенью детальности были изучены скважинами на глубину 100– 150 м от поверхности тел. Все они имеют разное строение и прорывают отложения рудовмещающей толщи в верхней части разреза, представленной образованиями усть-пинежской и мезенской свит верхнего венда и падунской свиты нижнего кембрия. Сверху они перекрыты толщей осадков четвертичного возраста мощностью от нескольких метров до 70 м (диатрема 746б) и пачкой карбонатных пород среднего и верхнего карбона мощностью до 30–35,5 м. Непосредственно над трубками залегает пачка терригенных пород урзугской свиты нижнего карбона мощностью от 10 м (трубка Галина) до 45 м (трубка Рождественская), представляющая собой вторичный коллектор с чужеродным дальнеприносным ореолом минералов-индикаторов (пироп, пикроильменит) 3–4-го классов износа.

Диатремы Рождественская, Галина, 495а близки по своему строению и представлены жерловыми частями, выполненными красновато-коричневыми ксенотуфобрекчиями и туфобрекчиями кимберлитов с многочисленными ксенолитами карбонатных пород ордовика, редкими литокластами кимберлитов, автолитов и большим количеством ксенолитов пород рудовмещающей толщи венд-нижнекембрийского возраста, а также с примесью терригенного кварца. Они образованы породами жерловой фации одной фазы внедрения – столбом ксенотуфобрекчий – буровато-красных грубозональных вулканокластических кимберлитовых пород переменного состава, засоренных в разной степени ксенолитами аргиллитов и алевролитов венда, карбонатами ордовика и пелито-алевропесчаным материалом (ксенотуфопесчаниками, ксенотуффитами, брекчиями осадочных пород и др.). Содержание магматического материала в породах трубки колеблется от первых процентов до 30–40% объёма породы. Структура пород обычно гетерокластическая, псефитопсаммито-мелкопсефитовая, кристалло-литокластическая, обусловленная присутствием фрагментов магматических пород (обломков кимпикритов) в глинисто-песчаной связующей массе.

Трубка 7466 имеет весьма сложное строение и состоит из обширного кратера с мощной туфогенноосадочной толщей с низкими концентрациями магматического материала и жерловой части. Под толщей четвертичных отложений мощностью 70 м вскрыты кратерные отложения мощностью около 110 м, представленные переслаиванием туфопесчаников, туфоалевролитов и песчаников с низкой (около 1–5%) примесью кимберлитового материала. Кратерные отложения можно разделить на три пачки: верхнюю – мощностью около 10 м, среднюю – около 60 м и нижнюю – около 40 м, несколько различающиеся по содержанию магматического материала и глинистости. На глубине около 180–190 м вскрыты породы жерловой части, представленные корой выветривания по порфировому кимберлиту и порфировым кимберлитом. Они прослежены до глубины 245 м. Непосредственно под породами кратерной фации в интервале 180–210 м впервые встречен полный профиль столь зрелой коры выветривания мощностью около 20–30 м. Сверху по разрезу до глубины 192 м он представлен желтовато-бурой, ниже коричневой, полностью глинизированной породой, с редкими разложенными ксенолитами рудовмещающих пород, вниз по разрезу глубже 207,5– 210 м переходящей в интенсивно карбонатизированную породу, степень выветривания которой уменьшается, цвет породы постепенно переходит в зеленовато-серый. С глубины ниже 210 м кимберлит уже достаточно сильноизменённый, разбитый сетью тонких карбонатных прожилков, но уже не выветрелый, а массивный порфировый.

До глубины 245 м жерловая часть трубки сложена плотным зеленовато-серым порфировым кимберлитом крупно-мелкопорфировой структуры. Порода состоит из макрокристов оливина 1-й генерации (до 5%) размером 2–10 мм и идиоморфных фенокристов оливина 2-й генерации (50%) размером 0,2–0,6 мм, погружённых в апостекловатую основную массу, преобразованную в карбонат-серпентиновый агрегат с тонкой вкрапленностью рудного минерала и примесью тетраферрифлогопита. Текстура породы массивная, на некоторых участках в породе присутствует повышенное до 10–15% количество ксенолитов коричневых алевролитов с проявленными в разной степени каймами закала. Иногда в породе отмечаются в разной степени отчётливые округлые обособления размером 8–40 мм, образованные фенокристами оливина и апостекловатым агрегатом. Они имеют более плотное строение и более тёмный цвет, чем порода в целом. На таких участках порода приобретает «псевдоавтолитовую» шаровую текстуру.

Силлы 495в имеют необычный внешний облик, резко отличающийся от всех известных в ААП силлов кимберлитов. Они были изучены 4 скважинами и пространственно до 150–200 м сближены с кимберлитовой трубкой 495а, располагаясь от нее к северо-востоку, их взаимоотношение не ясно. В верхней части разреза в рудовмещающей толще падунской свиты нижнего кембрия в интервалах глубин от 55 до 112 м было выявлено от 3 до 6 маломощных (от 0,1 до 2 м) пласта кимберлитовых пород, расположенных согласно со слоистостью вмещающих осадочных пород венда. Они сложены породами 2 типов. Первый тип представлен полностью глинизированной и перемятой породой интрузивного тёмного серовато-фиолетового цвета, вероятно, сильноизменённым кимберлитом с реликтами порфировой структуры и массивной текстуры, с наложенной субсогласной напластованию сланцеватостью. Второй тип пород представлен глинизированным ксенотуфопесчаником с содержанием магматического материала не более 10%, мало отличающимся от рудовмещающей толщи и, возможно, представляющим собой отложения туфового материала. Степень изменений и положение в разрезе позволяют предположить, что возраст силлов синхронен возрасту верхней части рудовмещающей толщи или близок к нему (нижний кембрий), что требует их внимательнейшего изучения с целью выявления нового этапа кимберлитового магматизма ААП.

Все кимберлитовые тела сильно изменены, сапонитизированы (трубки 478, 495а, Рождественская) или серпентинизированы (трубка 746б). Наиболее изменены породы силла 495в, где наблюдаются только реликты первичной магматической структуры.

Минералы-индикаторы представлены титанистой ассоциацией, в которой преобладают пикроильмениты. Пиропы – второй по встречаемости минерал. Титанистые хромшпинелиды распространены менее. Хромдиопсиды в изученных выборках не встречены. Для трубок Рождественская и 495а характерно очень низкое количество минералов-индикаторов, которые встречаются в виде единичных знаков мелких размеров, в основном в классе –0,5 мм. В трубках Галина и 7466 минералы-индикаторы встречаются в весовых концентрациях (несколько кг/т) с размерами от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Трубка 7466 выделяется наличием повышенного объема титанистых хромшпинелидов, среди которых в большом количестве встречаются глубинные овализованные винициальные индивиды.

Петрография пород

Собственно порода из жерла трубки 7466 представляет собой порфировый слюдяной кимберлит. Вкрапленники оливина составляют около 50–70 % объема породы. Редкие крупные вкрапленники (первые мм) имеют сглаженные контуры и, вероятно, представляют собой оливин 1-й генерации. Мелкие кристаллы оливина (оливин 2-й генерации) имеют четкие кристаллографические очертания. Оливины нацело замещены серпентином. Интерстиции между выделениями оливина заполнены флогопит-серпентиновым агрегатом с зернами оксидов. В отдельных автолитах флогопит преобладает, в других – образует отдельные относительно крупные чешуйки-вкрапленники на общем фоне агрегата флогопит–серпентин–оксиды. Доля оксидов, которые в своем распределении часто тяготеют к кристаллам оливина, образуя вокруг них прерывистые каймы, составляет около 5–10 %. Присутствие автолитов свидетельствует в пользу субвулканической природы этих образцов. Микроксенолиты представлены отдельными фрагментами оливинитов (?), нацело серпентинизированных, и обломками осадочных пород (около 10 %).

Структура пород (ксенотуфобрекчии) из трубок Галина, Рождественская и 495а обычно гетерокластическая, псефито-псаммито-мелкопсефитовая, кристалло-литокластическая, обусловленная присутствием фрагментов магматических пород (обломков кимберлитов, кристаллокластов оливина 2-й генерации и флогопита) и глубинного материала (оливина 1-й генерации, пикроильменита, реже пиропа и мантийных ксенолитов), а также ксенолитов эклогитоподобных пород и гранулитов в глинисто-песчаной связующей массе. Фрагменты кимберлитов полностью замещены чешуйчатым и тонкопластинчатым агрегатом сапонита, реже хлорита и карбоната, имеют размеры 0,5–8 мм (редко до 20–30 и даже 70 мм), овальную или неправильную форму со сглаженными контурами. Встречаются округлые автолиты ядерного (центрального) типа, ядром которых служит крупное зерно оливина или ксенолит метаморфической породы. Структура пород в обломках кимберлитов мелкопорфировая, вкрапленники представлены преимущественно (50 %) идиоморфными микрофенокристами оливина 2-й генерации (0,1–0,7 мм), обрастающими с поверхности мелкими (0,04–0,08 мм) зёрнами рудного минерала (титаномагнетита). Овальные макрокристы оливина 1-й генерации (размером 1–4 мм) встречаются реже (до 2–3 %). Основная масса породы (50 %) полностью замещена вторичными минералами, причём в одних магматических фрагментах основная масса насыщена микролитами хлоритизированной слюды, а в других – микролиты слюды отсутствуют (т. е. встречаются фрагменты как слюдистых, так и бесслюдистых порфировых кимберлитов). Округлые автолиты ядерного типа, кроме микрофенокристов оливина-2, содержат переменное количество идиоморфных фенокристов и гломеропорфировых сростков флогопита, нередко совершенно свежего облика.

В некоторых автолитах трубки Рождественская С.М. Саблуковым [1] были обнаружены реликты псевдоморфоз кубической формы, предположительно, по нефелину. Нефелин в пределах ЗАР ранее был обнаружен В.К. Соболевым только в трубках Крутиха северная и Крутиха южная Ижемского поля, сложенных одной из наиболее глиноземистых, щелочных, натрового типа щелочности, сильно дифференцированных пород магнезиально-глиноземистой серии.

Низкое содержание оливина 1-й генерации в ксенотуфобрекчиях трубок Рождественская, Галина, 495а свидетельствует в пользу их убогой алмазоносности [2].

Петрохимия пород

Породы в трубке Рождественская характеризуются (таблица) очень высоким содержанием железа (13,52–18,50 мас. % FeO_{обш}) и титана (3,76–4,45 мас. % TiO₂), что позволяет классифицировать породы этой трубки как одни из наиболее дифференцированных разновидностей кимберлитов железотитанистого типа [1]. Наиболее заметной геохимической особенностью пород трубки Рождественская является необычно высокое содержание натрия до 2,03 мас. % Na₂O) при резком преобладании натрия над калием. Подобное распределение щелочных элементов в ЗАР характерно для наиболее дифференцированных пород глинозёмистой серии района – трубок Чидвинской, Крутихи северной и южной, Суксомы (в основной массе пород которых также отмечаются микролиты нефелина) и ранее было совершенно не характерно для пород железотитанистой серии района [1].

	478-4/186	478-13/213	478-16/178	746б-1/212	162–1,5	495a-1/116	495a-1/131A	495a-1/141
Оксид	автолит ядерный слюдистый	обломок ким- берлита бес- слюдистого	обломок кимберлита слюдистого	порфи- ровый кимберлит	сборная авто- литов	автолит ядерный	обломок кимберлита	обломок кимбер- лита
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	24,77	37,42	29,88	34,20	37,30	27,96	26,38	29,68
TiO ₂	2,58	4,15	4,61	2,82	3,76	4,29	3,80	4,06
Al ₂ O ₃	5,61	3,84	5,13	2,18	5,03	6,36	5,09	6,94
Fe ₂ O ₃	9,00	13,52	14,14	9,41	16,18	16,05	13,80	16,86
FeO	3,84	0,54	2,70	1,52	0,09	2,87	2,87	2,66
MnO	0,16	0,08	0,10	0,36	0,21	0,12	0,28	0,14
MgO	20,48	18,91	18,17	33,00	20,07	15,02	18,04	16,62
CaO	7,45	3,40	2,30	1,44	2,12	5,98	7,14	3,70
Na ₂ O	0,16	0,28	0,38	0,015	2,03	0,92	0,73	0,90
K ₂ O	0,98	0,17	0,53	0,60	0,74	1,10	1,79	1,27
P_2O_5	0,87	0,97	1,02	0,60	0,89	0,93	1,04	1,18
BaO	2,91	Не опр.	6,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SO ₃	0,70	_//_	2,35	-//-	-//-	-//-	_//_	_//_
ППП	19,78	15,87	11,90	13,40	11,50	17,60	18,20	15,22
Сумма	99,29	99,15	99,24	99,55	99,92	99,20	99,16	99,23
H_2O^-	4,43	8,83	4,21	2,45	8,94	6,30	4,91	5,52
H_2O^+	4,69	5,29	5,26	9,92	2,18	4,69	3,73	4,54
CO_2	10,05	1,25	1,51	0,59	<0,20	5,45	8,70	3,86
S _{tot}	0,28	<0,10	0,93	<0,1	0,15	<0,1	<0,1	<0,1

Макрокомпонентный состав кимберлитов из новых тел

Примечание: 1–3 – трубка Галина, 4 – трубка 7466, 5 – трубка Рождественская, 6–8 – трубка 495а (анализы С.М. Саблукова).

К высокотитанистым разностям трубки Рождественская примыкают кимберлиты из верхней части жерла (около 216 м) трубки 7466, тогда как в образцах более глубоких горизонтов в интервале 235–245 м содержание TiO₂ в основной массе кимберлита уменьшается до 2,5–3 мас. % (таблица). Подобные породы известны в трубках Победа, Октябрьская, 740 и 695, Ольгинская (возможно, трубки 713, 840 и 691).

Составы ксенотуфобрекчий трубки Галина отвечают смеси кимберлитового материала с преимущественно вендскими песчаниками, что приводит к значительному обогащению их составов кремнеземом и в меньшей степени глиноземом. Породы трубки Галина характеризуются высокой долей летучих компонентов в своем составе (величина потерь при прокаливании варьирует от 11 до 17 мас. %). По уровням содержаний петрогенных компонентов, малоподвижных в процессах вторичного изменения, титана, отчасти железа (таблица), ксенотуфобрекчии сопоставимы с наиболее примитивными, низко Fe-Ti кимберлитами Кепинского поля.

Наиболее заметными петрохимическими особенностями пород трубки 495а являются повышенное содержание Al_2O_3 , а также щелочей (таблица), натрия (до 0,92 мас. % Na₂O), калия (до 1,79 мас. % K₂O) и некоторое обеднение Mg. В то же время концентрации титана, железа, кальция близки к таковым в трубке Галина. Такие различия в наибольшей степени могут определяться примесным ксеногенным материалом, его составом и количеством. Не исключен и магматический источник калия (ксенокристаллы флогопита, образующиеся за счет калиевого щелочного автометасоматоза?), поскольку уровень содержаний K₂O в ряде проб из трубки Галина (478) соответствует уровню концентраций этого элемента в кимберлитах Кепинского поля. Подобное распределение щелочных элементов в ЗАР для пород железотитанистой серии отмечается редко.

Геохимия пород

Геохимические характеристики пород из выявленных кимберлитовых тел не очень далеко выходят за пределы типовых для кимберлитовых пород железотитанистой серии.

Геохимические особенности автолитов ксенотуфобрекчий из трубки Рождественская не противоречат их петрографическим особенностям и близки к трубкам железотитанистой серии (рис. 1, 2). Породы характеризуются очень высоким содержанием ниобия (231–331 г/т) и тантала (13,5–22,9 г/т), что не оставляет сомнений в принадлежности пород трубки Рождественская к наиболее дифференцированным кимберлитовым породам железотитанистой серии Зимнего Берега (отмечается некоторое геохимическое сходство с породами трубки Октябрьской). Содержания Zr, Hf, Nb, Ta, Th и U в породах трубки Рождественская продолжают тренды пород высокотитанистой серии, обладая по сравнению с наиболее титанистыми и железистыми породами этой серии сходными содержаниями Th (20–35 г/т) и Hf (7,7–10,3 г/т), более высокими содержаниями Zr (330–450 г/т) и Nb (230–330 г/т) и варьирующими высокими содержаниями Ta (11–33 г/т, обычно более 20 г/т) и U (3,8–7,3 г/т). Однако следует иметь в виду, что наиболее высокие значения этих элементов встречаются в дифференцированных разностях кимберлитов трубки Рождественская. Содержания Cr



(1100–1700 г/т), Ni (400– 700 г/т) и Co (65–75 г/т) в породах трубки Рождественская низки по сравнению с большинством пород высокотитанистой серии и близки к их концентрациям только в наиболее дифференцированных разновидностях.

Рис. 1. Геохимические особенности кимберлита трубок 7466 и Рождественская в сравнении с кимберлитами Золотицкого поля по В.П. Афанасьеву

По геохимическим характеристикам трубка 746 является достаточно типичной для Кепинской площади. Распределения элементов по разрезу кратерных отложений и жерловых пород трубки 7466 ведут себя согласованно и особенно близки к распределению этих элементов по трубке Рождественская (рис. 1). Так же выражены минимумы по рубидию, барию и стронцию, что связано, вероятно, с наложенными изменениями. Минимум по стронцию имеется и у трубки Рождественская, в то же время трубки Золотицкого поля не имеют соответствующих минимумов. В жерле трубки 7466, сложенном недифференцированными кимберлитами, в которых содержания титана не превышают 3 мас. %, концентрации Zr, Nb заметно ниже, причем они колеблются, возрастая при переходе от основной массы породы к автолитам. Так, в основной массе пород (5 обр.) содержания Zr колеблются в пределах 119–177 г/т, Nb – 112–137 г/т; в автолитах (3 обр.) Zr – 204–305 г/т и Nb – 159–232 г/т. Сравнение пород силла 495в (рис. 2) с кимберлитами Золотицкого поля и с трубкой Рождественская показывает, что породы силла резко обогащены как в целом редкими землями, так и особенно их набором в легких землях. Это значительно отличает их от типичных кимберлитов района и связано, возможно, с некоторым уклоном кимберлита в карбонатитовую специфику. Имеющиеся минимумы по рубидию, барию и



стронцию обусловлены, возможно, вымыванием этих легко подвижных элементов пресными водами падунского водоносного горизонта на протяжении посткимберлитовой истории.

Рис. 2. Геохимические особенности кимберлита силла 495, трубки Рождественская и вмещающих пород в сравнении с кимберлитами Золотицкого поля по В.П. Афанасьеву

Распределение элементов-примесей ксенотуфобрекчий трубки Галина по поведению большинства элементов оказывается сходным с кимберлитами Кепинского поля. Это проявляется как в поведении таких LILэлементов, как Cs, Rb, Ba, так и высокозарядных элементов Zr, Hf, которыми они обогащены, как и кепинские кимберлиты, в отличие от кимберлитов трубки им. В. Гриба. Однако с последними они имеют такую общую черту, как хорошо выраженные отрицательные аномалии P и Sr, очевидно, отражающие поведение апатита и нехарактерные для кепинских кимберлитов. С другой стороны, проявлены небольшие отрицательные аномалии титана, не типичные для кепинских кимберлитов и кимберлитов трубки им. В. Гриба, но присутствующие в распределениях микроэлементов в породах трубки Рождественская. Однако в целом, несмотря на ряд деталей, распределение элементов в изученных породах ближе всего к кимберлитам Кепинского поля вплоть до того, что некоторые спектры практически идентичны (порфировые кимберлиты силла Звездочка).

Наиболее существенным отличием пород из новых трубок является характер распределения тяжелых редких земель в области Но-Lu. В отличие от алмазоносных кимберлитов, для которых типично сильное фракционирование тяжелых РЗЭ, отражающее присутствие граната в их мантийном источнике, в туфобрекчиях трубки Галина наиболее тяжелые РЗЭ (Ho-Lu) фракционированы слабо. При этом в остальных частях спектра РЗЭ фракционированы аналогично кимберлитам других трубок. Так, величины отношений La/Smn близки к таковым в кимберлитах Кепинского поля и особенно в кимберлитах трубки им. В. Гриба, т.е. уровень фракционирования легких и средних РЗЭ близок к «примитивным» кимберлитам. В то же время отношение La/Ybn, характеризующее уровень фракционирования легких земель относительно тяжелых, в ксенотуфобрекчиях трубки Галина ниже, чем в кимберлитах трубки им. В. Гриба, и соответствует некоторым кимберлитам Кепинского поля и особенно туфоби им. В. Гриба, и соответствует некоторым кимберлитам Кепинского поля и особенно туфоби им. В. Гриба, и соответствует некоторым кимберлитам Кепинского поля и особенно туфоби им. В. Гриба, и соответствует некоторым кимберлитам Кепинского поля и особенно туфоби им. В. Гриба, и соответствует некоторым кимберлитам Кепинского поля и особенно кимберлитах трубки Рождественская. Уровень фракционирования тяжелых земель в области Gd-Ho, который отражают отношения Gd/Ybn и Dy/Ybn, в туфобрекчиях трубки Галина несколько ниже, чем в сравниваемых кимберлитах за счет отмеченного выше эффекта слабого фракционирования элементов от Ho до Yb. Однако в целом точки туфобрекчий лежат на продолжении тренда кимберлитов трубки им. В. Гриба.

Содержания Cr (1100–1700 г/т), Ni (1080–700 г/т) и Co (50–90 г/т) в основной массе кимберлитов трубок Рождественская, Галина, 746б, 495а более низкие по сравнению с большинством пород высокотитанистой серии. Обращает на себя внимание, что автолиты из тех же образцов в большинстве случаев обогащены этими элементами по сравнению с кимберлитами на 25–30%, что подтверждает высокую интенсивность процессов дифференциации.

Распределение редкоземельных элементов, изученных в трубках Рождественская и Галина, 7466 и силла 495в, варьирует, причем как содержания легких, так и тяжелых редких земель, что связано с дифференциацией пород и вторичными изменениями. Породы новых тел по поведению большинства элементов оказываются сходными с кимберлитами ранее изученных трубок Кепинского поля.

Выводы

Все новые выявленные кимберлитовые тела (Рождественская, Галина, 495а, 746б, 495в) располагаются в пределах Кепинского поля и имеют все типичные признаки кимберлитов железотитанистой серии. Впервые проявления наиболее дифференцированных и щелочных разностей пород встречены в центре, а не на флангах ЗАР, что значительно усложняет картину распределения кимберлитовых тел в его пределах. Вы-

явленный кимберлитовый силл 495в может иметь древний (нижнекембрийский?) возраст и свидетельствовать об активизации кимберлитового магматизма в пределах ААП в начале каледонского тектономагматического цикла. По своим петрогеохимическим характеристикам, свойствам минералов-индикаторов кимберлитовые породы силла отличаются от всех ранее известных силлов (Мела, Звездочка, 697, 688, 695 и 734). С силлами 734 их сближает наличие мантийных минералов алмазоносного парагенезиса. Не исключено, что силлы 495в не единичны и породы подобного типа распространены гораздо шире и могут продуцировать тела значимого уровня алмазоносности.

Преобладание оливина 2-й генерации над оливином 1-й в породах жерловой части трубки 7466 свидетельствует в пользу ее ограниченной алмазоносности [2]. Очень низкие концентрации оливина 1-й генерации в породах трубок Рождественская, Галина, 495а подчеркивают их весьма низкую продуктивность [2]. Кимберлиты трубки Рождественская принадлежат к наиболее высокотитанистым и наиболее щелочным дифференцированным разностям железотитанистой серии [1], а трубок Галина и 495а – к типичным умеренно-титанистым разностям этой же серии. Кимберлиты трубки 7466 заполняют брешь между умереннотитанистыми кимберлитами и высокопродуктивными кимберлитами трубки им. В. Гриба. Высокие содержания и составы минералов-индикаторов в кимберлитах трубок Галина и 7466 свидетельствуют об их потенциальной алмазоносности. Среди выборки изученных гранатов присутствуют высокохромистые умеренно-кальциевые пиропы типа G10, характерные для алмазоносных кимберлитов.

Низкие концентрации и составы минералов-индикаторов из трубок Рождественская и 495а указывают на их убогую алмазоносность.

Список литературы

1. Вержак В.В., Минченко Г.В., Ларченко В.А. и др. Трубка Рождественская – новая разновидность кимберлитовых пород Зимнего Берега // Академическая наука ее роль в развитие производительных сил в северных регионах России: Электронный сборник докладов. – Архангельск, 2006, E-mail felix@dvina.ru.

2. Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В., Кечик И.А. Алмазоносность кимберлитов и родственных им пород Зимнего Берега // Вестник ВГУ. Серия Геология. – 2004. – №2. – 134–146.

УДК 548.736.64:548.736.65

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА ПРЕОБЛАДАЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ОСНОВНОЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВ И КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

Л.В. Лисковая, А.Я. Ротман, И.Н. Богуш, О.В. Данилова

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Изучены особенности распределения флогопита, серпентина, доломита и кальцита в основной массе разных типов кимберлитовых пород Западной Якутии и кимберлитоподобных пород других территорий. Общими для порфировых кимберлитов являются кальцит-серпентиновая и флогопит-кальцит-серпентиновая, а для автолитовых кимберлитовых брекчий – серпентин-кальцитовая ассоциации. Установлена тенденция к увеличению количества ассоциаций кальцит-серпентин в порфировых кимберлитах трубок более северных кимберлитовых полей. В порфировых кимберлитах менее продуктивных коренных тел чаще встречаются кальцит-серпентиновые, в автолитовых кимберлитовых брекчиях – серпентинкальцитовые ассоциации, а также уменьшается среднее содержание флогопита в ассоциации флогопит-кальцитсерпентин. В отличие от кимберлитов Западной Якутии в кимберлитоподобных породах Биригиндинского кимберлитового поля (Прианабарье) отсутствуют характерные для порфировых кимберлитов кальцит-серпентиновые ассоциации, а в кимберлитоподобных породах северо-запада европейской части России – большинство характерных для всех типов кимберлитовых пород ассоциаций. В последних серпентиновые минералы представлены смесью структурно-неупорядоченных антигоритов разного химического состава с недостатком конституционной воды. Для серпентинов различного генезиса определено содержание конституционной воды, которое у гидротермальных индивидов выше, у автометаморфических ниже стехиометрического. Особенностью кальцитов из порфировых кимберлитов трубки Удачная-Восточная является чрезвычайно низкая теплота диссоциации CaCO₃ при высокой температуре эндоэффекта, обусловленное, возможно, магматическим происхождением кальцита.

Для получения полного представления о петролого-геохимическом характере кимберлитовых пород как об объекте поиска необходимо изучение минерального состава основной массы (мезостазиса) и типоморфных особенностей ее минералов. Все это может иметь значение при решении вопросов локальных прогнозно-поисковых задач на закрытых территориях, так как позволяет сравнивать кимберлитовые породы и минералы с материалом вмещающих, перекрывающих и других типов пород. Кроме того, полученные особенности распределения минералов могут представлять интерес для решения вопросов петрографической классификации кимберлитов [1–4]. Характер же распределения минералов в основной массе кимберлитов позволяет получить такой поисковый признак геолого-генетического типа коренного месторождения, как степень вторичных преобразований породы. Еще одной задачей изучения минерального состава основной массы кимберлитов является выявление возможной связи ее особенностей с алмазоносностью кимберлитов, наличие или отсутствие которой до конца не установлено [5–7].

В работе рассмотрены коренные месторождения следующих кимберлитовых полей: Мирнинского (Интернациональная), Накынского (Нюрбинская, Ботуобинская, Майская), Алакит-Мархинского (Юбилейная, Комсомольская, Отторженец), Далдынского (Зарница, Иреляхская, Фестивальная, Долгожданная), Верхне-Мунского (Заполярная, Деймос, Поисковая, Новинка), а также кимберлитоподобные породы Биригиндинского кимберлитового поля (Прианабарье) и северо-запада европейской части России. Для них с помощью минеральных ассоциаций получены распределения преобладающих минералов основной массы, таких как флогопит, серпентин, кальцит, доломит. Кроме того, для этих минералов, исключая доломит, изучены особенности кристаллического строения.

Исследования проводились с использованием рентгенографического (дифрактометры D/MAX-2400, Rigaky, ДРОН-2.0), термографического (DTG-60 AH, Shimadzy) и ИК-спектроскопического (спектрометр ФСМ-1201) методов.

Распределение преобладающих минералов основной массы кимберлитов и кимберлитоподобных пород

Основная масса кимберлитов Западной Якутии представлена первичными и вторичными минералами. Из первичных минералов преобладающим является флогопит, из вторичных – кальцит, серпентин и доломит. К первичным минералам, согласно данным [5], может быть отнесена и часть кальцита, однако по этому вопросу существуют разные мнения [3, 6, 7].

Анализ распределения флогопита, серпентина, кальцита и доломита с помощью минеральных ассоциаций выполнен для ПК (порфировые кимберлиты), АКБ (автолитовые кимберлитовые брекчии) и КТБ (кимберлитовые туфобрекчии) коренных источников Западной Якутии. Выявлено, что каждое кимберлитовое тело характеризуется своим числом выделенных видов ассоциаций и количеством каждой из них. Общее число зафиксированных видов минеральных ассоциаций растет от ПК к АКБ и уменьшается в КТБ в пределах одного конкретного кимберлитового тела. При этом в каждом из типов пород происходит перераспределение ассоциаций. В ПК доминируют флогопит-серпентин-кальцитовые, в АКБ – флогопит-кальцитсерпентиновые ассоциации. В КТБ по сравнению с АКБ увеличивается количество ассоциаций с преобладанием доломита. Анализ полученных ассоциаций позволяет считать, что число их видов, зафиксированных в ПК или АКБ, косвенно отражает степень вторичных преобразований кимберлитовых пород. Так, по видовому разнообразию ассоциаций в ПК лидирует трубка Интернациональная, где минералы образуют 19 видов ассоциаций, далее следует трубка Ботуобинская (13 видов), в остальных трубках набор ассоциаций более бедный (3-10 видов). В АКБ наибольшее число видов ассоциаций имеет Нюрбинская (50 видов), меньше их в трубке Ботуобинская (21 вид), а в остальных трубках число ассоциаций изменяется от 3 до 14 видов. То есть наибольшее видовое разнообразие ассоциаций свойственно трубкам Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей. Вероятно, это обусловлено большим разнообразием и интенсивностью протекавших в них процессов серпентинизации и карбонатизации, связанным, возможно, с наложенными метаморфическими и гидротермальными процессами.

Каждое из рассмотренных коренных источников характеризуется индивидуальным набором ассоциаций в ПК и АКБ. Общими для ПК рассмотренных коренных источников являются ассоциации кальцитсерпентин и флогопит-кальцит-серпентин. В одну группу объединяются ПК трубок Накынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей, где преобладает флогопит-кальцит-серпентиновая ассоциация. От них отличаются трубки Далдынского и Верхне-Мунского кимберлитовых полей, в ПК которых помимо общей флогопит-серпентин-кальцитовой также часто встречаются кальцит-серпентиновые, серпентинкальцитовые, пироаурит-серпентиновые и серпентин-пироауритовые ассоциации, второстепенные для трубок Накынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей. То есть ПК последних более схожи по преобладающим минеральным ассоциациям, чем таковые Далдынского и Верхне-Мунского кимберлитовых полей, где значимое место занимает кальцит. Выявлено, что в ПК число ассоциаций кальцит-серпентин имеет тенденцию к увеличению в трубках более северных кимберлитовых полей.

Для АКБ общей является ассоциация серпентин-кальцит, количество которой в разных коренных источниках может существенно различаться. По сравнению с ПК в АКБ уменьшается количество кальцитсерпентиновых, флогопит-кальцит-серпентиновых и возрастает число флогопит-серпентин-кальцитовых и серпентин-кальцитовых ассоциаций. Здесь также появляются разнообразные ассоциации с доломитовой составляющей. По полученным распределениям АКБ трубок Накынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей представлены в основном флогопит-кальцит-серпентиновой и флогопит-серпентинкальцитовой ассоциациями, трубки Далдынского и Верхне-Мунского кимберлитовых полей – кальцитсерпентиновой и серпентин-кальцитовой ассоциациями. Необходимо отметить тот факт, что в кимберлитовых породах, содержащих пироаурит, отсутствует разница между ПК и АКБ в распределении ассоциаций серпентин–пироаурит и пироаурит–серпентин. То есть вторичные изменения, происходящие в АКБ, сопровождаются преимущественно увеличением содержания кальцита и доломита без существенного изменения количества пироаурита в этом типе породы. Анализ распределения минеральных ассоциаций в телах разной продуктивности показал, что в ПК менее продуктивных коренных источников чаще встречаются ассоциации кальцит-серпентин, а в АКБ – серпентин-кальцит (табл. 1). Кроме того, с уменьшением продуктивности тел в ПК снижается содержание флогопита в общей для этого типа пород ассоциации флогопит–кальцит–серпентин. Так, среднее содержание флогопита в высокопродуктивных телах составляет 10–13 %, в среднепродуктивных – 5–7, в непродуктивных – 0–5%. Исключение составляют трубки Новинка и Заполярная, где фиксируются кальцит-флогопитсерпентиновые ассоциации со средним содержанием флогопита в них около 18 %. Также имеет место тенденция к увеличению среднего содержания кальцита в различных ассоциациях ПК и АКБ менее продуктивных кимберлитовых тел, что вряд ли можно связать со вторичными преобразованиями кимберлитовых пород. Возможно, здесь определенное значение играет кальцит, образующийся на магматической стадии преобразования пород.

Таблица 1

		Минеральные ассоциации											
дoq	K	каль	цит–серпентин	каль	флогопит– цит–серпентин	серп	ентин–кальцит	флогопит– серпентин– кальцит					
Тип по	коренные источники алмазов	количество	среднее содержание минералов	количество	среднее содержание минералов	количество	среднее содержание минералов	количество	среднее содержание минералов				
			Высокопродуктивные										
7	Интернациональная (ПК)	3	21–75	11	13-25-48	0		7	5-31-43				
ить	Ботуобинская (ПК)	3	14–68	51	10-17-52	0		11	13-26-33				
берл		Среднепродуктивные											
имб	Юбилейная (ПК)	6	28-71	35	5-25-58	2	5–58	13	4-36-59				
le K	Новинка (ПК)	4	7–49	17	7–16–53	6	33–49	6	10-41-27				
OBb	Иреляхская (ПК)	15	14–65	34	6-21-58	0		6	10-31-53				
фир	Заполярная (ПК)	26	16–58	10	6-14-52	5	37–46	2	8-26-55				
Iop		Непродуктивные											
I	Деймос (ПК)	50	48–57	0		38	25–53	0					
	Поисковая (ПК)	17	21–67	13	5-21-54	7	29–68	7	8-35-47				
_					Высокопро	дукти	зные						
иињ	Нюрбинская (АКБ)	1	22–41	8	12-29-43	3	17–36	8	9-28-51				
рек	Ботуобинская (АКБ)	3	15-60	7	7-24-60	6	24–55	19	14-30-51				
le 6			Среднепродуктивные										
OBF	Комсомольская (АКБ)	4	36–56	42	8-31-53	9	42–45	32	7-32-56				
ГИПО	Юбилейная (АКБ)	3	40–59	32	5-26-51	6	20-77	19	4-22-67				
ıбер	Иреляхская (АКБ)	3	21–52	33	12-28-43	3	36–55	6	8-26-56				
КИN	Заполярная (АКБ)	27	15–58	8	6-20-52	19	27–58	1	2-31-56				
ble					Непроду	ктивни	ые						
ITOB	Деймос (АКБ)	0		0		84	20–63	0					
шо	Фестивальная (АКБ)	10	40–46	0		13	15–73	0					
Abt	Долгожданная (АКБ)	0		0		41	26–68	5	2-33-62				
	Зарница (АКБ)	13	41–55	3	3-36-52	55	31–66	18	3-27-66				

Общие минеральные ассоциации в коренных источниках Западной Якутии разной продуктивности

Полученные данные об особенностях минерального состава основной массы кимберлитов Западной Якутии позволяют проводить сравнение их с кимберлитоподобными породами различных территорий. Рассматривались эксплозивные брекчии щелочно-ультраосновных пород Биригиндинского кимберлитового поля (Прианабарье) и кимберлитоподобные породы северо-запада европейской части России.

В кимберлитоподобных породах Биригиндинского кимберлитового поля (Прианабарье) выявлено 17 ассоциаций с участием серпентина, кальцита, доломита и флогопита. Имеют распространение ассоциации флогопит-серпентин-кальцит, флогопит-доломит-кальцит, доломит-флогопит-кальцит и серпентинкальцит-флогопит. Установлены также ассоциации, не встречающиеся в кимберлитах Западной Якутии. Еще одним отличием сравниваемых пород является отсутствие в кимберлитоподобных породах Прианабарья кальцит-серпентиновой ассоциации, обязательной для кимберлитов Западной Якутии, за исключением непромышленной трубки Долгожданная Мунского кимберлитового поля, где она также отсутствует. Наблюдается некоторое сходство кимберлитоподобных пород Прианабарья с непродуктивными трубками Мунского кимберлитового поля в широком распространении в них ассоциаций с преобладанием кальцита. Сходством этих пород с кимберлитами Западной Якутии является наличие флогопит-серпентинкальцитовой ассоциации, более характерной для АКБ, чем ПК. Однако слюда из этих кимберлитоподобных пород отличается от флогопитов из кимберлитов Западной Якутии по соотношению окислов SiO₂, Al₂O₃ и FeO, параметрам *с* элементарных ячеек и содержанию кристаллогидратной воды в структуре минерала.

В кимберлитоподобных породах северо-запада европейской части России зафиксированы кальцитсерпентиновая, серпентин-кальцитовая и доломит-серпентин-кальцитовая ассоциации, первая из которых является основной, вторая встречается гораздо реже, а третья – в единичных случаях. В них отсутствует характерная для ПК кимберлитов Западной Якутии флогопит-кальцит-серпентиновая ассоциация. По характеру распределения минеральных ассоциаций кимберлитоподобные породы этой территории наиболее всего соответствуют непромышленной трубке Деймос Верхне-Мунского кимберлитового поля. Однако существенное и наиболее важное отличие этих пород связано с особенностями серпентиновых минералов, выявленное рентгено-, термографическими и ИК-спектроскопическими методами.

Некоторые свойства серпентинов и кальцита основной массы кимберлитов и кимберлитоподобных пород

Серпентиновые минералы из кимберлитов Западной Якутии относятся к полигенным минералам. Их свойства достаточно хорошо изучены. Они представлены смесью лизардита, хризотила с частично упорядоченной или неупорядоченной структурой [8, 9] и иногда Al-серпентина [10, 11]. Колебания группы Si-O в их ИК-спектрах находится в области 950 см⁻¹, а у катионов, координированных группой OH – в области 3684–3704 и 3644–3652 см⁻¹ [12].

По результатам многочисленных термографических исследований установлено, что эндотермические эффекты серпентинов из кимберлитов лежат в интервале температур от 675 до 710°, а экзотермические либо отсутствуют, либо находятся в области от 800 до 820°.

Однако недостаточно изученными остаются свойства серпентинов, связанные с содержанием конституционной воды. Такое исследование выполнено для серпентинов из кимберлитов разного способа образования, которое определялось по нахождению в породе и модификации (табл. 2). Изученные серпентины представлены смесью следующих генетических типов: трубка Заполярная – мезостазис + псевдоморфный, Ботуобинская – мезостазис + гидротермальный, Зарница – гидротермальный. По потере массы при эндотермической реакции установлено, что серпентины характеризуются как избытком, так и недостатком конституционной воды по сравнению со стехиометрическими лизардитами (12,4 %) и клинохризотилами (12,4 %). Вероятно, содержание конституционной воды в структуре серпентинов связано со степенью насыщенности водой среды его минералообразования. Дефицит воды в структуре серпентинов вряд ли возникнет при гидротермальном способе образования. Возможно, поэтому в меньшей степени он проявлен в серпентинах из автолитовых кимберлитовых брекчий трубки Ботуобинская и отсутствует в серпофите трубки Зарница. В противоположность этому, у серпентина трубки Заполярная, образовавшегося в наименее измененном типе пород – порфировых кимберлитах, наблюдается наибольший недостаток конституционной воды. Вероятно, содержание её в серпентинах может являться одним из показателей автометаморфического или гидротермального происхождения этих минералов в кимберлитах.

Таблица 2

Месторождение, генезис	Вид	Степень упорядоченности	Содержание конституционной воды, %
Заполярная – мезостазис + псевдоморфный	Лизардит 1Т>>клинохризотил 2M ₂	Частично упорядоченный	10,7
Ботуобинская (В-1/1-364) – мезостазис + гидротермальный	Лизардит 1Т +Аl-лизардит 6Т	-//-	11,8
Ботуобинская (В-8/5-450) – мезостазис + гидротермальный	Лизардит 1Т +Аl-лизардит 6Т	-//-	11,8
Зарница – серпофит – гидротермальный	Не определен	Неупорядоченный	12,8
Кимберлитоподобные породы северо-запада европейской части России – мезостазис	Mg-антигорит + (Mg-Fe)-антигорит + Fe-антигорит	-//-	9,2–10,8

Характеристика серпентинов различных генетических типов из кимберлитов Западной Якутии и северо-запада европейской части России

По имеющимся данным выполнено сравнение серпентиновых минералов из основной массы кимберлитов Западной Якутии и кимберлитоподобных пород северо-европейской части России. Последние представлены смесью структурно неупорядоченных антигоритов, отличающихся по содержанию железа и представляющих собой самостоятельные фазы. Об этом свидетельствуют: расщепление линий отражения *001* на дифракционных характеристиках; тройные эндоэффекты на кривых DTA в областях температур 657–669; 731–751; 786–790°С и интенсивные экзоэффекты при 819–827°С; положение полос ИК-спектров поглощения, соответствующих валентным колебаниям группы Si-O (985 см⁻¹) и катионов, координированных группой OH с диапазонами в областях 3673–3679 см⁻¹ и 3559–3669 см⁻¹. При этом полосы в диапазоне 3673–3679 см⁻¹ имеют широкие и размытые профили, что является дополнительным признаком неоднородности их видового состава. Наличие антигоритов с разным химическим составом может указывать на многоэтапность формирования пород, когда в отличные по времени и условиям периоды формировались определенные разновидности серпентиновых минералов. Кроме того, в исследуемых антигоритах установлен дефицит конституционной воды, содержание которой изменяется от 9,1 до 10,8 % (при норме – 12,4 %). Дефицит конституционной воды, наблюдающийся у серпентинов автометаморфического происхождения из кимберлитов Западной Якутии и антигоритов из кимберлитоподобных пород северо-запада европейской части России, позволяет предположить подобие условий образования этих минералов, происходящее при недостатке воды в среде минералообразования.

При изучении особенностей кальцитов наибольшую эффективность показал термографический метод. Если по рентгенодифракционным характеристикам кальциты в основном подобны друг другу, то они отличаются по термографическим кривым, представленным двумя типами: первый – эндотермическая реакция протекает в два этапа при температурах от 857 до 913°С и от 904 до 1113°С; второй – имеет место один эндоэффект в диапазоне температур от 875 до 938°С (рисунок). Считается, что стехиометрический кальцит



имеет температуру эндоэффекта около 1000°С, ее понижение говорит об уменьшении количественного содержания CaCO₃ или о наличии механических примесей [13]. Кроме того, известно, что механическим смесям свойственна последовательная диссоциация кальцита, изоморфным – однократная [14].

Два типа термографических характеристик кальцита из основной массы кимберлитов трубки Комсомольская с одним и двойным эндоэффектами

Из полученных данных следует, что в случае двойного эндоэффекта кальцит представлен самостоятельными фазами, отличающимися по содержанию CaCO₃ или механических примесей. Каждая из фаз имеет свои особенности, обусловленные разным генезисом, что проявляется в их поведении при нагревании. Это согласуется с полигенной природой кальцита из кимберлитов, где минерал может иметь разное происхождение – гидротермальное, метасоматическое и относиться к мезостазису [1].

Отдельного рассмотрения заслуживают кальциты из основной массы порфировых кимберлитов трубки Удачная-Восточная (скважина 514, глубина 910–1305 м), в которых содержание минерала превышает 80%. По термографическим характеристикам кальциты этого объекта отличаются от данного минерала из трубок Алакит-Мархинского (Юбилейная, Комсомольская, Отторженец), Накынского (Ботуобинская, Майская), Мунского (Поисковая, Новинка) более высокой температурой эндоэффекта, который лежит в области 936– 1113°С и чрезвычайно слабой интенсивностью эндоэффекта с выходом теплоты в пределах 4–70 Дж/г. Такая небольшая теплота диссоциации CaCO₃ и высокая температура эндоэффекта показывают значительную устойчивость кальцитов из ПК трубки Удачная-Восточная к температурному разрушению, нехарактерную для данного карбоната. На данный момент сложно объяснить причину такой устойчивости. Возможно, это связано с условиями образования кальцита. Есть основания предположить, что этот кальцит имеет магматическое происхождение. Полученные результаты согласуются с данными [3, 5] о том, что часть кальцита из основной массы трубки Удачная-Восточная кристаллизовалась на магматическом этапе формирования кимберлитов.

Заключение

По анализу распределения флогопита, серпентина, кальцита и доломита в основной массе кимберлитов и кимберлитоподобных пород Западной Якутии и северо-запада европейской части России, а также по полученным особенностям кальцита и серпентина получены следующие результаты.

Выявлено, что каждое кимберлитовое тело характеризуется определенным числом видов ассоциаций и количеством их в каждом из выделенных видов. Общее число зафиксированных видов минеральных ассоциаций растет от ПК к АКБ и уменьшается в КТБ в пределах одного конкретного кимберлитового тела. Анализ полученных ассоциаций позволяет считать, что число видов ассоциаций, зафиксированных в ПК или АКБ, косвенно отражает степень вторичных преобразований кимберлитовых пород. Наибольшее видовое разнообразие ассоциаций наблюдается в трубках Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей. Вероятно, это обусловлено большим разнообразием и интенсивностью протекавших в них процессов серпентинизации и карбонатизации, связанным, возможно, с наложенными метаморфическими и гидротермальными процессами. Общими для порфировых кимберлитов являются кальцит-серпентиновая и флогопит-кальцитсерпентиновая, для автолитовых кимберлитовых брекчий – серпентин-кальцитовая ассоциации, по количеству которых коренные источники существенно различаются. Выявлено, что количество пироаурита, образовавшегося в ПК, не увеличивается в АКБ. То есть вторичные изменения кимберлитов сопровождаются преимущественно увеличением содержания кальцита и доломита без существенного изменения количества пироаурита. Также установлена тенденция к увеличению в ПК числа ассоциаций кальцит-серпентин в трубках более северных кимберлитовых полей, нарушаемая трубкой Новинка.

С уменьшением продуктивности тел в ПК снижается содержание флогопита в общей для этого типа пород ассоциации флогопит-кальцит-серпентин. Кроме того, в ПК менее продуктивных коренных источников чаще встречаются ассоциации кальцит-серпентин, в АКБ – серпентин-кальцит. То есть в менее продуктивных кимберлитовых телах возрастает доля кальцита среди других минералов основной массы. Последнее можно объяснить, допуская наличие в кимберлитах части кальцита магматического происхождения. Такую природу может иметь кальцит из порфировых кимберлитов трубки Удачная-Восточная, для которого установлена чрезвычайно низкая теплота диссоциации CaCO₃ при высокой температуре эндоэффекта, не характерная для данного карбоната. Это согласуется с выводами некоторых исследователей о магматическом происхождении кальцитов из порфировых кимберлитов трубки Удачная-Восточная.

Главным отличием минерального состава коренных источников Западной Якутии и кимберлитоподобных пород Прианабарья является отсутствие в последних кальцит-серпентиновых ассоциаций, характерных для ПК. Сходством пород сравниваемых территорий является присутствие флогопит-серпентинкальцитовой ассоциации, характерной для АКБ Западной Якутии. Однако флогопиты кимберлитов и кимберлитоподобных пород Западной Якутии отличаются по соотношению окислов SiO₂, Al₂O₃ и FeO, параметрам *с* элементарных ячеек и содержанию кристаллогидратной воды в структуре минерала.

Для серпентинов различного генезиса получено содержание конституционной воды. Максимальное количество ее содержится в гидротермальных серпентинах, минимальное – в автометаморфических.

Кимберлитоподобные породы северо-запада европейской части России чрезвычайно бедны по набору минеральных ассоциаций, которых выделено три. По образуемым ассоциациям эти кимберлитоподобные породы наиболее всего соответствуют непромышленной трубке Деймос Верхне-Мунского кимберлитового поля. Однако существенное и наиболее важное отличие этих пород связано с особенностями серпентиновых минералов. В кимберлитоподобных породах северо-запада европейской части России серпентиновые минералы представлены смесью структурно-неупорядоченных антигоритов, отличающихся по содержанию железа и представляющих собой самостоятельные фазы. В них выявлен недостаток конституционной воды, позволяющий предположить автометаморфическое происхождение минерала. То есть вторичные преобразования кимберлитоподобных пород европейской части России имели многоэтапный характер, когда в отличные по времени и условиям периоды формировались антигориты, отличающиеся по химическому составу, не лизардит и хризотил, как это происходит в кимберлитах Западной Якутии.

Полученные для основной массы кимберлитов Западной Якутии распределения и свойства первичных и вторичных минералов позволяют сравнивать их с материалом других типов пород, попадающих в зону поиска, а также анализировать характер вторичных преобразований.

Список литературы

1. Геология и генезис алмазных месторождений. – М.: Мингео СССР, ЦНИГРИ, 1989. – 242 с.

2. Владимиров Б.М., Соловьева Л.В., Кисилев А.Н. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Кимберлиты – ультраосновная формация древних платформ. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. – 264 с.

3. Мальков Б.А. Геология и петрология кимберлитов. – СПб.: Наука, 1997. – 282 с.

4. Подчасов В.М., Минорин В.Е., Богатых И.Я. и др. Геология, прогнозирование, методика поисков и разведки коренных месторождений алмазов. Книга 1. Коренные месторождения. – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. – 548 с.

5. Маршинцев В.К., Мигалкин К.Н., Николаев Н.С., Барашков Б.П. Неизменный кимберлит трубки Удачная Восточная // ДАН СССР. – 1976. – Т. 231, № 4.

6. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: ООО Недра Бизнес-центр, 2000. – 538 с.

7. Милашев В.А., Третьякова Ю.В. Режим и факторы образования кимберлитов. – СПб.: Российский научноисследовательский институт культурного и природного наследия им. Д.С. Лихачева, Северо-Западный НИИ наследия, 2003. – 112 с.

8. Подвысоцкий В.Т., Клименко С.И. Типоморфные особенности серпентина, флогопита и ферримагнитных минералов из кимберлитов Якутии и использование их при поисках алмазов в закрытых районах // Геология и минералогия алмазоносных районов Тунгусской синеклизы. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. – С. 72–86.

9. Зинчук Н.Н. Харькив А.Д., Афанасьев В.П. Использование вторичных минералов кимберлитов при поисках алмазов // Геохимия и рудообразование. – 1980. – №8. – С. 78–87.

10. Зинчук *Н.Н.* Рентгендифрактометрические исследования серпентинов из кимберлитов Сибирской платформы // Сб. трудов XIV Межд. совещ. по рентгенографии минералов. – СПб., 1999. – С. 219–220.

11. Лисковая Л.В. Об идентификации 7А-минерала из основной массы кимберлитов Якутии // Сб. трудов XIV Межд. совещ. по рентгенографии минералов. – СПб., 1999. – С. 231–232.

12. Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Мельник Ю.В., Мовчан Н.П. Вторичные минералы кимберлитов. – Киев: Наукова думка, 1987. – 287 с.

13. Иванова В.П., Касатов Т.Н., Красавина Е.Л., Розинова Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. – Л.: Недра, 1974. – 399 с.

14. Эндогенные карбонаты Якутии / Под ред. В.В. Ковальского. - Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1980. - 227 с.

ЩЕЛОЧНОЙ АЛМАЗОНОСНЫЙ МАГМАТИЗМ УРАЛА

А.А. Макушин, И.И. Казаков

ОАО «Башкиргеология», г. Уфа

В системе южного сегмента Уральского перикратонного прогиба (Ar-Pt₁) работами 2002-2007 гг. установлена коренная алмазоносность раннерифтовых лампроитов машакской серии (R₁₋₂mŝ) и лампрофиров (минетт) яндыкского комплекса даек (V-PZ₁). Проведена корреляция щелочных комплексов Южно-Уральского региона (лист N-40) с его Средне-Уральским (лист O-40) и Северо-Уральским (лист P-40) аналогами. Предложены минерагенические критерии прогноза щелочного алмазоносного магматизма (R, V-PZ₁, MZ-KZ).

В результате 1) специализированных тематических и прогнозно-поисковых работ авторов (1997–2007 гг.), в т.ч. по федеральной программе «ГМК-500 на алмазы территории РБ (лист N-40)» 2005–2007 гг.; лицензионному объекту «Маярдакская площадь» (2002–2006 гг.); 2) на основе анализа материалов «Государственной Геологической карты РФ» (листы P-40; O-40; N-40); 3) с учетом результатов специализированных научно-исследовательских и прогнозно-поисковых работ А.Б. Голдина, Л.И. Лукьяновой, А.Б. Макеева, Г.Г. Морозова, А.Я. Рыбальченко, Ф.А Курбацкой, А.Ф. Морозова, В.Р. Остроумова, В.Г. Наседкина, И.И. Чайковского и др.; 4) на основе глубинного (плотностного) моделирования (1:2 500 000–1:200 000) Уральского региона (2000–2007 гг.), выполненного А.А. Макушиным, Д.С. Зеленецким, Ф.Ш. Исхаковой, с учетом результатов работ И.С. Огаринова, Г.С. Сенченко, В.А. Пучкова, Н.Г. Берлянд, С.Н. Кашуба, А.Ф. Морозова, Г.А. Петрова, В.В. Удоратина, К.К. Золоева, В.Я. Левина, Уральский регион должен рассматриваться как перспективный регион России для системного изучения (по федеральным и инвестиционным программам) его коренной алмазоносности. Основанием для подобного заключения являются установленные факты алмазогенерации и алмазолокализации в рифейских и фанерозойских щелочных комплексах литосферы региона в процессе его геодинамического развития.

Основа геодинамической (формационной) зональности верхней мантии (BM – 70–40 км), нижней коры ($K_1 \approx 40-20$ км), средней коры ($K_2 \approx 20-10$ км) и верхней коры ($K_3 \approx 10-1$ км) Уральского региона сформирована в раннем докембрии (архее). В архейском цикле был сформирован геодинамический ряд смежных формационных зон: (I) кратонная область (восточная периферия Восточно-Европейского кратона) \rightarrow (II) Уральский перикратонный прогиб \rightarrow (III) мантийный, межкратонный Урало-Мугоджарский (Евразийский) свод \rightarrow (IV) Зауральский (Западно-Сибирский) перикратонный прогиб. Все последующие геодинамические циклы протерозоя и фанерозоя сокращали формационные зоны Уральского перикратонного прогиба, начиная с K_1 , за счет латерального сжатия (миграции восточной периферии перикратонной области) в сторону Урало-Мугоджарского (Евразийского) мантийного свода и встречной миграции (сжатия) западной периферии верхнемантийного свода в процессе его рифтогенеза (при формировании «средней- K_2 » и «верхней- K_3 » коры литосферы). Современная геотектоническая зональность, моделирующаяся на основе геологических карт масштаба 1:1000000, не противоречит данной схеме геодинамического развития Урала в рифей-фанерозойском циклах.

Процессы латерального геодинамического сжатия Уральского перикратона и «распад» – расчленение единого мантийного Евразийского свода, в процессе рифейских и фанерозойских орогенно-рифтовых циклов генерировали: 1) активизацию трансформных глубинных (ВМ-К₁ уровня) разломов перикратона и свода; формирование субмеридиональных («Уральского» простирания) ансамблей синклинорныхантиклинорных структур перикратона, развивавшихся в конседиментационном? режиме на уровне «К₂», « K_3 »; 3) генерацию зональных («+ Δq »; «- Δq ») мантийно-коровых структур (BM $\rightarrow K_3$) купольного типа (Δq R₂-R₁=200→60 км). С формированием зональных мантийно-коровых купольных структур литосферы Уральского перикратонного прогиба связана генерация щелочных алмазоносных комплексов (магм) всех сегментов Уральского перикратонного прогиба: Северо-, Средне- и Южно-Уральского (Камско-Бельского). Этот процесс обусловил совпадение на Урале районов алмазогенерации (несмотря на их полихронность) и алмазолокализации. Районы алмазолокализации (R→KZ?): а) Бурзянский, Макарово-Нугушский–Шатак-Узянский-Маярдакский-Тирлянский-Зюраткульский (область Башкирского мегантиклинория; лист N-40 -Южный Урал); б) Горнозаводской, Яйвинский (лист О-40 – Средний Урал); в) Красновишерский (лист Р-40 – Северный Урал), как показывают трансформации поля « Δq » R₂–R₁=200 \rightarrow 60 км (масштаб 1:200000), контролируются зональными мантийно-коровыми структурами и «открытыми» магматическими щелочными комплексами R—PZ. Эти факты совпадения зон глубинной алмазогенерации и фанерозойской? алмазолокализации определяют методику прогноза и комплекс полевых поисковых разномасштабных работ при выявлении эпох алмазогенерации и поисках структурных зон алмазолокализации. Этот комплекс прогнознопоисковых работ на коренные алмазы, как показывает наш опыт работ, близок к составу геологогеофизических работ, рекомендуемых АК «АЛРОСА». Уральская специфика тем не менее есть. Эта специфика определяется: 1) типом алмазоносного щелочного магматизма, установленного для Урала и 2) геодинамическим режимом его «появления» в структуре литосферы региона.

Наши работы (2000-2007 гг.) по листу N-40 (область Башкирского мегантиклинория) выявили алмазоносность лампрофирового типа. Дайковый комплекс калиевых лампрофиров выявлен в 20 км к западу от г. Белорецк, в 0,5-1 км севернее пос. Серменево. Субвертикальное дайковое тело видимой мощностью 28 м и жильными апофизами прорывает сильно дислоцированную кварцито-сланцевую толщу аюсапканской (?) свиты раннего рифея (R_1a_i) и перекрывается кварцитовидными песчаниками и конгломератобрекчиями ордовика (О_{2,3}). В верхней части дайкового комплеса, на границе с ордовикскими песчаниками наблюдается маломощная (10-30 см) кора выветривания по лампрофирам, представленная красноватокоричневой глиной. Выше залегают песчаники (О2.3) мощностью 0,25-1 м. По результатам петрофизических исследований признаков приконтактовых изменений в данных песчаниках не наблюдается. Вывод: калиевые лампрофиры имеют доордовикский (V?-PZ₁) возраст. По результатам петрофизических исследований (каппаметрия и гаммаспектрометрия), магнитная восприимчивость лампрофиров составляет 0,8–1,2·10⁻³ ед. СИ; содержание калия – $25-33\cdot10^{-1}$ %; тория – $9-11\cdot10^{-4}$ %. Наиболее высокие содержания калия наблюдаются в верхней части выхода – в коре выветривания по лампрофирам и лежащих на ней ордовикских песчаниках (до 49·10⁻¹%). Вмещающие слюдисто-кварцевые породы имеют более низкую магнитную восприимчивость $-0,03-0,1\cdot10^{-3}$ ед. СИ; содержание калия $-16-33\cdot10^{-1}$ %; тория $-5-8\cdot10^{-4}$ %; иногда также в зонах геохимических барьеров (на контакте сланцевых и кварцитовых пачек) наблюдается повышение калия до $38-39\cdot10^{-1}\%$; тория – 8–12·10⁻⁴%. Порода определена как ашаффит (кварцевый керсантит), по Л.И. Лукьяновой (ВСЕГЕИ) минетта. Первичный состав породы и её петрографическая принадлежность определяются по форме и характеру замещения первичных минералов.

Петрогеохимическая характеристика лампрофиров (минетт). Петрохимические анализы лампрофиров отличаются относительно низкими содержаниями SiO₂ (43,2–46,82%), CaO (0,35–1,22%), MgO (0,26–0,94%) и высокими TiO₂ (5,05–6,01%), Al₂O₃ (19,86–23,3%), P₂O₅ (0,23–0,9%). По комплексу признаков можно сделать вывод, что порода претерпела неоднократные изменения – процессы корообразования, метасоматоза. Произошло накопление Al₂O₃, в меньшей степени SiO₂, возможно, Fe₂O₃, вынос CaO и MgO. Баланс щелочей также нарушен: натрий вынесен почти полностью, калий – частично. О первичной природе пород лучше всего свидетельствуют высокие содержания TiO₂ и P₂O₅. Вынесены, очевидно, и P3Э группы лантаноидов, особенно легкие, тем не менее их суммарные содержания достигают 467 г/т. Отмечаются повышенные содержания лития. В содержании элементов ультраосновной группы (Cr, Ni, Co) также наблюдаются признаки процессов древнего корообразования: понижено содержание Cr (десятки г/т) и повышено – Ni и Co соответственно до 1090 и 261 г/т. Кроме указанных элементов высокие содержания отмечаются также и для других индикаторных элементов: бария и стронция – соответственно 1250 и 600 г/т.

Минералогия лампрофиров (минетт). В тяжелых фракциях протолочек отмечаются: серпентин (до 5%; образовался, очевидно, по оливину – содержание Cr₂O₃ 0,38%), апатит (0,9%), единичные знаки хромшпинелида, корунда, циркона, альмандина, клинопироксена, лейкоксена, пирита (иногда окисленного), рутила, амфибола. В тяжелых фракциях коры выветривания по лампрофирам выявлены (кроме вышеотмеченных минералов) хромдиопсид, монацит (куларит).

Алмазоносность лампрофиров. В ходе алмазопоисковых работ ООО «ТНК-Юниверс» по лицензионному объекту «Маярдакская площадь» (2001–2006 гг.) из лампрофиров (минетт) яндыкского комплекса была отобрана валовая проба объемом 0,5 м³ (проба №1208). Обработка пробы была произведена в лаборатории ФГУНИГП «Тульское НИГП» (В.В. Царев и др.). В результате во фракции 0,01–0,5 мм (продукты пенной сепарации) выявлено 10 зерен алмазов размером 0,1–0,2 мм. Ещё одно зерно алмаза было выявлено в пробе объемом 1 м³, отобранной из высокого аллювия междуречья рр. Белая и Яндык (проба №1586). Диагностика зерен алмазов выполнена в Геммологическом центре МГУ (экспертное заключение №D-05075 от 15.03.2006 г., эксперт-геммолог О.В. Кононов). Согласно экспертному заключению, «по совокупности морфологических особенностей, физических свойств и спектрометрическим исследованиям кристаллические зерна проб 1208 и 1586 соответствуют природному алмазу».

В последние годы появились данные о высокой алмазоносности (до 12 кар/т, в т.ч. коммерческих – до 1–3 кар/т) минетт Канады. С учетом этого факт открытия алмазоносности минетт яндыкского комплекса имеет большое значение для разработки методик прогнозных и поисковых работ на алмазы по Уралу в целом.

В ходе поисковых работ на черные и цветные металлы в скважинах в районе пос. Азналкино (6–7 км к северо-востоку от лампрофиров р. Яндык) были выявлены жильные породы монцонит-диоритового состава и их лампрофировые аналоги. Детальных аналитических исследований данных лампрофиров не проводилось. Возможно, данные лампрофиры (кадышский комплекс), выявленные также в зоне границы R₁-O₂₋₃, являются аналогами пород яндыкского комплекса.

Коренная алмазоносность раннерифейской (машакской серии R₁₋₂*mš*) Ямантауской кратонизированной зоны характеризуется на примере Шатак-Узянского алмазноперспективного участка.

Одной из наиболее ранних эпох проявления щелочного магматизма на Южном Урале является позднебурзянская-раннеюрматинская (предзигальгинская) эпоха – время формирования машакской серии (свиты). Магматизм этого уровня наиболее полно изучен на хр. Большой Шатак. В ходе работ по теме 88-2 (1988– 1992 гг.) было проведено детальное (в масштабе 1:10000) геолого-петрофизическое, геохимическое и палеомагнитное картирование западного склона хребта. На участке Лесовские поляны были выявлены ультраосновные и, предположительно, щелочно-ультраосновные высококалиевые и высокоториевые породы (по данным полевой гаммаспектрометрии). Позднее, в ходе работ по объектам «Башкирская площадь» и «ГМК-500 на алмазы территории РБ» (2006 г.), было проведено дополнительное изучение лесовского комплекса с целью прослеживания выявленных щелочных и ультраосновных пород и их более точной диагностики.

Щелочно-ультраосновные породы по комплексу признаков были диагностированы как лампроиты и выделены в самостоятельный лесовской лампроитовый комплекс. Тело лампроитов приурочено к подошве пачки кислых вулканитов, залегая непосредственно на конгломератах. Видимая мощность в разрезе 5 м.

Петрография лампроитов. Макроскопически это груборассланцованные породы от темно-серозеленого до черного цветов; породы интенсивно изменены и преобразованы в метасоматиты с различными соотношениями хлорита, серицита и кварца (результат прокварцевания). При этом породы сохраняют реликтовый туфолавовый и лавобрекчиевый облик. Текстуры их большей частью реликтовые флюидальные, редко нечётко сланцеватые. Породы содержат до 25% туфового материала – реликты обломков в виде пластинчато-изогнутых форм с рваными или сглаженными краями (0,15–5 мм), замещенные хлоритсерицитовым материалом.

Геохимические особенности лампроитов. Процессы корообразования и метасоматические изменения, связанные с воздействием более поздних базальтов и риолитов, в значительной степени изменили первоначальный состав пород, выходящих на поверхность, что привело к выносу CaO, K₂O, Na₂O, MgO и накоплению Al₂O₃. Тем не менее на основных диагностирующих диаграммах (SiO₂-K₂O+Na₂O; K₂O-SiO₂-MgO) составы пород лежат в поле лампроитов или вблизи их. Отмечаются высокие содержания редкоземельных элементов, достигающих уровня лампроитов: тория – до $60 \cdot 10^{-4}$ % (по данным гаммаспектрометрии), лантаноидов – до 771 г/т, рубидия – до 122 г/т, стронция – до 1270 г/т.

Минералогия лампроитов. В тяжелых фракциях протолочек (в т.ч. валовой пробы) среди акцессориев выявлены пироп, хромшпинелид, хромдиопсид, рутил, ставролит, циркон, муассанит, пироксен, гранат, полевые шпаты, мусковит, графит, хлорит, сфен. Среди них присутствуют хромиты алмазоносной ассоциации. Данные породы расположены в пределах самого обширного из выявленных на Башкирском поднятии шлиховых ореолов хромитов алмазоносных ассоциаций, что, очевидно, не случайно и свидетельствует о распространенности подобных пород в пределах Шатакской мантийно-диапировой структуры. Причем ряд анализов хромитов из шлихов обладают ещё более хромистым составом и не несут признаков метасоматических изменений.

Алмазоносность лампроитов. В ходе работ по объекту «ГМК-500 на алмазы территории РБ» в 2006 г. из лампроитов лесовского комплекса была отобрана проба №1080 весом 445 кг. Лабораторнотехнологические исследования пробы были выполнены в ФГУНИГП «Тульское НИГП». В результате в остатках термохимического разложения концентратов выделен в концентрате гравитации алмаз. Алмаз представлен бесцветным осколком кристалла октаэдрической формы, от которого сохранились 2 грани, ребро и сглаженная (тупая) вершина, три другие поверхности осколка являются природными поверхностями скола. Все поверхности алмаза шероховатые, матированные, имеются бороздка и ступенька скола, где поверхности прозрачные с характерным алмазным блеском.

Характерной особенностью лампроитового типа разреза «Лесовских полян» Шатакского нагорья является наличие под базальт-конгломератовой толщей расслоенных ультрамафитов (пироксениты, перидотиты, пикриты), выявленных в 1992 г. геологом Е.А. Макушиной и рекомендованных как объект для прогнознопоисковых работ на золото-платиновое оруденение.

Анализ нормированного распределения редких земель ультраосновных комплексов Ямантауского антиклинория свидетельствует о последовательной дифференциации ультрамафитового расплава в условиях базификации (кратонизации) нижней-средней коры перикратонного прогиба и появлении лампроитовых комплексов на ранней стадии рифтогенеза (в условиях Шатак-Узянского мантийного диапира – на уровне R₁₋₂mš) – до начала формирования «кислой» коры (K₂, K₃). Формированию лампроитов предшествовала генерация пикритов и пикробазальтов.

Анализ нормированного тренда РЗЭ группы лантаноидов лампроитов лесовского комплекса (R₁₋₂) и лампрофиров яндыкского комплекса (V?-PZ₁) показывает, что дифференциация РЗЭ лампрофиров Яндыка более значительна, чем у лампроитов лесовского (раннего) комплекса. Уровень накопления (дифференциации) РЗЭ в щелочных породах Урала и алмазоносных лампроитах мира находится в прямой зависимости от уровня алмазоносности лампроитов: предельно низкий уровень накопления лантаноидов в лампроитах Куйбаса и Шейно (PZ₃-T) Челябинской области и максимально высокий – в лампроитах Аргайла (Зап. Австралия). Алмазоносные лампроиты лесовского комплекса хр. Большой Шатак (R₁) и лампрофиры (минетты) Яндыкского комплекса (V?-PZ₁) Южного Урала несут средний уровень накопления РЗЭ и соответствуют уровню накопления РЗЭ в лампроитах Прери-Крик (Сев. Америка).

Об уровне накопления РЗЭ в магматических и осадочных комплексах региона могут свидетельствовать результаты полевой гаммаспектрометрии изучаемого разреза. Чем выше уровень концентрации Th и K, тем выше уровень накопления и дифференциации РЗЭ, а следовательно, и уровень их алмазоносности. Именно исходя из данного заключения нами и были выявлены алмазоносные лампроиты и лампрофиры Южного Урала в процессе решения геологических задач по ГМК-500 РБ (алмазы). Эти же поисковые предпосылки явились основой для выделения (полевой сезон 2007 г.): 1) в позднем рифее (R₃) Тирлянского поискового

участка среди бирьянских аркозовых комплексов (R₃*zl*₁) – на г. Россыпная потенциально алмазоносных древних россыпей и 2) потенциально алмазоносных пирокластитов Вишерского типа – наиболее поздней (MZ-KZ) эпохи алмазогенерации Урала.

Для лампроит-лампрофирового типа коренной алмазоносности характерны: 1) высокие (аномального уровня) концентрации Th и K, сочетающиеся с локальными ореолами MCA (пироп-кноррингитового типа, пироп-альмандины, пикроильменит, хромшпинелид, хромдиопсид, флоренсит, монацит, минералы «фундамента» (К₂+К₃) – ставролит, хлоритоид, силлиманит, кианит) и 2) «аллювиальной» (N-Q) алмазоносностью; 3) высокое рутил-циркониевое отношение для шлихоминералогических ассоциаций; 4) кимберлитлампроитовый тренд РЗЭ и аномально высокие концентрации лантаноидов в щелочных алмазоносных комплексах (к примеру, лесовском-лампроитовом; яндыкском-лампрофировом – Юж. Урал). Этот же высокий уровень концентрации лантаноидов характеризует и формационные комплексы эпох древних континентальных перерывов (R₁/R₂; R₃/V; V₁/PZ; D₁₋₂etk; D₃fr₁), близких по времени к генерации щелочных алмазоносных магм и фиксирующих скрытые – прогнозируемые эпохи алмазогенерации древних палеоводосборов. Наиболее характерной для Уральского региона в этом отношении является такатинская эпоха (D₁. 2etk), фиксирующая начало? палеозойской седиментации в пределах кратонной области и осевой зоны перикратона. В пределах Алатауского антиклинория отложения такатинской свиты трансгрессивно с размывом залегают на вендских комплексах. Для зоны контакта V/D₁₋₂etk характерны: обширные устойчивые ореолы монацита, хромдиопсида; пикроильменит в протолочках и аномально высокие концентрации РЗЭ. Это единственный район на Юж. Урале обширного (S≈1500 км²) пироп-кноррингитового ореола в ассоциации с аллювиальной алмазоносностью (N-Q) и щелочным магматизмом кулгунинского и авашлинского типов (V?-PZ₁). Этот район выделен нами в качестве алмазоперспективного Макарово-Нугушского объекта для дальнейшего его изучения по федеральным и инвестиционной программам. Большое значение для прогнозноминерагенического анализа коренной алмазоносности Юж. Урала имеют результаты кластерного анализа пиропов Макарово-Нугушского шлихового ореола.

Высокомагнезиальные гранаты (пиропы), являющиеся наиболее надежным минералом-спутником алмазов, выявлены (2000–2006 гг.) в горной части РБ в виде крупного (около 1500 км²) Макарово-Нугушского шлихового ореола и в подордовикских сланцах (кора выветривания?). При обработке анализов состава пиропов методом кластерного анализа в выборку были также включены анализы пиропов: 1) из колчимской (S₁) и такатинской (D₁₋₂) свит, флюидно-эсплозивных(?) и аллювиальных образований Красновишерского алмазоносного района Сев. Урала (10 ан.); из флюидно-эсплозивных(?) и аллювиальных образований Яйвинского (Чикманского) алмазоносного района Среднего Урала (5 ан.); 2) из алмазоносных кимберлитов Якутии, Архангельска, Африки (48 ан.); 3) из алмазоносных лампроитов Зап. Австралии (2 ан.); 4) химикогенетических групп из классификации О.А. Богатикова (12 ан.). Классификация О.А. Богатикова позволяет определить принадлежность гранатов к химико-генетическим группам (ХГГ), связанным с различными типами ультраосновных и основных пород, которые обнаружены в кимберлитовых трубках различных провинций мира.

В результате компьютерного кластерного анализа установлено нижеследующее.

1. Основным отличием пиропов Урала от пиропов из кимберлитов Якутии, Архангельска и Африки является отсутствие (или крайне редко встречаемость) среди уральских пиропов разностей, коррелирующих по составу с пиропами высокоалмазоносных дунитов, гарцбургитов и алмазоносных перидотитов (1-я и 2-я ХГГ). При этом среди уральских отмечается (15% от выборки) очень своеобразная по составу группа высокохромистых низкокальциевых пиропов (Макаровский тип), слабо коррелирующая с ХГГ кимберлитовых гранатов (наблюдается слабая корреляция с гранатами алмазоносных лерцолитов и перидотитов), но соответствующая пиропам алмазоносной дунит-гарцбургитовой ассоциации Н.В. Соболева. Данный факт можно объяснить следующим образом: Р-Т- условия образования гранатов Макаровского типа соответствовали Р-Т условиям образования кимберлитовых гранатов алмазоносной дунит-гарцбургитовой ассоциации Н.В. Соболева, но состав субстрата был более кислый – лерцолитовый или перидотитовый.

2. Среди уральских пиропов отмечается повышенное количество (более 20% от выборки) пиропов, коррелирующих по составу с гранатами слабоалмазоносных хромисто-магнезиальных рутил-циркониевых эклогитов (25-я ХГГ). Основная же масса уральских пиропов (около 50% от выборки) коррелирует с гранатами алмазоносных лерцолитов (3-я, 4-я и 5-я ХГГ).

3. Пиропы горной Башкирии по составу имеют очень низкий уровень отличий (1,5–4 единиц) от пиропов алмазоносных кимберлитов и лампроитов, что свидетельствует о близости физико-химических условий их образования. Также отмечается очень «кучное» объединение в одних кластерах северо- и южноуральских пиропов, что свидетельствует о близости составов их первоисточников.

Общий вывод: особенности состава пиропов Урала свидетельствуют о связи их с породами более «истощенной» (деплетированной) мантии (лерцолиты, ультраосновные эклогиты) в сравнении с известными кимберлитовыми провинциями мира (Якутской, Архангельской, Африканских).

Анализ системы глубинной эволюции (=кратонизации) Камско-Бельского перикратонного прогиба (южного сегмента Уральского перикратона) показывает на прямую связь между типом щелочного магматизма (=алмазогенерирующих процессов), началом дискретной кратонизации (=базификации) депрессионных структурно-формационных зон перикратона и характером алмазоносных ассоциаций – как основы прогноза типа коренной алмазоносности. Различаются два типа ассоциаций: пироп-кноррингитовая алмазоносная и пироп-альмандиновая алмазоносная. Эти ассоциации контролируются различными типами глубинного строения полихронных зон кратонизации (=базификации) перикратона.

Глубинное плотностное моделирование Тимано-Уральского региона (масштаб 1:2500000–1:200000) позволяет заключить, что наиболее ранним этапом кратонизации (= и алмазогенерации) Урала является формирование Макарово-Нугушского ядра (зоны) кратонизации, в Камско-Бельском сегменте Уральского перикратона, на уровне нижней коры (K₁) – H_{глуб}=30–37,5 км; S-5000 км². На его основе продолжала формироваться высокоплотная зона купольного типа средней коры (K₂) – H=15–22,5 км и верхней коры (K₃) – H=7,5–15 км. Заключительным этапом кратонизации Макарово-Нугушской кратонной области явилось формирование Алатауской антиклинорной зоны (сопряженной с Бельской-зап. и Инзерским-вост. синклинория-ми) – древнейшей антиклинорной структуры (=ядра кратонизации) Камско-Бельского перикратонного прогиба с пироп-кноррингитовым типом алмазоносности. В пределах Макарово-Нугушского ядра кратонизации выделены две перспективные площади для поисков коренных алмазов кимберлит-лампроитового типа: Макарово-Нугушская и Бурзянская.

На примере плотностных геодинамических моделей-разрезов Макарово-Нугушской зоны (ядра) кратонизации (=Алатауской кратонизированной зоны) можно убедиться, что базификация (=кратонизация) перикратона началась с уровня 30 км – нижняя кора (K_1), в то время как в смежных районах (вост.): Шатак-Узянском, Маярдак-Сатринском (=Ямантауская зона кратонизации) базификация отмечена для уровня средней (K_2) коры и верхней (K_3) коры литосферы. Мы допускаем, что полихронность процессов базификации контролирует полиформационность процессов алмазогенерации (=щелочного магматизма): зоны с ранней (K_1), устойчивой (K_2 + K_3) базификацией перикратона характеризуются пироп-кноррингитовым типом алмазогенерации, а для зон, в которых базификация протекала в более поздние циклы (K_2 ; K_3), характерна пиропальмандиновая (эклогитовая?) алмазоносная ассоциация.

Примером пироп-альмандиновой алмазоносной (лампрофировой) ассоциации является Маярдакский и Тирлянский алмазоперспективные районы, в которых базификация перикратона отмечается с глубины 10– 12 км, и для которых установлен лампрофировый алмазоносный магматизм только для V?-PZ₁, в то время как для Ямантауской, смежной с Макарово-Нугушской зоной, алмазоносный щелочной (лампроитовый) магматизм установлен для (R₁₋₂) – машакская серия – глубина начала базификации 15–18 км.

Наиболее ранним из возможных (Pt₁?) уровней алмазогенерации в щелочных комплексах Урала является бурзянский – машакский уровень (R₁₋₂mš₁), к которому приурочены алмазоносные лампроиты лесовского комплекса (хр. Большой Шатак) протрузивного блока кратонизации Шатак-Сакмарской зоны. На Среднем, Северном и Приполярном Урале этот уровень не установлен. Возможно, более детальное изучение верхне- и среднекожимского магматических комплексов Приполярного Урала позволит в этом регионе Урала установить раннерифейский уровень алмазогенерации, так как только этот регион является геодинамическим аналогом Макарово-Нугушской (=Ямантауской) эпохи кратонизации перикратонного прогиба Юж. Урала.

Если исключить проблематичные уровни алмазолокализации: бирьянский (ишеримский) – (R₃zl₁) аркозовых песчаников, вмещающих Ti-Zr россыпи с лампроитовым трендом РЗЭ (2007 г. – г. Россыпная – Тирлянский участок), и MZ-KZ туффизитовый (аргиллизитовый) комплекс (Николаевский участок – Тирлянский рудный район), то завершающим? уровнем алмазолокализации является яндыкский (V?-PZ₁). Выявление авторами (2005 г.) этого лампрофирового уровня алмазолокализации в Камско-Бельском перикратонном прогибе Южного Урала устанавливает общеуральский раннепалеозойский (V?-Pz₁) уровень алмазолокализации: яндыкский –N-40; шпалорезовский (чикманский) – O-40; антипинско-красновишерский – P-40; вангырско-седьюкско-погурейский (Приполярный Урал). Это свидетельствует об интенсивных процессах глубинного рифтогенеза, обусловившего высокое положение кровли мантийных алмазогенерирующих структур Урала в раннем палеозое и последующий (MZ-KZ) «туффизитовый источник» алмазов Урала, впервые установленный А.Я Рыбальченко, Г.Г. Морозовым, Л.И. Лукьяновой и др.

О составе архей-раннепротерозойских ядер Урало-Мугоджарского (Евразийского) свода на Среднем и Южном Урале, коррелирующих с обширными купольного типа гравитационными максимумами ($+\Delta q$) на уровне верхней мантии – нижней коры (глуб. \approx 70-20 км), можно заключить о вещественном составе глубокометаморфизованных гнейсово-амфиболовых образований антиклинориев Восточно-Уральской мегазоны: Верхотурско-Салдинском, Мурзинско-Адуйском, Сысертско-Ильменогорском, Уфалейском (лист О-40); Тараташском, Челябинском, Кочкарском (лист N-40). Свиты: пряничниковская (Ar₂pr), шумихинская $(Ar_2 \check{s} m)$, бродовская $(PR_1 br)$, черновская $(PR_1 \check{c} r)$, уфалейская $(PR_1 uf)$, мурзинская $(PR_1 mr)$ – лист O-40; тараташский комплекс (Ar₂tr), селянкинская свита (Ar?sl), уфалейский комплекс (PR₁uf), ильменогорский комплекс (PR_1 il), александровский комплекс (PR_1 al), ерёмкинская толща (PR_1er), городской комплекс (PR_1 qr) – лист N-40, 41 (зап.) характеризуют сложную полиформационную широтную латеральную зональность Урало-Мугоджарского (Евразийского) Ar-Pt₁ свода. Эта латеральная зональность также проявлена в составе интрузивных (рифейских) комплексов. Так, в гнейсово-амфиболитовых антиклинорных блоках (Салдинском, Сысертско-Ильменогорском) интрузивные образования датируются только среднерифейским временем (R₂) и представлены переработанными ультрамафитами и габброидами (сысертский комплекс метаультрамафитов – ΣR₂ss, адуйский и басяновский ультрамафитовые, габбро-амфиболит-пироксенитовые комплексы – R₂). Этот тип зональности интрузивных комплексов коррелирует с широтным кратонизированным Уфимским (Ar-Pt₁) выступом, разделяющим Урало-Тиманский и Камско-Бельский сегменты перикратонного прогиба на уровне ВМ-К₁. Для смежного, расположенного южнее – Тараташского выступа-свода начало интрузивного магматизма относится к позднему архею-раннему протерозою (диоритогнейсы и гранитоиды Шигирского массива); «израндиты» (клинопироксениты и амфиболиты – меланократовые щелочные базальты и щелочные ультрамафиты) александровского метаморфического комплекса. На этой основе в ранне- и среднерифейское время происходила кратонизация (формирование щелочных комплексов) Зюраткульского (и Ямантауского?) среднекорового блока Камско-Бельского перикратонного прогиба (К-Б-ПР). Индикаторами протекавших процессов кратонизации северного замыкания (К-Б-ПР) – (Зюраткульская формационная зона) являются: шатакский расслоенный комплекс ультрамафитов (R₁₋₂); алмазоносные лампроиты лесовского комплекса (R₁₋₂); коматииты саитовского комплекса (R₂); кусинско-копанский расслоенный пироксенитнорит-диорит-гранитный комплекс; рябиновский гранитный комплекс; бердяушский комплекс.

Последующий этап генерации щелочного (в т.ч. алмазоносного) магматизма на Урале относится к венд-раннепалеозойскому циклу (V?-PZ₁) рифтогенеза Урало-Мугоджарского свода и кратонизации Уральского перикратонного прогиба. Индикаторами этих процессов являются: протрузивные ультрамафитовые комплексы: сарановский комплекс железистых перидотитов, мойвинский комплекс пикритов, пикритдолеритов, пироксенитов; салатимско-таловский комплекс ультрамафитов; серовско-моукский ультрамафитовый комплекс; баженовский ультрамафитовый комплекс; качканарский комплекс габбро-дунитпироксенитовый (O-40); кимпирсайско-войкаринский комплекс (O₁); спартаковский комплекс (O₁₋₂); кракинский комплекс (O₁); ташлинский комплекс (PZ₁); суроямский комплекс (O₃-S₁); бирсинский комплекс (S); полуденно-бардымский комплекс (S).

С венд-раннепалеозойским циклом (V?-PZ₁) на Южном-Северном Урале связано формирование: вангырско-седьюкско-погурейской щелочно-базальтоидной алмазоносной формации (€₃-O); дворецкого комплекса эссекситовых диабазов, трахибазальтов, пикритов, мельтейгитов, якупирангитов, камптонитов, сиенитов (с MCA); шпалорезовского комплекса эссекситовых диабазов, пикрит-диабазов, пикритов, камптонитов, трахибазальтов с обломками кимберлитоподобных пород (по А.М. Зильберману), карбонатитов, оливинитов, пироксенитов с MCA; авашлинского сиенит-монцонит-эссексит-долеритового комплекса; яндыкского лампрофирового алмазоносного (V?-PZ₁); буганакского эклогитового (алмазоносный?-с MCA).

Соотношение щелочно-алмазоносного магматизма и ультрамафитов хорошо наблюдается на примерах лесовского, яндыкского, дворецкого и шпалорезовского комплексов (Южный, Средний Урал). Во всех случаях щелочные алмазоносные комплексы ассоциируют с ультрамафитами.

Лесовские лампроиты – расслоенные шатак-узянские ультрамафиты; дворецкий, шпалорезовский (V?-Є) – сарановский железистых перидотитов; лампрофиры (минетты) яндыкского комплекса, как и эклогиты буганакского комплекса, установлены на периферии Северо-Кракинских ультрамафитов (протрузии V?-PZ₁). Эти факты – свидетельство генерации щелочных алмазоносных комплексов на раннерифтовых стадиях кратонизации литосферы перикратона.

Установленные факты региональной и локальной структуризации алмазоносного щелочного магматизма определяют методику его прогноза, поисков и изучения на новых (закрытых) территориях Уральского региона. К этим фактам относятся:

1) приуроченность алмазолокализации к ядрам (зонам) кратонизации (=базификации) Уральского перикратонного прогиба;

2) лампроитовый тип алмазолокализации приурочен к раннерифтовым стадиям;

3) лампрофировый тип алмазолокализации генерируется процессами тектоно-магматической активизации глубинных (трансформного? типа) разломов (на Южном Урале в эпохи? ультрамафитовых протрузий – Кракинский тип) и сопряженных с ними эклогитовых комплексов (буганакский тип);

4) кимберлитовый тип алмазолокализации прогнозируется в зонах ранней кратонизации перикратонного прогиба (Макарово-Нугушский тип K_1+K_2);

5) туффизитовый тип алмазоносных пирокластитов Урала генерируется в цикле активизации кимберлит-лампроитовых мантийных очагов (MZ-KZ) и контролируется зональными мантийно-конвективными структурами эпохи формирования «верхней коры» (К₃) литосферы перикратона;

6) общей особенностью алмазогенерации в щелочных комплексах Уральского перикратонного прогиба во всех его сегментах (северном, среднем и южном – Камско-Бельском) является дискретный, полихронный характер кратонизации депрессионных формационных зон в условиях всестороннего латерального сжатия как со стороны Восточно-Европейского кратона (зап.), так и со стороны Урало-Мугоджарского (Евразийского) мантийного свода (вост.).

Дальнейшие минерагенические прогнозно-поисковые работы коренных алмазов в Уральском регионе уточнят предложенную схему локализации щелочного алмазоносного магматизма по всем формационным зонам Урала.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЛОКАЛИЗАЦИИ АЛМАЗОНОСНЫХ МАГМАТИТОВ СЕВЕРО-ОНЕГОЗЕРСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО РАЙОНА

И.И. Микоев, А.К. Загайный

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Санкт-Петербург

В результате изучения перспектив алмазоносности юго-восточного склона Балтийского щита выделен Северо-Онегозерский кимберлитовый район. Район приурочен к обособленному блоку земной коры, обладающему комплексом элементов глубинного строения и структурно-тектонических факторов, характерных для кимберлитовых районов Восточно-Европейской и Сибирской алмазоносных провинций.

Северо-Онегозерский кимберлитовый район площадью около 13,5 тыс. км² (рис. 1) выделен сотрудниками отдела оценки перспектив новых территорий ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» в результате проведенного в последние годы изучения перспектив алмазоносности юго-восточного склона Балтийского щита. Высокий потенциал района определяется наличием широкого комплекса благоприятных предпосылок и



признаков, в том числе расположением в его пределах алмазоносного тела «Кимозеро» и предположительно алмазоносного – «Пряжа». Район приурочен к обособленному блоку земной коры, выделяющемуся в общей структуре юговосточного склона Балтийского щита, комплексом разноглубинных и разномасштабных элементов и отделен от смежных областей глубинными разломами [1].

Рис. 1. Схема расположения Северо-Онегозерского кимберлитового района в основных структурах юго-восточного склона Балтийского щита: 1 – блоки I порядка: I – Карельский кратон (архон), II – Беломорский подвижный метаморфический пояс (архон), III – Саво-Ладожско-Рыбинский подвижный метаморфический пояс (протон); 2 – раннепротерозойские протоплатформенные и перикратонные прогибы; 3 – венд-палеозойский платформенный чехол; 4 – глубинные разломы, разделяющие блоки І порядка; 5 – осевая линия зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты («флексуры Полканова»); 6 – контур области наиболее ранней (саамской) стабилизации (ядро кратонизации) Водлозерского домена; 7 – Онегозерская кольцевая структура диаметром 400 км; 8 – кольцевая структура диаметром 100–120 км; 9 – кимберлитовые тела; 10 – изолинии глубин поверхности Мохоровичича, км; 11 – изолинии теплового потока, мВт/м²; 12 – контур участка погружения магнитоактивной поверхности; 13 – аномалия проводимости в земной коре (по данным МТЗ); 14 – область повышенной граничной скорости по поверхности мантии; 15 – контур Северо-Онегозерского кимберлитового района

Район расположен в области прогибания литосферы, в пределах которой ее мощность составляет 180– 200 км и более [2, 3]. С вариациями мощности литосферы корреспондируются основные закономерности распределения теплового потока. Все известные проявления алмазоносных и потенциально алмазоносных магматитов на северо-западе Восточно-Европейской платформы размещаются в пределах области с повышенной мощностью литосферы и низких (менее 30 мВт/м²) значений теплового потока, что свидетельствует о наличии «холодной» мантии. При этом Северо-Онегозерский район является эпицентром уникальной аномалии минимальных значений теплового потока (менее 20 мВт/м²) [4].

По мнению большинства исследователей, рассматриваемая площадь размещается на склоне крупной депрессии поверхности Мохоровичича со средней глубиной 42–44 км и максимальной – до 55 км [5–8]. В

юго-восточной части района выделяется локальная депрессия поверхности Мохо северо-восточного простирания. По другим данным, здесь выделяется поднятие Мохо до 35 км и более [4]. Первый вариант представляется более реалистичным и косвенно подтверждается другими геофизическими данными. По-видимому, расхождения в построениях связаны с областью развития т.н. «гомогенизированной» коры, выделенной в юго-западной части Северо-Онегозерского района по результатам сейсмических исследований вдоль геотраверса 1-ЕВ [9]. Кора этого типа характеризуется акустической прозрачностью, неотчетливой ориентированностью отражений и «размытостью» границ внутрикоровых разделов и поверхности Мохо. В этих условиях оценка глубин залегания отражающих горизонтов во многом зависит от методики обработки и интерпретации сейсмических данных и, соответственно, может отличаться у разных авторов.

Район расположен в юго-восточной части Карельской гранит-зеленокаменной области позднеархейской консолидации – Карельского кратона, в пределах области наиболее ранней (саамской) стабилизации (ядро кратонизации) – Водлозерского домена [10]. Домен представляет собой область кристаллического фундамента концентрического строения, в пределах которой достаточно широко развиты раннеархейские образования с возрастом > 3 млрд. лет, т.е. он является реликтом континентальной коры наиболее ранней консолидации. Сложен в основном породами относительно плотной саамской ультраметаморфической коры, частично переработанной лопийскими гранитоидами (гранитометаморфическая кора и кора промежуточного типа). В его пределах установлены только древние (раннелопийские) зеленокаменные пояса. Преобладанием плотной ультраметаморфической коры обусловлена положительная аномалия остаточного гравитационного поля (Δg_{oct}) от кристаллической коры со значениями поля, максимальными для всей территории северо-западного региона; аномальное магнитное поле в целом также повышенное.

По данным электроразведки МТЗ, на фоне области низкой (менее 10 См) суммарной продольной проводимости коры, соответствующей Карельскому кратону, Северо-Онегозерский район выделяется аномалией проводимости 100 См. Северо-Онежская аномалия была впервые описана в 1984 г. и связывалась с высоким содержанием в породах людиковийского надгоризонта шунгита, обладающего электронной проводимостью [11]. Однако проводящая зона прослеживается до глубины более 50 км, и вклад в суммарную проводимость, кроме шунгитов, безусловно, вносят и более глубинные источники, в числе которых называют зоны тектонических нарушений, трещиноватости, гидротермальной активности [12, 13]. Природа глубинных источников Северо-Онежской аномалии до настоящего времени является предметом дискуссии, но по аналогии с Сибирской алмазоносной провинцией ее можно интерпретировать как «участок законсервированных флюидов, а также древних каналов кимберлитовой магмы» [14].

По данным ГСЗ, район находится в зоне повышенных значений граничной скорости по поверхности мантии: 8,2–8,3 на фоне средних значений 8,0 км/с. В этой же зоне, протягивающейся в северо-восточном



направлении, находится Зимнебережный алмазоносный район.

По результатам проведенных нами расчетов Северо-Онегозерскому району соответствует контрастная область понижения магнитоактивной поверхности.

Северо-Онегозерский блок, приуроченный к центральной части Водлозерского домена, отличается от окружающей территории специфическим строением, что находит отражение в геофизических полях (рис. 2). В его юго-восточной части размещается Онежская региональная магнитная аномалия. Рядом авторов отмечается [4], что к зонам региональных магнитных аномалий восточной части Балтийского щита приурочены многочисленные проявления магматизма разного возраста и состава, в том числе

Рис. 2. Основные элементы глубинного и структурнотектонического строения Северо-Онегозерского кимберлитового района: І – раннеархейские (саамские) образования, частично переработанные позднеархейскими (лопийскими) гранитоидами; 2 – нижнепротерозойские протоплатформенные отложения, выполняющие Онегозерский интракратонный прогиб; 3 – глубинные разломы, ограничивающие Северо-Онегозерский блок; 4 – зоны складчато-разрывных дислокаций (СРД); 5 – Заонежская зона тектоно-магматической активизации (ТМА); 6 – Онегозерский рифейский авлакоген; 7 – кольцевая структура диаметром 100–120 км; 8 – кимберлитовые тела: а – алмазоносные (Кимозеро), б – предположительно алмазоносные (Пряжа); 9 – региональный минимум поля силы тяжести Дg_{ocm}; 10 – локальные максимумы поля силы тяжести Δg_{ocm} ; 11 - участки спокойного локального магнитного поля; 12 – контур Онежской

региональной магнитной аномалии; 13 – контур Северо-Онегозерского кимберлитового района

кимберлитового. Прослежены тесная связь региональной магнитной аномалии с крупными мантийными разломами, а также ряд глубинных признаков разновозрастной активизации: расслоенность низов земной коры, наличие линз коромантийной смеси и др. В связи с этим приуроченность кимберлитовых тел «Пряжа» и «Кимозеро» к периферии Онежской региональной магнитной аномалии представляется вполне закономерной.

На фоне положительной гравитационной аномалии, соответствующей домену в целом, Северо-Онегозерский блок отмечается понижением поля силы тяжести, особенно ярко проявленным в локальной составляющей Δg_{oct} . Гравитационный минимум в свою очередь осложнен аномалиями более высокого порядка, отражающими внутреннее строение района. Обращают на себя внимание локальные максимумы Δg_{oct} , в периферийным частях которых располагаются кимберлитовые тела «Пряжа» и «Кимозеро».

Северо-Онегозерский район характеризуется повышенной дифференциацией локальной компоненты магнитного поля. При этом среднечастотная составляющая имеет мозаичную структуру, высокочастотная – ярко выраженное преобладание северо-западной ориентировки аномалий. Однако некоторые участки отличаются весьма спокойным полем и часть из них пространственно совпадает с локальными максимумами Δg_{ocr} . Возможно, что таким образом проявляются тектонически стабильные блоки IV порядка либо т.н. магматические ареалы, подобные выделенным в Зимнебережном районе [15].

Район размещается в зоне структурного сочленения крупнейшего палеоподнятия и палеопрогиба – Балтийской антеклизы (Балтийского щита) и Московской синеклизы (Русской плиты), образующей «флексуру Полканова» [16]. Она представляет собой линейную зону долгоживущих разломов, имеющую сложное глыбово-блоковое строение; протягивается от Белого моря до Центральной Швеции более чем на 2000 км. Флексура Полканова испытывала неоднократную активизацию, сопровождавшуюся внедрением интрузий разного состава, в том числе основного и ультраосновного; в ее пределах размещаются кимберлиты Зимнего Берега. Ее границы весьма условны и определяются выделяемой по геофизическим данным зоной разломов северо-восточного простирания.

Кимберлитовый район приурочен к северной части Онегозерского интракратонного прогиба – крупной раннепротерозойской (карельской) проторифтогенной структуры деструкции кратона, залегающей на гетерогенном и полихронном архейском основании и выполненной вулканогенными и терригенновулканогенными отложениями протоплатформенного чехла, что свидетельствует о консервативности развития кратона уже на раннедокембрийском этапе эволюции. Его мощность, по геофизическим данным, в отдельных блоках прогиба варьирует от 0,5 до 3,5 км. Среди протоплатформенных образований выделены 6 последовательно сменяющих друг друга в разрезе структурно-вещественных комплексов (CBK), сформировавшихся в течение определенных тектонических циклов и отделенных друг от друга поверхностями несогласий: сумийский (K_1^{-1}); сариолийский (K_1^{-2}); ятулийский (K_1^{-3}); людиковийский (K_2^{-1}); калевийский (K_2^{-2}) и вепсийский (K_2^{-3}). Горизонты терригенных образований большинства CBK (кроме вулканогенного - калевийского) рассматриваются в качестве потенциальных промежуточных коллекторов алмазов.

Южнее рассматриваемой территории развит достаточно мощный венд-палеозойский платформенный чехол, который мог служить препятствием фильтрации летучих компонентов магмы. Наличие перекрывающего чехла характерно для кимберлитовых трубок Восточно-Европейской и Сибирской алмазоносных провинций. Небольшие останцы красноцветных терригенных образований, предположительно, поздневендского возраста установлены по результатам бурения в восточной части Заонежского полуострова. Этот факт свидетельствует о значительно более широком распространении платформенных образований относительно современных границ и относительно небольшом уровне эрозионного среза.

Район расположен в области торцевого выклинивания рифейского, активизированного в палеозое Онегозерского авлакогена, выделенного сравнительно недавно [17]. Красноцветные терригенные отложения рифея мощностью около 100 м установлены по результатам бурения в южном Прионежье и на акватории Онежского озера. Они слагают небольшие грабенообразные структуры, вытянутые в северо-западном направлении и разделенные выступами фундамента. На акватории, по геофизическим данным, под центральной частью авлакогена предполагается область возбужденной мантии – астенолинза. Сама область не является перспективной для проявлений алмазоносного магматизма, но оказывает геодинамическое воздействие на примыкающие участки земной коры.

Кимберлитовый район приурочен к Заонежской зоне тектоно-магматической активизации (ТМА) вепсийского возраста. Она имеет северо-западное простирание, ее ширина до 130 км, протяженность более 300 км. Пространственное положение определяется областью развития зон складчато-разрывных дислокаций (СРД), сопровождающихся мантийным щелочно-ультраосновным метасоматозом.

В пределах района широко развиты разрывные нарушения различного генезиса, возраста, глубины заложения и т.д. Считается, что глубинные разломы являются кимберлитоконтролирующими структурами, поэтому остановимся на них более подробно.

Межблоковые глубинные разломы – Гирвасская шовная зона, Кумсинский, Петрозаводско (Святозерско)-Водлореченский – отделяют Северо-Онегозерский блок от сопряженных с ним областей, отличающихся по целому ряду параметров: мощности и строению земной коры, характеру и развитию пликативных и дизъюнктивных дислокаций, наличию рифтогенных структур и т.д. Глубина проникновения основных разломов превышает, по сейсмологическим данным, 30–40 км, вертикальное смещение границы М до 3 км. Они относятся к числу долгоживущих региональных структур, заложившихся, вероятно, в позднем архее–раннем протерозое. Зоны СРД являются специфическими тектоническими структурами, характерными для данного района. Они представляют собой сложнопостроенные антиклинальные структуры северо-западного простирания, совмещенные с разломами глубокого заложения, имеющими преимущественно вертикальное падение. Ширина зон составляет 2–5 км, протяженность 20–90 и более км; они разделены пологими синклиналями шириной 8–15 км. В зонах СРД архейский фундамент прогиба существенно приподнят и залегает на глубинах 0,5–1,5 км; в пределах синклиналей мощность нижнепротерозойских протоплатформенных отложений достигает 2,6–3,5 км. Зоны прослежены сейсморазведкой до глубины более 50 км. На дневной поверхности они трассируются трещинными телами габбро-долеритов и ореолами разнотипных гидротермальнометасоматических образований. Всего в северной части Онегозерского прогиба, по геолого-геофизическим данным, выделяется, по крайней мере, 7 основных зон СРД.

Район расположен в пределах Онегозерской кольцевой структуры диаметром до 400 км. Эта структура архейского заложения, ее кольцевое строение подчеркиваются направлением простирания раннелопийских зеленокаменных поясов и четко просматривается в конфигурации магнитного поля. Внутри нее выделена кольцевая структура диаметром 100–120 км, охватывающая большую часть площади Северо-Онегозерского района и связанная, вероятно, с мантийным очагом магмогенерации; в ее центральной части располагаются кимберлиты «Кимозеро» и «Пряжа». Кроме того, на площади проявлены кольцевые структуры различной природы диаметром 20–60 км.

Выводы

1. В результате специализированных исследований юго-восточного склона Балтийского щита, проведенных сотрудниками отдела оценки перспектив новых территорий в последние годы, сформирован комплекс структурно-тектонических и глубинных факторов контроля алмазоносности, позволяющий достаточно уверенно выделять перспективные площади в ранге кимберлитового района, а в совокупности с минералогическими данными – полей.

2. Характерной особенностью Северо-Онегозерского района является приуроченность алмазоносного кимберлитового тела «Кимозеро» и локальных ореолов ИМ к тектонически стабильным блокам IV порядка, ограниченным специфическими линейными структурами – зонами СРД, прослеженных сейсмическими методами до глубин >40 км. Структурно-тектоническая позиция тела кимберлитов «Пряжа» определяется его расположением в зоне сочленения Гирвасского и Петрозаводско-Водлореченского глубинных разломов.

3. Расположение района в области торцевого выклинивания рифейского, активизированного в палеозое, Онегозерского авлакогена позволяет предполагать наличие здесь не только установленных кимберлитовых тел вепсийского возраста, но и более молодых, в том числе и палеозойских кимберлитов.

4. Северо-Онегозерский район располагается в пределах физико-геологической неоднородности, выражающейся набором элементов, характерных для кимберлитовых районов и полей Восточно-Европейской и Сибирской алмазоносных провинций, к основным из которых относятся: мощная литосфера, минимум теплового потока, повышенные граничные скорости по поверхности мантии, депрессия магнитоактивной поверхности, разуплотнение земной коры на фоне положительной остаточной аномалии гравитационного поля, аномалия проводимости в земной коре. Специфическим для района фактором является приуроченность кимберлитов к региональной положительной магнитной аномалии.

Список литературы

1. Загайный А.К., Устинов В.Н., Журавлев В.А. Структурно-тектонические факторы размещения прявлений кимберлитового и лампроитового магматизма на северо-западе Восточно-Европейской платформы // Геология алмаза – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 79–86.

2. Божко Н.А., Постников А.В., Щипанский А.А. Геодинамическая модель формирования фундамента Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. – 2002. – Т. 386, №5. – С. 651–655.

3. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. – Апатиты: ЗАО «КаэМ», 2003.

4. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. – Петрозаводск: Карельский научный центра РАН, 2004. – 352 с.

5. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Колесник Н.Н. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. – 2000. – № 10. – С. 209–226.

6. Шаров Н.В. Эволюция взглядов на модели строения кристаллической коры Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. – 2000. – № 10. – С. 32–44.

7. Пийп В.Б., Лобанова Е.А., Заможняя Н.Г. и др. Совместная интерпретация разрезов ОГТ и ГСЗ по профилю 1-ЕВ //Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы восьмой международной конференции. – Петрозаводск: КарНЦ, 2002. – С. 186–187.

8. Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Андрющенко Ю.Н. и др. Прогнозно-менерагенические результаты комплексных исследований по опорному геофизическому профилю 1-ЕВ // Разведка и охрана недр. – 2003. – № 5. – С. 19–23.

9. *Минц М.В., Берзин Р.Г., Андрющенко Ю.Н. и др.* Глубинное строение Карельского кратона вдоль геотраверса 1-ЕВ, юго-восток Фенноскандинавского щита // Геотектоника. – 2004. – № 5. – С. 10–25.

10. Ранний докембрий Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2005. – 711 с.

11. Голод М. И. Заонежская аномалия проводимости // Коровые аномалии электропроводности. – Л., 1984. – С. 75–79.

12. Жамалетдинов А.А., Семенов А.С. Геоисторический анализ эволюции электропроводности литосферы // Вопросы геофизики. – СПб., 1998. – Вып. 35. – С. 230–244.

13. *Toivo Korja, Martin Engels, Abdoulkhay A. Zhamaletdinov et al.* Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield. Earth Planets Space, 54, 535–558, 2002.

14. Манаков А.В., Романов Н.Н., Полторацкая О.Л. Кимберлитовые поля Якутии. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2000. – 82 с.

15. Прусакова Н.А. Принципы выделения локальных участков ранга куста кимберлитовых трубок на основе структурно-геофизического районирования // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). – СПб., 2004. – С. 272–274.

16. Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. – Л., 1991. – 199 с.

17. Буслович А.Л., Гаркуша В.И., Авдошенко Н.Д. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Вологодской области. – Вологда, 2001. – 171 с.

УДК 549.211+552.3 (470,1)

ПОТЕНЦИАЛЬНО АЛМАЗОНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ТЕРРИГЕННЫЕ АЛМАЗОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ТИМАНА

А.М. Пыстин¹, Л.В. Махлаев¹, В.С. Цыганко¹, Э.С. Шербаков²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар ²Коми государственный педагогический институт, г. Сыктывкар

На Среднем Тимане имеются реальные перспективы выявления месторождений, связанных с позднерифейсковендскими кимберлитоподобными породами и девонскими терригенными отложениями. Главные перспективы открытия коренных источников алмазов связаны с районом Четласского Камня.

Основные черты геологического строения

В геологическом строении Среднего Тимана принимают участие отложения верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В 1984 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом принята рабочая схема докембрия Европейского Севера СССР, где для Среднего Тимана установлена следующая последовательность серий осадков, охватывающая интервал от среднего рифея до венда включительно: четласская, быстринская, кислоручейская и вымская. Позднее представления о последовательности отложений и их возрасте неоднократно претерпевали изменения.

В.Г. Оловянишников [1], один из крупнейших знатоков Тимана, основываясь на результатах комплексного анализа палеонтологических, геофизических и геохимических данных, пришел к выводу, что в основании верхнедокембрийского разреза Тимано-Канинской гряды залегают карбонатные отложения быстринской серии, которые на Четласском Камне перекрываются четласской серией, а на Вольско-Вымской гряде – вымской серией.

Принимая эту точку зрения, мы представляем стратиграфию верхнего рифея – венда в следующем виде. Верхний рифей на Четласском Камне представлен четласской серией, состоящей из светлинской, новобобровской и визингской свит. Отложения светлинской свиты (более 500 м) вскрыты по р. Бобровой, а также скважиной 1-Бобровая. Свита представлена чередованием кварцитопесчаников, алевролитов и глинистых сланцев, среди которых отмечаются прослои доломитизированных известняков.

Залегающая выше новобобровская свита (около 500 м) сложена глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и кварцитопесчаников. В основании свиты отмечается пачка грубообломочных пород (конгломератов, гравелитов, песчаников) мощностью до 3 м. Венчает разрез четласской серии визингская свита (до 2000 м), представленная ритмичным переслаиванием алевролитов и кварцитопесчаников.

К венду на Четласском Камне условно отнесены отложения устьпалегской свиты, которые с глубоким размывом залегают на породах визингской свиты. Устьпалегская свита (около 950 м) сложена чередованием пачек песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов.

На Вольско-Вымской гряде верхний рифей представлен отложениями быстринской и вымской серий. Быстринская серия состоит из рочугской свиты (более 400 м), сложенной сланцами и прослоями известняков и кварцитопесчаников, павъюгской свиты (до 1000 м), образованной доломитами и известняками и паунской свиты (около 1000 м), в составе которой доминируют серицит-хлоритовые сланцы. Верхняя часть рифейского разреза на Вольско-Вымской гряде представлена вымской серией. Серия снизу вверх подразделяется на две свиты: покъюскую и лунвожскую. Покъюская свита имеет трехчленное деление. Нижняя часть

свиты (350 м) образована кварцитопесчаниками с редкими прослоями глинисто-алевролитовых сланцев. Выше залегает толща (до 1400 м) темных глинистых и алевролито-глинистых сланцев. Верхняя часть свиты (до 1100 м) сложена линзовидно-волнистыми и косослоистыми алевролитами, глинистыми сланцами и кварцитопесчаниками с прослоями доломитизированных известняков и мергелей. Лунвожская свита (до 3000 м) начинается пачкой гравелитов. В целом отложения свиты образуют несколько крупных трансгрессивных ритмов, начинающихся песчаниками и заканчивающихся сланцами с прослоями известняков и анкеритов.

К венду на Вольско-Вымской гряде условно относится кыквожская свита (до 700 м), сложенная песчаниками, алевролитами и алевроглинистыми сланцами.

Интрузивные образования в докембрийском комплексе Среднего Тимана представлены небольшими телами габбро-диабазов и диабазов, прорывающих отложения верхнего рифея. Породы датируются поздним рифеем. Здесь также известны интрузии щелочных габброидов и дайки магматогенных брекчий щелочноультраосновного состава, время формирования которых охватывает поздний рифей, венд и, возможно, начало кембрия [2]. По возрасту с ними сопоставимы интрузии сиенитов, граносиенитов и гранитов, известные в более северных районах Тимана.

Разрез палеозойских отложений на Среднем Тимане начинается пачкой красноцветных терригенных пород, выделяемых в малоручейскую свиту. Возраст отложений остается проблематичным. Верхняя возрастная граница свиты определяется вышележащими отложениями заостровской свиты нижнего девона. Девонские отложения на Среднем Тимане представлены всеми тремя отделами. Нижний отдел начинается с отложений эмского яруса. Средний отдел подразделяется на эйфельский и живетский ярусы. Верхний отдел представлен франским и фаменским ярусами. В разрезе преобладают песчаники и алевролиты. В средней и особенно верхней его частях отмечаются прослои глинистых пород. В составе живетского яруса установлены пласты базальтовых покровов и их туфов. Общая мощность девонских отложений превышает 1000 м. Мощность толщи с вулканогенными породами может достигать 150 м.

Каменноугольные отложения на изученной территории имеют ограниченное распространение и залегают с размывом на разных уровнях верхнего девона. В нижней части они сложены аргиллитами и глинистыми алевролитами, в верхней – карбонатами. Мощность отложений не превышает 200 м. Отложения пермской системы также имеют ограниченное распространение. В их составе преобладают известняки и мергели. В средней части разреза отмечаются красноцветные алевролиты и аргиллиты. Мощность отложений около 100 м.

Мезозойская группа в районе работ включает отложения юрской системы (10–15 м), в составе которых принимают участие песчаники и черные ленточные глины. Палеоген-четвертичные отложения образованы галечниками, песками, суглинками, озерно-болотными осадками.

Магматизм, связанный с фанерозойской историей развития территории, проявился в формировании основных и ультраосновных пород (кимберлитов). Кимберлиты образуют трубчатые тела (трубки взрыва): Умбинскую, Водораздельную, Средненскую. Возраст кимберлитовых трубок Вольско-Вымской гряды достоверно не известен. Верхняя возрастная граница определяется перекрытием пород верхнедевонскими отложениями. По результатам К-Аг датирования (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, В.Л. Андреичев), ранние фазы внедрения имеют возраст 390±14 млн. лет.

Как уже было отмечено выше, на рассматриваемой площади известны также позднедевонские базальты и их эксплозивные фации.

Потенциально алмазоносные магматические комплексы

В 70-е гг. прошлого века на Среднем Тимане в районе Вольско-Вымской гряды были открыты трубки Умбинская, Средненская, Водораздельная, формирующие так называемое Умбинское поле. Трубки выполнены интенсивно разложенными, пелитизированными и карбонатизированными кимберлитами, содержащими в качестве акцессориев пироп, хромдиопсид, пикроильменит, хромшпинелиды. Они были детально разбурены, опробованы, но алмазоносность их не была при этом установлена.

В отличие от Умбинского поля, кимберлитоподобные породы Четласской площади формируют в большинстве случаев не трубки, а кулисообразно расположенные дайки мощностью до 10–20 м при протяженности от первых сотен метров до нескольких километров. Диатремы редки и невелики (первые десятки метров в поперечнике) и представляют собой не столько обособленные трубки, сколько раздувы даек.

По инициативе Н.П. Пармузина, многие годы занимавшегося решением проблемы алмазоносности Среднего Тимана, в Институте геологии КомиНЦ УрО РАН было выполнено петрографическое изучение богатой шлифотеки, представляющей керновый материал поисковых скважин, пробуренных четверть века назад на Четласской площади. Было установлено, что большинством скважин вскрыты меланократовые лампрофиры минеттового ряда, отличающиеся повышенным содержанием оливина: 25–30 %, местами до 50%, а также тем, что слюда в них представлена преимущественно (либо даже исключительно) не биотитом, а флогопитом.

Почти повсеместно на лампрофиры накладывается метасоматическая переработка, проявляющаяся преимущественно в собирательной перекристаллизации слюд и пироксена, образующих крупные пойкило-порфиробласты, нередко также в формировании пойкилобластов актинолита.

Во многих скважинах породы обнаруживают отчетливые признаки развития флюидизатноэксплозивных структур, присущих туффизитовым брекчиям, независимо от их состава. Для всех брекчиевых лампрофиров характерно присутствие хромшпинелидов. Такие породы не только похожи на кимберлиты (особенно архангельские, богатые флогопитом), но и должны быть по всем петрографическим, минералогическим и петрогеохимическим критериям отнесены к таковым. Они характеризуются крайне низким содержанием пироксена, а в отдельных шлифах даже полным его отсутствием. Содержание оливиновых вкрапленников в них достигает 50%. В цементе помимо флогопита и карбоната присутствует серпентин. Особо подчеркнем присутствие в кластической фазе крупных обломков оливина, отвечающих «мегакристам» мантийного материала, которые так типичны для кимберлитов. Но это не привычный для нас кимберлит I, а порода более близкая к кимберлитам II – оранжитам. Их отличают высокое содержание слюды, почти полное отсутствие видимого пиропа, а также переходы (в пределах того же тела) в меланократовые щелочные минетты. Последним свойственно высокое содержание оливина, а также то, что слюда в них представлена в большей мере не биотитом, а флогопитом, что тоже делает их более близкими к кимберлитам, чем собственно минеттам.

Судя по петрографическим данным, лампрофиры Среднего Тимана занимают положение, промежуточное между слюдяными кимберлитами, высококалиевыми лампроитами и оливиновыми минеттами. Поскольку все эти породы, включая минетты, по современным данным, потенциально алмазоносны, необходима проверка диатрем, силлов и даек лампрофиров Четласского Камня на содержание в них алмазов.

Следует также опробовать на алмазы главные разновидности пород в составе наиболее крупного на Четласской площади изометричного тела, которое может оказаться при доизучении кимберлитовой трубкой. Наиболее крупное тело кимберлитоподобных пород было выявлено на этой площади Ю.П. Ивенсеном [3], который назвал его «массивом р. Косью». Массив расположен на южном берегу р. Косью и сформирован на пересечении дайки «щелочных пикритов» С-В простирания с разломом С-З ориентировки. Массив слегка вытянут в С-В направлении, как и большинство тел этого комплекса. Его северная часть скрыта под четвертичными отложениями. Размеры тела, по оценке В.И. Степаненко [4], составляют 300х400 м. На составленной им схематической карте (рис. 1) выделяется ядро меланократовых фенитов (пироксен-флогопитовых



Рис. 1. Схема геологического строения предполагаемой кимберлитовой трубки – щелочно-гипербазитового массива р. Косью [4]: 1-3 – вмещающие породы, рифей (1 – кварцито-песчаники, 2 – сланцы, 3 – метасоматизированные сланцы); 4 – флогопитизированные и карбонатизированные брекчии; 5 – флогопитовые слюдиты; 6 – карбонатиты; 7 – меланократовые лампрофиры (кимберлитоиды); 8 – тектонические зоны

лампрофиров по нашей трактовке) мощностью более 60 м, окаймляемое концентрически зоной флогопитовых слюдитов мощностью от 60 до 110-120 м. Внешняя зона мощностью от 30 до 50-60 м, также концентричная по отношению к ядру массива, сложена брекчиями. Дайки и жилы флогопитовых слюдитов мощностью от 1-2 до 30-40 м обильны и за пределами главного тела во вмещающих его породах. «В непосредственной близости от массива зафиксировано 19 мелких сателлитовых даек и штоков», породы которых «вследствие интенсивных гидротермальнометасоматических преобразований ... превращены в флогопитовые слюдиты и карбонатиты» [4, с. 156]. Интересны охарактеризованные В.И. Степаненко [4] особенности строения брекчий «массива Косью»: обломочный материал слагает в этих брекчиях около половины объема, порой до 60-70%. Размеры обломков варьируют от долей сантиметра до нескольких десятков метров в поперечнике. При этом крупные ксенолиты зачастую инъецированы по трещинам «щелочными пикритами» (т. е. породами, которые мы называем меланократовыми лампрофирами или кимберлитоидами!). «Состав ксенолитов и

вмещающих пород одного гипсометрического уровня обычно одинаков. Нередко при этом у ксенолитов не изменяется ориентировка слоистости и сланцеватости. Следовательно, перемещения ксенолитов от их первоначального положения были невелики» [4, с. 158]. Такое распределение обломочного материала весьма характерно для диатрем вообще и для кимберлитовых трубок в том числе. Далее по тексту В.И. Степаненко отмечает, что наряду с неперемещенными и незначительно перемещенными ксенолитами вмещающих пород в этих брекчиях «обнаруживаются и ксенолиты пород, не обнажающихся на современном уровне эрозионного среза Тимана». Напомним, что присутствие наряду с местными, ксенолитов пород, залегающих значительно глубже, тоже типично для кимберлитов. Картина весьма интересная, особенно если учесть, что, как установлено в 2006 г. сотрудником Института геологии Коми НЦ УрО РАН В.В. Удоратиным, к массиву Косью приурочены четко выраженные округлые в плане гравиметрическая и магнитная аномалии, идентичные по своим параметрам соответствующим аномалиям на кимберлитовых трубках Архангельской провинции. Эти аномалии соосны, и их центр совпадает с центром массива Косью. Не снижает интереса к объекту и присутствие в его составе карбонатитов. Ассоциация кимберлитов с карбонатитами является вполне обычной и естественной, выделяется даже специфичная разновидность кимберлитов, именуемая карбонатит-кимберлитом.

С учетом этих данных массив Косью можно считать первоочередным объектом в рассматриваемом регионе для проведения как предварительного, так и полноценного опробования на алмазы.

Терригенные алмазоносные отложения

Наибольшие перспективы поисков россыпных алмазов на Среднем Тимане связаны с терригенными отложениями девона. Среднедевонская, эйфельская полиминеральная россыпь «Ичетью» – единственная алмазоносная россыпь Тимана, представляющая промышленный интерес.

Разрез россыпи характеризуется трехчленным строением.

00

1. Плохо сортированные гравелиты и конгломераты, состоящие из угловатых обломков пород подстилающей малоручейской свиты. Они заполняют рытвины и промоины глубиной до 2 м на бортах ложбин в песчаниках малоручейской свиты.

2. Гравелиты кварцевые с кварцевой галькой, так называемые «сгруженные конгломераты». Образуют слои мощностью 10–30 см и более, разделенные слоями песчаников 10–30 см и глинистых алевролитов, переходящих в песчаную глину, мощностью 5–15 см. Они формируют тело продуктивного пласта, а также заполняют промоины в днищах ложбин. Горные выработки в большинстве случаев закладывались по простиранию слоев и потому вскрывали один, два, редко три слоя гравелитов. Но в юго-восточной части траншеи 104–173 разрез вскрыт вкрест их простирания, поэтому в стенке выработки видна многократная смена слоев гравелитов, песчаников и глинистых алевролитов, залегающих наклонно и образующих ритмичное чередование, отражающее наращивание разреза по мере заполнения впадины.

3. Отложения, перекрывающие продуктивный пласт, представлены песчаниками с прослоями и линзами алевролитов и слоями гравелитов с разбросанной галькой, или «пудинговыми конгломератами». В песчаниках видна косая, вогнутая и мульдообразная слоистость. Такие песчаники иногда заполняют глубокие эрозионные врезы в отложениях продуктивного горизонта [5].

В обнажении Золотой Камень базальные грубообломочные отложения пижемской свиты выполняют промоины на поверхности пород малоручейской свиты. Они с небольшим размывом перекрыты песчаниками, содержащими слои гравелитов с галькой кварца (рис. 2).



Рис. 2. Зарисовка стенки обнажения Золотой Камень (по Э.С. Щербакову): *1 – валуны и гальки; 2 – гравий с галькой; 3 – песчаники*

Гравелитовые слои залегают субгоризонтально и в местах отсутствия базальных отложений перекрывают песчаники малоручейской свиты. В песчаниках и гравелитах пижемской свиты видны косая прямолинейная разнонаправленная слоистость и небольшие аккумулятивные холмики шириной до 5 м при высоте до 1 м. Подобные фигуры характерны для прибрежно-морских отложений.

На р. Умба нами наблюдался контакт упомянутых свит, характеризующийся глубокой, более 1 м, промоиной, заполненной песчаным, гравийным и мелкоглыбовым обломочным материалом, состоящим из обломков пород малоручейской свиты. Выше залегают светло-розовые пески пижемской свиты со слоями гравелитов мощностью до 20 см.

В карьере, расположенном на правом берегу р. Средняя, такие же гравелиты образуют правильное чередование с песками и глинистыми алевролитами, переходящими в алевритовые аргиллиты. Слоистость пород очень похожа на градационную с постепенными переходами от гравелитов к пескам (песчаникам) и аргиллитам. Нижний контакт гравелитов достаточно резкий, но размывов в их основании не отмечено. Вся пачка пород мощностью до 4 м падает на север под углом 30°, перекрывая породы малоручейской свиты, падение которой направлено по азимуту 10°, угол падения 10°.

В отличие от обнажения Золотой Камень, здесь пижемские слои залегают наклонно по отношению к подстилающим породам и образуют ряд прислоненных друг к другу линз, выдержанных по простиранию.

В северной стенке этого же карьера, рассеченной современным оврагом, обнажается контакт пижемской и малоручейской свит. Плоскость контакта падает по азимуту 10° под углом 10°. На нее налегают ритмично чередующиеся сгруженные конгломераты и гравелиты мощностью 20–30 см, разделенные слоями разнозернистых песчаников с гравием и галькой. Мощность слоев песчаника 30–60 см. Плоскость наслоения пород падает по азимуту 0° под углом 30° при общем горизонтальном залегании отложений пижемской свиты. В слоях конгломератов и гравелитов размер галек увеличивается с приближением к кровле. Такое же увеличение размеров гравийных зерен характерно и для песчаников, разделяющих гравелиты. Выше по разрезу песчаники ритмично чередуются с линзовидными слоями глинистых алевролитов. Видимая толщина наслоения пород составляет 4 м. Верхний из алевролитовых слоев на протяжении 15 м по простиранию увеличивается в мощности до 1 м за счет срезания подстилающего песчаного слоя. Указанные признаки позволяют сопоставлять рассматриваемые отложения с аллювием ветвящихся рек [6], т. е. с конусами выноса.

В конгломератах при явном преобладании галек и щебня содержания остальных компонентов почти равны. В гравелитах содержание всех псефитовых обломков примерно одинаково и с ними сопоставимо содержание песчаного материала. Отсюда следует, что эти отложения не являются ни аллювиальными, ни морскими образованиями. Этот материал представлял собой более или менее равномерно перемешанную смесь обломков разной величины, переносимую быстро двигавшимися потоками высокой плотности.

Таким образом, в отложениях пижемской свиты целесообразно выделять два типа разрезов: золотокаменный, прибрежно-морской, и умбинский, образованный осадками конусов выноса. Наиболее качественные алмазы и их наибольшие содержания приурочены к разрезам умбинского типа.

Выводы

1. Предпосылки классической кимберлитовой ассоциации, представленной несколькими диатремами в пределах Вольско-Вымской гряды, на сегодняшний день не могут считаться неблагоприятными, поскольку здесь пока не выявлены не только промышленные, но и убого алмазоносные трубки. Как было отмечено выше, ранние фазы внедрения кимберлитов имеют К-Ar возраст 390±14 млн. лет. Однако не исключается более молодой возраст кимберлитовых трубок, что ставит под сомнение классификацию этих объектов как возможных источников девонской алмазоносной россыпи «Ичетью» и других девонских россыпей.

2. Имеющиеся материалы по потенциально алмазоносным магматическим породам рассматриваемой территории свидетельствуют, что главные перспективы в ближайшем будущем могут быть связаны с диатремами щелочно-ультраосновных пород, известных на Четласском Камне. Возраст их оценивается в интервале поздний рифей – ранний кембрий и, скорее всего, соответствует концу позднего рифея – венда. Первоочередным объектом для проведения как предварительного, так и полноценного опробования на алмазы следует считать массив Косью с установленной алмазоносностью пород. В этой связи следует отметить, что в последние годы алмазы найдены в минеттовых дайках Северного Тимана на непосредственном продолжении четласских структур [7].

3. Наибольшие перспективы поисков россыпных алмазов на Среднем Тимане связаны с терригенными отложениями девона в верховьях pp. Печорской Пижмы и Цильмы. Вопрос об алмазоносности мезозойских отложений остается слабоизученным. На сегодняшний день можно говорить лишь о принципиальной алмазоносности юрских терригенных толщ Тимана и Притиманья. В качестве промежуточных коллекторов четвертичных и современных россыпей алмазов Среднего Тимана могут рассматриваться все фанерозойские терригенные толщи разреза, начиная с малоручейской свиты.

4. Источниками сноса материала в среднеордовикские алмазоносные россыпи Среднего Тимана, скорее всего, являются позднерифейско-вендские кимберлитоподобные породы Четласского Камня. Это предположение подтверждается идентичностью состава минералов тяжелой фракции в четласских лампрофировых дайках и алмазоносных отложениях проявления Ичетью [8]. Не исключено также, что в качестве одного из источников алмазов упомянутого проявления являются отложения малоручейской свиты, площадное распространение которых совпадает с алмазопроявлениями в продуктивной ижемской свите.

Список литературы

1. Оловянишников В. Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – 164 с.

2. Охотников В.Н., Степаненко В.И., Белякова Л.Т. и др. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий. – Свердловск: УрО АН СССР, 1988. – 55 с.

3. Ивенсен В.Д. Магматизм Тимана и полуострова Канин. – М.; Л.: Наука, 1964. – 145 с.

4. Костюхин М. Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. – Л.: Наука, 1987. – 232 с.

5. Щербаков Э.С., Плякин А.М., Битков П.П. Динамические обстановки, контролировавшие формирование продуктивного пласта полиминеральной россыпи Ичетью // Геология девонской системы: Матер. международного симпозиума. – Сыктывкар: Геопринт, 2002. – С. 314–316. 6. Сели Р.И. Древние обстановки осадконакопления. – М.: Наука, 1989. – 294 с.

7. Смирнов М.Ю. Алмазоносные щелочные лампрофиры Северного Тимана // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Матер. Всероссийского совещания. – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 50–54.

8. *Макеев А.Б., Макеев Б.А.* Цинковые хромшпинелиды Среднего Тимана и Приполярного Урала // Докл. РАН. – 2005. – Т. 404, № 2. – С. 235–240.

УДК 551.24:551.71

ЯКУТСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ – УНАСЛЕДОВАННЫЙ ФРАГМЕНТ СУПЕРКОНТИНЕНТА КОЛУМБИЯ (2,0–1,3 МЛРД. ЛЕТ)

О.М. Розен¹, Н.Н. Зинчук², А.В. Манаков³, А.Я. Ротман³, В.П. Серенко³, З.В. Специус³

¹Геологический институт РАН, г. Москва ²Центр подготовки кадров АК «АЛРОСА», г. Мирный ³ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Якутская кимберлитовая провинция занимает большую часть палеопротерозойской Анабарской коллизионной системы на северо-востоке Сибирского кратона. Эта система состоит из гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов, образующих Анабарскую и Оленекскую тектонические провинции. Здесь были изучены образцы коровых включений в кимберлитах и кернах скважин с глубин 2–4 км, включающие преимущественно гранулитовые метамафиты. Выполнено 105 изотопных анализов Sm-Nd и Rb-Sr методами по минералам и валовым составам, частично подтвержденных U-Pb методом по цирконам. Показано, что в Анабарской системе коллизия террейнов, их аккреция, разогрев и метаморфизм происходили в интервале 2,2–1,6 млрд. лет, а остывание продолжалось вплоть до 1,35 млрд. лет назад. Судя по полученным датировкам, происходившая в это время амальгамация микроконтинентов в структуру суперконтинента Колумбия (2,0–1,3 млрд. лет), сопровождавшаяся непрерывным сжатием, длилась 0,6 млрд. лет. Такая продолжительность коры ранних суперконтинентов и в частности суперконтинента Колумбия. Сибирский кратон вместе с Якутской кимберлитовой провинцией оказывается реликтовым обломком суперконтинента Колумбия. Учитывая, что литосферный киль Якутской кимберлитовой провинции датируется по возрасту алмазов в 3,5 и 2,9 млрд. лет, можно предположить, что в аккреции суперконтинента участвовали коровые фрагменты вместе с фрагментами килей.

Древние кратоны, выходящие на поверхность (щиты) и перекрытые чехлом (платформы), представляют собой мозаику аккретированных палеоконтинентов (микроконтинентов) (например, [1]), превращенных в тектонические блоки (террейны и составные террейны, супертеррейны – провинции), ограниченные зонами столкновения – сутурами, или коллизионными швами. Коллизионные системы раннего докембрия формировались как горные сооружения Гималайского или Альпийского типа [2]. В определенные этапы геологической истории докембрия коллизионные процессы проявлялись глобально (повсеместно) и тогда, предположительно, все сиалические массы сбивались в один общий агрегат – суперконтинент. При этом процесс коллизионного столкновения, торошения и сжатия террейнов должен функционировать непрерывно во время существования суперконтинента, а на поверхности последнего, возможно, будет происходить накопление осадочных (платформенных) чехлов. Чрезвычайно длительное проявление сжатия коры установлено в пределах Анабарской коллизионной системы.

Возраст вещества террейнов Сибирского кратона и перекрывающих их складчатых поясов по многочисленным, но разрозненным определениям составляет 3,4–2,3 млрд. лет. Гранулитовый метаморфизм в террейнах по Sm-Nd минеральным изохронам, включающим гранат, пироксены, плагиоклаз и валовый состав из плагиогнейсов и метамафитов, датирован в 1,8–1,9 млрд. лет. Те же значения получены U-Pb методом по цирконам из мигматитов, гранитоидов и чарнокитов, локализованных в коллизионных зонах (обзор в [3, 4]). Совпадение датировок гранитов и гранулитов указывает на общий разогрев коллизионной призмы по модели [5].

Анабарская коллизионная система состоит из гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов, образующих Анабарскую и Оленекскую провинции. Здесь в дополнение к ранее известным возрастным данным по Анабарскому щиту [6] были датированы образцы коровых включений в кимберлитах и кернах скважин с глубин 2–4 км (рис. 1), включающие преимущественно гранулитовые метамафиты. Выполнено 105 изотопных определений [3, 4]. Sm-Nd методом получены модельные значения T(Nd)DM возраста суб-



Рис. 1. Схема геологического строения фундамента, расположения опробованных скважин и кимберлитовых полей в изученном регионе [3]: 1 – гранулит-гнейсовые террейны; 2 – гранит-зеленокаменные террейны; 3 – метаморфизованные вулканиты, осадки, гранитоиды складчатых поясов; 4 – гранитные батолиты [7]; 5 – разломы: а – раннепротерозойские сутуры, б – то же, надвиги с наклоном на CB, в – фанерозойские разломы-сдвиги; 6 – положительные аномалии магнитного поля ΔTa , более +5 мЭ [8], отражающие структуру фундамента; 7 – кимберлитовые поля, в которых опробованы коровые ксенолиты: 1 – Муна, 2 – Далдын, 3 – Алакит, 4 – Накын, 5 – Мирный; 8 – скважины и их номера [6] – а, номера отдельных образцов из скважин [9] – б. 9 – скважины, в керне которых проведены изотопногеохронологические исследования [3, 4]. На врезке – структура Сибирского кратона [6]: 1 – архейские террейны, 3,5–2,5 млрд. лет: а – гранит-зеленокаменные, б – гранулит-гнейсовые; 2 – протерозойские складчатые пояса, 2,4–2,0 млрд. лет; 3 – обнаженные площади. 4 – разломные зоны: а – ограничения кратона, б – сутуры в пределах кратона. Цифры в кружках – террейны: 1 – Маганский, 2 – Далдынский, 3 – Мархинский, 4 – Биректинский

страта – 3,2–2,4 млрд. лет и минеральные изохроны для возраста метаморфизма в интервале 2,20–1,63 млрд. лет [3], подтвержденные U-Pb методом по цирконам [4]. Единичные значения T(NdDM(2st) ~2,0 млрд. лет указывают на позднее внедрение мафитов, как и известной дайки долерита в анортозитах, происшедшее, вероятно, в связи с локальным коллапсом системы (рис. 2). Интервал значений Rb-Sr минеральных изохрон [3] отклоняется в сторону более молодых значений до 1,3 млрд. лет вследствие более низких температур (около 300°C) закрытия Rb-Sr системы. При датировании одного и того же образца обоими методами Rb-Sr значения возраста составляют примерно 0,8 от Sm-Nd- значений. Это свидетельствует о запаздывании закрытия изотопной Rb-Sr системы примерно на 300 млн. лет и характеризует возраст охлаждения коллизионной призмы, продлившийся вплоть до 1,3 млрд. лет назад.

В геологической истории первым был, по-видимому, суперконтинент Кенорленд, или Пангея-0 (2,7 млрд. лет назад), вторым – Лаврентия [1], или Пангея-1 в интервале 2,0–1,8 млрд. лет назад (обзор в [10, 11]). Последний суперконтинент объединил почти все коллизионные орогены того времени, однако процесс аккреции, по-видимому, был более длительным. Оказалось, что в совокупности с аккреционными магматическими орогенами Балтики и юга Канадского щита, которые непосредственно продлевают историю этого суперконтинента, его существование продолжалось вплоть до 1,3 млрд. лет назад. Этот суперконтинент, существовавший 2,0–1,3 млрд. лет назад, получил название Колумбия [11] (рис. 3).

Анабарская коллизионная система, расположенная, вероятно, на окраине этого суперконтинента, отражает сжатие, однородно-направленное к его центру в интервале времени 2,2–1,6 млрд. лет назад. Присутствие суперконтинента, неподвижного по отношению к погружающейся ячейке (полоидальная, центростремительная конвекция), вызывает тангенциальные силы (тороидальная, кольцевая конвекция), которые частично расщепляют континент вследствие сдвиговых деформаций при вращении плиты. Это ассоциированное вращение вызывает левосторонние сдвиги, проявленные в синхронных рапакиви-гранитных формациях как небольшие зоны рассланцевания, иногда залеченные поздними гранитными интрузиями [12] (рис. 4).



Рис. 2. Возраст процессов формирования и метаморфизма Анабарской коллизионной призмы по полученным данным [3]: 1-4 террейны, из которых отобраны пробы: 1 – Далдынский, 2 – Маганский, 3 – Мархинский, 4 – Биректинский; 5 возрастной тренд коллизионного метаморфизма. Для данных, полученных Rb-SR методом: 1 – область совпадений, 2 – область уменьшенных значений, полученных Rb-Sr методом

Рис. 3. Реконструкция палеопротерозойского cvперконтинента Колумбия [11] и положение Анабарской коллизионной системы: 1, 2 – архейский и палеопротерозойский фундамент: 1 – погребенный под фанерозоем или под континентальными льдами, 2 – обнаженный; 3 – коллизионные орогены, 2,1–1,8 млрд. лет; 4 аккреционные орогены, 1,8–1,3 млрд. лет

Длительное сжатие определяло компактность суперконтинента и высокое стояние континентальной коры в его пределах. Установленная длительность коллизионного сжатия (600 млн. лет) является максимальной из известных в настоящее время для коллизионных систем. В частности, проявленный 1,92–1,81 млрд. лет назад в южной Финляндии один из наиболее длительных циклов, включающий сжатие – коллапс – повторное сжатие, имеет общую продолжительность около 100 млн. лет [13]. Выявленная на Анабаре длительность сжатия сопоставима с продолжительностью существования фанерозойских платформ. Повидимому, суперконтинент Колумбия представлял собой устойчивое континентальное сооружение, подпиравшееся с краев ориентированными под него зонами субдукции. Полученные данные указывают на высокую и длительную стабильность коры ранних суперконтинентов и в частности суперконтинента Колумбия, сопоставимую с устойчивоестью фанерозойских платформ.


Рис. 4. Поля деформаций вокруг суперконтинента Колумбия во второй половине его эволюции [12]

Сибирский кратон вместе с Якутской кимберлитовой провинцией оказывается реликтовым обломком суперконтинента Колумбия. Учитывая, что литосферный киль Якутской кимберлитовой провинции датируется по возрасту алмазов в 3,5 и 2,9 млрд. лет, можно предположить, что в аккреции суперконтинента коровые террейны участвовали вместе с фрагментами их килей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 03-05-64736, 02-05-64779, 06-05-64332.

Список литературы

1. Hoffman P.F. United plates of America // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. - 1988. - V. 16. - P. 543-603.

2. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионное гранитообразование и расслоение земной коры. – М.: Научный мир, 2001. – 186 с.

3. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2006. – Т. 14, №6. – С. 3–24.

4. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Состав и возраст нижней коры северо-востока Сибирской платформы: изучение ксенолитов в кимберлитах и кернов глубоких скважин // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 2006. – № 4. – С. 18–28.

5. England, P.C., Thompson, B. Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // J. Petrol. – 1984. – V. 25. – P. 4. – P. 894–955.

6. Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В. и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры (по данным изучения керна скважин и включений в кимберлитах) // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 1. – С. 3–26.

7. *Карта* метаморфических и гранитных формаций СССР,1:10000000 / Ред. Б.Я. Хорева; Картфабрика ВСЕГЕИ. – Л., 1987.

8. Литвинова Т.П., Шмиярова Н.П., Ермошко Л.В. Карта аномального магнитного поля СССР и соседних территорий, 1:10000000 / Картфабрика Аэрогеология. – Л., 1978.

9. Смелов А.П., Ковач В.П., Габышев В.Д. и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отечеств. геология. – 1998. – № 6. – С.6–10.

10. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001. – 604 с.

11. Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent:assembly, growth and breakup // Earth-Sci. Rev. - 2004. - V. 67. - P. 91–123.

12. Vigneresse J.L. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent //. Precambrian Research. – 2005. – V. 137. – P. 1–34.

13. Nironen M., Elliott B.A., Rämö O.T. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence // Lithos. – 2000. – V. 53. – P. 37–58.

ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ

С.М. Саблуков¹, Л.И. Саблукова¹, Ю.Б. Стегницкий², В.И. Банзерук³

¹ИНПК «РУСГЕО», г. Москва ²ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный ³Нюрбинский ГОК АК «АЛРОСА», г. Мирный

Мантийные ксенолиты встречаются в породах всех фаз внедрения трубки Нюрбинская в значительном количестве и имеют размеры от 2-6 до 21 см. Всего изучено более 240 нодулей. Преобладают разнообразные гранатовые перидотиты и клинопироксениты, а также хромшпинелевые перидотиты, реже шпинелевые перидотиты и эклогиты групп А и В. Отмечаются редкие мегакристы оранжевого граната титанистой ассоциации, а также макрокристы оранжевого и красного граната эклогитового парагенезиса. Мантийные ксенолиты имеют зернистое строение, катаклазированные перидотиты практически отсутствуют, в то же время достаточно широко распространены полосчатые (расслоенные) породы и породы с неравновесными минеральными парагенезисами. Примерно 10% ксенолитов гранатовых перидотитов и клинопироксенитов содержат пикроильменит, состав которого необычен и не типичен для ильменитов из кимберлитов, необычный состав имеет и клинопироксен. Характер изменения Т-Р- параметров образования изученных нодулей соответствует кондуктивной геотерме 40 mW/m². Кимберлитовые трубки Накынского поля, вероятно, древнее по возрасту других алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии и геохимическим и минералогическим своеобразием своего состава, возможно, отражают раннее состояние литосферной мантии, более примитивной, не подвергшейся ещё такому интенсивному железотитанистому мантийному метасоматозу под воздействием позднедевонского астеносферного диапира (мантийного плюма), как мантийный субстрат более молодых кимберлитов Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Верхне-Мунского районов. Аналогичное изменение химического состава (резкое повышение содержания титана, железа и понижение содержания алюминия) характерно и для более молодых, посткимберлитовых базитов трубки Нюрбинская по отношению к более древним, докимберлитовым базитам этой трубки.

Алмазоносные кимберлиты Накынского поля, открытого в 1994 г., обособлены от алмазоносных кимберлитов других районов Якутии не только территориально, но и по большинству характеристик вещественного состава, прежде всего, по преобладанию среди глубинных минералов хромшпинелида и пиропа при практически полном отсутствии пикроильменита, по существенно флогопитовому составу основной массы кимберлитов, а также по необычно низкому содержанию всех некогерентных элементов за исключением калия и рубидия [1–5 и др.].

Изучению отдельных глубинных минералов трубок поля (преимущественно граната и хромшпинелида, реже клинопироксена и пикроильменита) посвящена обширная литература [2–4, 6, 7]), однако информация о мантийных ксенолитах из кимберлитов Накынского поля весьма скудна. Очень детальные работы посвящены изучению уникальных алмазоносных мантийных ксенолитов и сростков минералов, обнаруженных при обогащении кимберлитов трубки Нюрбинская в период эксплуатации карьера [8, 9], в то же время о присутствии в трубке мантийных включений упоминается вскользь и без уточнений. Отмечается присутствие единичных мелких включений серпентинитов, гранатовых серпентинитов, дистеновых эклогитов и глиммеритов [10]. Несколько более полно описаны мантийные ксенолиты из трубки Ботуобинская [11], которая по особенностям состава очень сходна с трубкой Нюрбинская. Поэтому изучение ксенолитов мантийных пород в трубке Нюрбинская представляет собой несомненный интерес для уточнения строения и состава литосферной мантии Накынского поля в целом и выявления причин своеобразия кимберлитов этого поля.

Объекты исследований и аналитические методы

Документация керна скважин (800 пог. м), осмотр стенок карьера и материала рудного двора в период август 2006 г. – сентябрь 2007 г. показали, что мантийные ксенолиты встречаются в породах всех фаз внедрения трубки Нюрбинская в значительном количестве: на отдельных интервалах скважин их содержание достигает 6,3 шт./10 пог. м керна. Всего за время работ было обнаружено более 240 мантийных ксенолитов. Ксенолиты имеют достаточно крупные размеры (рис. 1): преобладающий размер – 4–6 см, максимальный – 21,2 см (вес 3,5 кг). Ничего подобного ни по количеству, ни по размерам (рис. 2) не было обнаружено нами при изучении более 20.000 пог. м керна на трубках месторождения им. М.В. Ломоносова, с которыми часто сопоставляют трубку Нюрбинская [5], в то же время подобные размеры ксенолитов обычны для кимберлитовых трубок других районов Якутии.

Ксенолиты имеют обычно овальную форму, очень сильно, иногда зонально изменены (серпентинизированы, сапонитизированы, карбонатизированы, окварцованы), от замещения сохраняются только гранат и рудный минерал, иногда присутствуют реликты флогопита, клинопироксена и амфибола.



Рис. 1. Общий вид мантийных ксенолитов из кимберлитовых пород трубки Нюрбинская



Глубинные включения изучались визуально и в прозрачных шлифах. Химический состав минералов (327 анализов) был определён на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX-50 при оптимальном режиме: напряжение 15 kV, ток 15 пА (лаборатория ГИНцветмет, аналитик А.И. Цепин).

Рис. 2. Характер распределения по размерам мантийных ксенолитов из кимберлитовых пород трубки Нюрбинская (вверху) и трубок месторождения им. М.В. Ломоносова, Зимний Берег, Архангельская алмазоносная провинция (внизу)

Петрографические разновидности нодулей

Для группировки нодулей нами использовались классификационные принципы разных авторов [12– 16]. Глубинные включения разделяются на *включения глубинных пород* (в том числе и продукты их дезинтеграции – ксенолиты, микроксенолиты, сростки, ойкокристы, ксенокристы) и *мегакристы* (макрокристы).

Группировка мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская осложняется сильной изменённостью пород, а также необычным составом некоторых минералов и существенными различиями состава разных зёрен минералов одного вида в некоторых образцах (иногда по зонам), т. е., вероятно, неравновесным характером минеральных парагенезисов. На нынешнем этапе исследований можно провести лишь *предварительную* группировку обнаруженных мантийных ксенолитов по типам и разновидностям.

Спектр разновидностей глубинных включений в кимберлитах трубки Нюрбинская достаточно широк: это разнообразные гипербазиты (включая комбинированные породы сложного строения), базиты, а также мегакристы (или макрокристы).

Среди мантийных ксенолитов резко преобладают гипербазиты, прежде всего гранатовые, меньше хромшпинелевые, для них характерны относительно равномернозернистые структуры – аллотриоморфнозернистые и гипидиоморфнозернистые, признаки динамометаморфизма имеют слабую степень развития в виде элементов рекристаллизации оливина по небольшим зонкам и полосам, в то время как типичные катаклазированные гипербазиты практически отсутствуют. Довольно часто проявлены признаки метасоматоза – флогопитизация граната и клинопироксена.

Среди безгранатовых гипербазитов выделяются шпинелевые и хромшпинелевые перидотиты.

Шпинелевые перидотиты встречаются редко (8 шт. – 4,8%), они имеют мелкокристаллическую структуру (с элементами сидеронитовой) и массивную текстуру. Мелкие неправильной формы зёрна хромшпинелида равномерно распределены в основной оливиновой ткани и выполняют интерстиции между зёрнами оливина.

Хромшпинелевые перидотиты распространены более широко (16 шт. – 9,6 %). Породы состоят преимущественно из изменённого оливина, в некоторых образцах отмечаются псевдоморфозы по клинопироксену в количестве 1–3% (до 10 %). Содержание хромшпинелида также невысокое: от единичных зёрен до 1%. Иногда отмечаются крупные лейсты хлоритизированной слюды. Структура пород мелко-, среднекристаллическая, текстура массивная. Хромшпинелид встречается в виде мелких (0,1–0,2 мм) зёрен различной формы: плоскогранных октаэдров, комбинационных кристаллов, мириоэдров и ксеноморфных зёрен, причём в одном образце могут присутствовать зёрна разной морфологии.

Большая часть мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская представлена гранатовыми разновидностями пород.

Гранатовые перидотиты зернистые, массивные – это самая многочисленная и разнообразная группа в изученной коллекции (106 шт. – 63,9 %). Соотношение породообразующих минералов довольно сильно меняется, но для большинства образцов характерен существенно оливиновый состав (70–99 % оливина). Клинопироксен встречается в большинстве образцов, но содержание его обычно менее 5 %, редко до 10– 30 %, форма выделений неправильная, нередко интерстициальная. Обычно клинопироксен изменён, иногда отмечаются реликты зёрен изумрудно-зелёного цвета. Псевдоморфозы ортопироксена идентифицируются с трудом и отмечаются в редких образцах в количестве менее 1–2 %. Содержание пиропа (так же, как и клинопироксена) меняется от единичных зёрен до 20–25 %. Цвет зёрен пиропа весьма разнообразен: оранжевокрасный, красный, малиновый, фиолетовый, сиреневый различной густоты окраски. В некоторых образцах этой группы отмечаются зёрна хромшпинелида (по морфологии аналогичные зёрнам из хромшпинелевых перидотитов) или единичные зёрна пикроильменита (0,5 мм), а также крупные лейсты обычно хлоритизированного флогопита, редко ярко-зелёного амфибола. Структура пород мелко-, среднекристаллическая, аллотриоморфнозернистая или гипидиоморфнозернистая, иногда с элементами полигональной (протогранулярной). Текстура массивная, реже ориентированная, обусловленная субпараллельными прерывистыми цепочками граната в основной оливиновой ткани породы.

Реже встречаются *гранатовые перидотиты зернистые, полосчатые* (7 шт. – 4,2 %), характеризующиеся сложным и неоднородным строением. Структура пород среднекристаллическая, панидиоморфно- или аллотриоморфнозернистая, текстура такситовая. В образцах наблюдаются полосы, обогащённые клинопироксеном и гранатом (до 30–50 %), редко ортопироксеном. Породообразующие минералы (кроме граната) изменены, лишь в единичных образцах сохранился изумрудно-зелёный хромдиопсид. Пиропы разнообразны по цвету: красные, малиновые и фиолетовые, преимущественно бледных тонов. В зонах, обогащённых гранатом, в некоторых образцах совместно присутствуют пиропы различных оттенков: бледно-малиновый и бледно-фиолетовый, бледно-розовый и бледно-красный, однако по составу они различаются слабо.

В некоторых образцах зернистых гранатовых перидотитов субпараллельная полосчатость проявлена очень отчётливо, вплоть до образования контрастных по составу слоёв гранатовых перидотитов и гранатовых клинопироксенитов – эти образцы образуют группу пород переходного типа между гранатовыми перидотитами и гранатовыми клинопироксенитами, в том числе и по составу граната, обычно низкохромистому. В породах этого типа нередко отмечаются мелкие интерстициальные выделения пикроильменита.

Гранатовые клинопироксениты (17 шт. – 10,2 %) характеризуются средне-крупнокристаллической, гипидиоморфнозернистой структурой, массивной текстурой и примерно равным соотношением граната и клинопироскена. Для части образцов характерны обширные области зон плавления (или метасоматической проработки), проявленные в замещении клинопироксена мелкочешуйчатым агрегатом хлоритизированного флогопита. Гранат имеет различный цвет: оранжевый, бледно-желтовато-оранжевый, бледно-желтовато-розовый, бледно-красновато-малиновый. В некоторых образцах присутствуют гранаты разного цвета и состава. Реликты клинопироксена имеют бледно-зелёный цвет. Треть образцов клинопироксенитов содержит выделения пикроильменита неправильной формы, иногда вместо ильменита присутствует рутил. Часть гранатовых клинопироксенитов можно, вероятно, отнести к наиболее магнезиальным эклогитам группы А [15], несмотря на низкожелезистый состав клинопироксена и граната (см. ниже).

Мегакристы (макрокристы) граната (12 шт. – 7,2 %) встречаются очень редко, всего обнаружено 12 таких образцов размером от 0,8 до 3 см. Цвет гранатов оранжевый и красный.

Химия минералов

Хромшпинелиды из *хромшпинелевых перидотитов* характеризуются широкими вариациями состава (рис. 3, Б), это высокохромистые разновидности (45–62 % Cr_2O_3) с пониженным содержанием FeO (менее 20 %) и TiO₂ (менее 1 %). Точно такой же состав имеют и хромшпинелиды из *гранатовых перидотитов*, лишь содержание TiO₂ иногда повышается в них до 1,56 %. Судя по близкому составу зёрен хромшпинелида с характерным изоморфизмом $Cr^{3+} \Leftrightarrow Al^{3+}$, ксенолиты этих двух типов принадлежат разным фациям глубинности: от гроспидитовой (C_2) и коэситовой (C_3) до алмаз-пироповой (D), но образуют единую по происхождению совокупность нодулей. В то же время хромшпинелид шпинелевых перидотитов по особенностям состава (менее 30 % Cr_2O_3 , около 30 % Al_2O_3 , 26–44 % FeO) соответствует низкобарической шпинельпироксеновой фации глубинности В [13, 17, 18], при этом резко отличаясь от хромшпинелидов из двух других разновидностей нодулей, что может указывать на принадлежность ксенолитов шпинелевых перидотитов к совершенно самостоятельному (обособленному) типу нодулей (и не обязательно мантийного происхождения) – в отличие от мантийных ксенолитов месторождения им. М.В. Ломоносова, в которых хромшпинелиды из нодулей образуют единый непрерывный ряд от пикотита (фация В) до хромита (фация D) [17, 18].

Гранаты из *гранатовых перидотитов массивных* по составу разнообразны, они содержат переменное количество Cr₂O₃ (от 0,5 до 9%) с преобладанием низко- и умеренно-хромистых разновидностей лерцолитового парагенезиса, лишь единичные зёрна гранатов принадлежат к верлитовому и дунит-гарцбургитовому



Рис. 3. Особенности химического состава минералов из мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская на диаграммах: А – граната [12]; Б – хромшпинелида [12]; В – пикроильменита [19]; Г – клинопироксена [17,18]. Условные обозначения: минералы из ксенолитов: 1 – шпинелевых перидотитов; 2 – хромшпинелевых и гранатовых перидотитов; 3 – гранатовых перидотитов с пикроильменитом; 4 – гранатовых клинопироксенитов и эклогитов; 5 – гранатовых клинопироксенитов и эклогитов с пикроильменитом; 6 – мегакристов граната

парагенезисам (рис. 3, А), причём в нодулях, не содержащих хромшпинелида, отмечаются более высокохромистые (5–9 % Cr₂O₃) и высокотитанистые (0,2–0,6 % TiO₂) гранаты. Все проанализированные гранаты из *гранатовых перидотитов полосчатых* относятся к низкохромистой (0,6–3,74 % Cr₂O₃) разновидности лерцолитового парагенезиса с повышенным содержанием FeO (8–10 %).

Гранатовые клинопироксениты по составу граната можно разделить на 2 разновидности. Высокомагнезиальные гранаты первой разновидности с низким содержанием Cr_2O_3 (0,07–0,18 %) и повышенным FeO (9,9–11,7 %) по классификации Шульца [16] соответствуют гранатам эклогитов группы II (А) и близки по составу к гранатам кластерной группы G7 из алмазоносных ксенолитов трубки Нюрбинская [8, 9], а высокомагнезиальные гранаты с повышенным содержанием Cr_2O_3 (1,84–2,24 %) и пониженным FeO (7,6–9,1 %) соответствуют гранатам из перидотитов и клинопироксенитов, причём в некоторых изученных нодулях присутствуют гранаты обеих разновидностей.

Гранаты из *ильменитсодержащих* разновидностей перидотитов и клинопироксенитов характеризуются умеренным содержанием Cr_2O_3 (до 2, редко 3 %) и иногда повышенным содержанием TiO_2 (до 0,25–0,5 %).

Оранжевые *макрокристы* граната характеризуются низким содержанием Cr_2O_3 (0,11–0,17 %) и повышенным содержанием FeO (9,68–20,66 %), иногда TiO₂ (0,40–0,76 %) и CaO (до 10,33 %). Красные макрокристы граната характеризуются более высоким содержанием Cr_2O_3 (0,71 %) и пониженным содержанием FeO (8,747 %) и TiO₂ (0,15 %). По классификации [16], оранжевые гранаты соответствуют мегакристам титанистой ассоциации и эклогитам групп A и B, а красные – эклогитам группы A.

Пикроильменит из разных типов мантийных ксенолитов характеризуется повышенным содержанием TiO₂, MgO и Cr₂O₃, практически не содержит гематитового компонента, и на классификационной диаграмме (рис. 3, В) его состав выходит за пределы области составов типичных кимберлитовых пикроильменитов [19]. В то же время в *перидотитах* пикроильменит содержит в целом больше, чем в *клинопироксенитах* MgO (11,9–15,3 % против 9,98–13,75 %) и особенно Cr_2O_3 (1,12–1,82 % против 0,25–0,89 %).

Для клинопироксена из разных типов нодулей трубки Нюрбинской (рис. 3, Г) характерны неожиданно близкие особенности состава: высокая кальциевость (49,9 – от 47,6 до 50,6), повышенное содержание натрия (2–5 %) и алюминия (3,5–5,5 %), пониженное содержание железа (1,3–2,4 %) и магния (12,6–15,0 %) при переменных содержаниях хрома (0,07–3,85 %). Состав клинопироксенов лишь единичных образцов выходит из этих узких рамок. При этом составы клинопироксенов из гранатовых и хромшпинелевых перидотитов очень близки, различие между клинопироксенами из перидотитов и клинопироксенитов (включая эклогиты) отчётливо проявляется только по содержанию хрома (меньше 1 % и больше 1 % Сг₂О₃ соответственно), а породы, содержащие пикроильменит, по составу клинопироксена слабо отличаются от соответствующих безильменитовых разновидностей. В целом, по составу клинопироксена нодули трубки Нюрбинской заметно отличаются от нодулей из кимберлитов и глинозёмистой серии Зимнего Берега (месторождение им. М.В. Ломоносова), и железотитанистой серии (месторождение им. В. Гриба) [18, 20, 21], а также, вероятно, от клинопироксенов из нодулей кимберлитовых трубок других полей Якутской провинции.

В целом минералы мантийных нодулей трубки Нюрбинской достаточно разнообразны по составу, причём состав некоторых минералов, особенно клинопироксена и пикроильменита, необычен для кимберлитовых пород других регионов. При этом присутствие пикроильменита в нодулях не сопровождается соответствующим изменением состава других минералов (клинопироксена и граната), что обычно характерно для ксенолитов ильменитовых перидотитов (мантийных пород Fe-Ti-серии по Маракушеву) [14]. Поэтому практически все изученные ксенолиты условно можно отнести к Mg-Al-серии мантийных пород по [14], в то же время к Fe-Ti-серии мантийных пород можно условно отнести лишь некоторые макрокристы (мегакристы) титанистого граната. Кроме того, необходимо отметить существенное различие состава разных зёрен минералов одного вида (прежде всего, граната) в некоторых образцах, т. е. неравновесный характер их минеральных парагенезисов.

Т-Р-параметры образования нодулей

Для расчёта Т-Р-параметров образования мантийных ксенолитов использовался состав минералов из

T°C 0 ca: Cox+Gar NS94T NS94F гранатовый перидотит 0 гранатовый клинопироксенит И ЭКЛОГИТ

наиболее распространённого в разных типах нодулей минерального парагенезиклинопироксен+гранат (Cpx+Ga). Температура определялась по геотермометру NS94T, давление – по барометру NS94P [22] в соответствующих модификациях метода для перидотитов и эклогитов. Небольшой разброс полученных результатов и непротиворечивость их петрографическим особенностям ксенолитов подтверждают корректность применения этого метода (рис. 4).

Рис. 4. Условия образования мантийных ксенолитов из кимберлитовых пород трубки Нюрбинская. Температура и давление рассчитаны по парагенезису гранат-клинопироксен [22]. Линия графит-алмаз по [23]; линии кондуктивных геотерм по [25]

P, kbar

Для гранатовых перидотитов (23 образца) отмечается очень узкий диапазон изменения Т-Р-параметров образования: 768–928 °C (до 1002 °C) и 29,8–37,5 кбар (до 40,5 кбар), причём однотипными по этим параметрам оказались разные петрографические типы перидотитов, в том числе ильменитсодержащие. Почти точно такие же Т-Р-параметры образования характерны и для разных типов гранатовых клинопироксенитов и эклогитов (8 образцов): 796–945 °С (до 948 °С) и 30,3–35,5 кбар (до 43,7 кбар). Лишь один образец эклогита соответствует области стабильности алмаза [23] (практически на границе перехода графит-алмаз), остальные нодули соответствуют условиям гроспидитовой и коэситовой субфации глубинности [13]. В целом характер изменения параметров образования изученных нодулей и перидотитов и эклогитов разных типов хорошо соответствует кондуктивной геотерме 40 mW/m² [24].

Обсуждение результатов

Таким образом, среди мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская преобладают разнообразные гранатовые перидотиты и клинопироксениты, а также хромшпинелевые перидотиты, реже шпинелевые перидотиты и эклогиты групп А и В [15]. Отмечаются редкие мегакристы оранжевого граната титанистой ассоциации, а также оранжевого и красного граната эклогитового парагенезиса. Мантийные ксенолиты имеют зернистое строение, катаклазированные перидотиты практически отсутствуют, в то же время достаточно широко распространены полосчатые (расслоенные) породы с неравновесными минеральными парагенезисами. Примерно 10 % ксенолитов гранатовых перидотитов и клинопироксенитов содержат пикро-



ильменит, состав которого необычен и не типичен для ильменитов из кимберлитов, необычный состав имеет и клинопироксен.

Судя по составу минералов, а также по расчёту Т-Р-параметров образования, изученные мантийные ксенолиты характеризуют лишь среднюю часть разреза мантийных пород, захваченных кимберлитовой магмой. Отдельные глубинные минералы из концентратов кимберлитов характеризуют более широкий интервал прорванных мантийных пород.

В целом по количеству, размерам мантийных ксенолитов и резкому преобладанию ксенолитов гранатовых перидотитов кимберлиты трубки Нюрбинская более близки к кимберлитам других полей Якутии и кимберлитам группы-1, чем к геохимически сходным кимберлитам месторождения им. Ломоносова Архангельской провинции [5]. В то же время широкое развитие хромшпинелевых перидотитов, присутствие в ксенолитах пикроильменита необычного состава и отсутствие характерных мегакристов пикроильменита резко обособляют кимберлиты трубки Нюрбинской от других якутских кимберлитов.

Возможно, отчётливое своеобразие состава кимберлитов Накынского поля по большинству характеристик вещественного состава связано с латеральными неоднородностями мантийного субстрата Якутской провинции, однако не исключено, что такие резкие различия могут быть обусловлены и разным временем внедрения кимберлитов, которое зафиксировало частное, конкретное состояние мантии в разные периоды её развития. Но серьёзные расхождения в имеющихся результатах радиогеохронологических определений кимберлитов Накынского поля – от 332 до 450 млн. лет [25–28] не позволяют подтвердить это предположение.

Проведённое нами одновременное изучение одних и тех же образцов кимберлитовых пород трубки Нюрбинская К-Аг методом (3 образца: 396 ± 8 млн. лет, $404,5 \pm 9,0$ млн. лет, 399 ± 8 млн. лет, среднее - $399,8 \pm 8$ млн. лет) и Rb-Sr методом (изохронный возраст $399,6 \pm 4,6$ млн. лет, N=5, первичное 87 Sr/ 86 Sr = $0,70522 \pm 0,00019$; CKBO=1,3) позволяет считать достоверно определённым возрастом внедрения трубки Нюрбинская (и, вероятно, других трубок Накынского поля) $399,6 \pm 4,6$ млн. лет – ранний девон, эмсский век D₁em [29]. Этот возраст заметно, более чем на 40 млн. лет, древнее позднедевонско-раннекарбонового (340– 350 млн. лет) возраста кимберлитов других алмазоносных районов Якутии [30]. Возможно, именно более древний возраст трубки Нюрбинская предопределил своеобразие её состава по отношению к более молодым кимберлитам других алмазоносных полей Якутии.

Кимберлитовая трубка Нюрбинская представляет собой сложнопостроенный вулканический комплекс, образованный в результате многоэтапного проявления локальной вулканической активности. Кроме нескольких магматических тел, образованных разными фазами внедрения собственно кимберлитов, в этот вулканический комплекс входят более древняя интрузия дотрубочных долеритов (ксенолиты которой встречаются в кимберлитах) и прорывающая кимберлиты посттрубочная интрузия долеритов [3, 31]. Причём петрографически однотипные, но явно разновремённые вулканические тела базитов (разделённые этапом внедрения кимберлитов) характеризуются отчётливо разными геохимическими особенностями (исследования продолжаются – в этой статье приводятся только первые их результаты). Наиболее яркими петрохимическими отличиями докимберлитовых (древних) базитов трубки является резко пониженное содержание титана (в 6 раз), железа (в 2 раза), а также фосфора (в 6 раз), повышенное – алюминия (в 1,5 раза) по сравнению с посткимберлитовыми (молодыми) базитами трубки.

Интересно отметить, что и между кимберлитами Накынского поля (более древними, раннедевонскими) и кимберлитами других полей Якутии (более молодыми, позднедевонскими и мезозойскими) наиболее яркие петрохимические различия проявлены также в резко пониженном содержании титана и железа и в повышенном содержании алюминия в более древних накынских кимберлитах.





более молодыми телами базитов в трубке Нюрбинская, и согласующиеся с ними отчётливые геохимические различия между более древними кимберлитами этой трубки и более молодыми кимберлитами других районов Якутии (рис. 5) обусловлены влиянием однотипных геологических процессов, которые оказали сходное воздействие на соответствующие зоны верхней мантии – области магмогенерации и базитов, и кимберлитов.

Рис. 5. Особенности химического состава вулканических пород трубки Нюрбинская в координатах: FeO_{общ} – TiO₂. Кружки – кимберлиты разных типов; квадрат – ксенолит дотрубочного долерита; треугольники – посттрубочная интрузия долеритов (скв. 32/265); ромб – тело базальтов (покров?) в 160 м к востоку от трубки (скв. 4/660) Таким глобальным геологическим процессом, резко изменившим геохимические (по меньшей мере) характеристики верхней мантии и обусловившим интенсивное проявление железотитанового мантийного метасоматоза, могло быть воздействие астеносферного диапира, интрузива или по-другому – мантийного плюма. Более древние геологические тела (и базиты, и кимберлиты), внедрившиеся раньше (до) воздействия плюма, возможно, отражают состав древней геохимически истощённой литосферной мантии. В то же время более молодые геологические тела (и базиты и кимберлиты), внедрившиеся после воздействия плюма, возможно, отражают состав в разной степени метасоматизированной и геохимически обогащённой (под воздействием плюма) верхней мантии. Это проявляется как в геохимических особенностях соответствующих разновозрастных пород, так и в особенностях непосредственных фрагментов мантийных пород – глубинных включений, которые могут фиксировать частное, конкретное состояние мантии в разные периоды её развития (до внедрения плюма и после его внедрения).

Более древние (доплюмовые) магматиты – раннедевонские кимберлиты трубки Нюрбинская и прорываемые ею базиты характеризуются низким содержанием железа и титана, а также отсутствием пикроильменита в кимберлитах (и нетипичным, «некимберлитовым» составом пикроильменита в редких мантийных ксенолитах), а более молодые магматиты (постплюмовые) – и базиты, прорывающие кимберлиты трубки Нюрбинская, и позднедевонские и мезозойские кимберлиты других полей Якутии характеризуются повышенным содержанием железа и титана, а также постоянным присутствием или очень высоким содержанием пикроильменита в кимберлитах (и типичным «кимберлитовым» составом пикроильменита и в кимберлитах, и в мантийных ксенолитах).

Постплюмовое, метасоматизированное состояние верхней мантии зафиксировано в большинстве кимберлитовых полей Якутии, а возможное доплюмовое, «реликтовое» состояние геохимически истощённой верхней мантии – только в кимберлитах Накынского поля. Поэтому непосредственное изучение фрагментов мантийных пород из кимберлитов Накынского поля может представлять несомненный интерес как изучение реликтовых пород, характеризующих уже несуществующие, преобразованные последующими геологическими событиями зоны верхней мантии. Это *непосредственное* изучение фрагментов мантийных пород не менее, а может быть, и более важно и интересно, чем *косвенное*, опосредованное изучение мантийных пород через геохимические и изотопные характеристики содержащих их кимберлитов.

Заключение

В целом по количеству, размерам мантийных ксенолитов и резкому преобладанию ксенолитов гранатовых перидотитов кимберлиты трубки Нюрбинская более близки к кимберлитам других полей Якутии и кимберлитам группы-1, чем к геохимически сходным кимберлитам месторождения им. М.В. Ломоносова Архангельской провинции [5]. В то же время широкое развитие хромшпинелевых перидотитов, присутствие в ксенолитах пикроильменита необычного состава и отсутствие характерных мегакристов пикроильменита резко обособляют кимберлиты трубки Нюрбинская от других якутских кимберлитов. Судя по составу минералов, а также по расчёту Т-Р-параметров образования, изученные мантийные ксенолиты характеризуют лишь среднюю часть разреза мантийных пород, захваченных кимберлитовой магмой.

Трубка Нюрбинская, как и все известные кимберлитовые трубки Накынского поля, вероятно, древнее по возрасту других алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии и геохимическим и минералогическим своеобразием своего состава, возможно, отражает раннее состояние мантии, более примитивной, не подвергшейся ещё такому интенсивному железотитанистому мантийному метасоматозу под воздействием позднедевонского астеносферного диапира (мантийного плюма), как мантийный субстрат более молодых кимберлитов Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Верхне-Мунского районов.

Авторы выражают глубокую признательность всем геологам и сотрудникам технических служб Нюрбинского ГОКа, Мирнинской ГРЭ и ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» за предоставленную возможность изучения стенок карьера, материала рудного двора, керна скважин и всемерную помощь в проведении полевых работ.

Список литературы

1. Cherny S.D., Fomin A.S., Yanygin Ju.T. et al. Geology and composition of the Nakyn field kimberlite pipes and diamond properties (Yakutia) // 7-th IKC. Exstented Abstracts. – Kape Town, 1998. – P. 9–10.

2. Томиин М.Д., Фомин А.С., Яныгин Ю.Т. и др. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. – 1998. – Т.39, № 12. – С. 1693–1703.

3. Корнилова В.П., Фомин А.С., Зайцев А.И. Новый тип алмазоносных кимберлитовых пород на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. – 2001. – № 13–14. – С. 105–117.

4. Зинчук Н.Н., Алябьев С.Г., Банзерук В.И. и др. Геология, вещественный состав и алмазоносность кимберлитов Накынского поля Якутии (на примере трубки Нюрбинская) // Геология алмаза – настоящее и будущее. – Воронеж, 2005. – С. 807–824.

5. Голубева Ю.Ю., Первов В.А., Кононова В.А. Низкотитанистые алмазоносные кимберлиты – новый петрогеохимический тип. Сравнение Накынских (Якутия) и Золотицких (Архангельская область) разновидностей // Региональная геология и металлогения. – 2006. – № 27. – С. 15–25. 6. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Зинчук Н.Н. Аномальные кимберлиты Сибирской платформы и кратона Слейв, Канада, их важнейшие особенности в связи с проблемой прогнозирования и поисков // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Матер. Всерос. совещ. – Сыктывкар, 2001. – С.19–21.

7. Ащенков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я. и др. Особенности строения литосферной мантии Накынского кимберлитово поля и по ксенолитам и ксенокристаллам кимберлитовой трубки Нюрбинская // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами: Труды IV Междунар. семинара. – Иркутск; Улан-Удэ, 2004. – С. 145–165.

8. Специус З.В., Митюхин С.И., Иванов А.С., Банзерук С.В. Ассоциации с алмазом в кимберлитовых трубках Накынского поля: приложение к методике поисков // Геология алмаза – настоящее и будущее. – Воронеж, 2005. – С. 1083–1095.

9. Специус З.В., Тейлор Л., Валей Д. Химизм и δ¹⁸О гранатов в алмазоносных ксенолитах из трубки Нюрбинская // Глубинный магматизм, его источники и плюмы: Труды VI Междунар. семинара. – Иркутск; Мирный, 2006. – С. 71–95.

10. Занкович Н.С., Зинчук Н.Н. Петрографо-минералогические характеристики кимберлитовых пород разных фаз внедрения трубок Накынского поля // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж, 2001. – С. 54–72.

11. Специус З.В., Серенко В.П. Глубинные ксенолиты из кимберлитов Накынского поля // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 191–195.

12. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 264 с.

13. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова, Н.В. Соболева. – Новосибирск: Наука, 1975. – 272 с.

14. Маракушев А.А. Нодули перидотитов в кимберлитах и базальтах как показатели глубинного строения литосферы // 27 МГК. Петрология. Секция С.09. Доклады. Т.9. – М.: Наука, 1984. – С.153–161.

15. Coleman R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W., 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities // Bull. Geol. Soc. Amer. - 76, 3. - P. 483-508.

16. *Schulze D.J.* A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds // Jones, A.G., Carlson, R.W. and Grutter, H. (Eds.) A Tale of Two Cratons: The Slave-Kaapvaal Workshop // Lithos. – 2003. – V. 71 (2-4). – P. 195–213.

17. Саблуков С.М., Будкина Л.И. Глубинные включения и особенности химического состава сосуществующих минералов // Тр. ЦНИГРИ. – 1988. – Вып. 229. – С. 16–23.

18. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Петрология. – 2000. – Т. 2, № 5. – С. 525–554.

19. Wyatt, B.A, Baumgartner, M., Ancar, E. and Grutter, H., 2004. Compositional classification of "kimberlitic" and "non-kiberlitic" ilmenite // 8-th International Kimberlite Conference Selected Papers. – Vol. 2. – Lithos. – 77. – P. 819–840.

20. Саблуков С.М. О петрохимических сериях кимберлитовых пород // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 313, № 4. – С. 935–939.

21. Саблукова Л.И., Саблуков С.М., Веричев Е.М., Головин Н.Н. Петрография и химия минералов мантийных ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, Зимний Берег, Россия // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма: Труды III Междунар. семинара. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. – С. 159–187.

22. Nikitina L.P., Simakov S.K. TERRA nova // 5-th International EMPG Symposium. – 1994. – V. 6. – P. 34. 23. Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // J. Geophys. Res. – 1976. –

V. 81. – P. 2467–2470.

24. Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thikness // Tectono-physics. - 1977. - V. 38. - P. 279-296.

25. Shamshina E.A., Zaitsev A.I. New age of Yakutian kimberlites // 7-th IKC: Exstented Abstracts. - Kape Town, 1998. - P. 783-784.

26. Agashev A.M., Fomin A.S., Watanabe T., Pokhilenko N.P. Preliminary age determination of recently discovered kimberlites of the Siberian kimberlite province // 7-th IKC: Exstented Abstracts. – Kape Town, 1998. – P. 9–10.

27. Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В. и др. Новые данные о возрасте кимберлитов якутской алмазоносной провинции // Докл. РАН. – 2004. – Т. 399, № 1. – С. 95–99.

28. Саблуков С.М., Банзерук В.И., Саблукова Л.И. и др. Древний возраст кимберлитов Накынского поля (Якутия) – одна из причин своеобразия их вещественного состава // Новые идеи в науках о Земле: Матер. VIII Междунар. конф. – М., 2007. – Т. 5. – С. 209–212.

29. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма Северо-Востока Сибирской платформы. – Якутск, 1984. – 128 с.

30. Земнухов А.Л., Зайцев А.И., Копылова А.Г. и др. Базитовый магматизм Ханнья-Накынского междуречья // Геология алмаза – настоящее и будущее. – Воронеж, 2005. – С. 482–494.

ПЕРВЫЕ SM-ND И RB-SR ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО КСЕНОЛИТАМ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЗАПАДНО-УКУКИТСКОГО ПОЛЯ

А.П. Смелов, А.И. Зайцев, О.Б. Олейников

ИГАБМ СО РАН, г. Якутск

Впервые изучены ксенолиты метаморфизованных щелочных ультраосновных и основных пород из кимберлитов Западно-Укукитского поля. Нормативный минеральный и химический состав ксенолитов свидетельствует, что первоначально породы были представлены слюдяными лампрофирами, метаморфизованными при P-T- параметрах, соответствующих области устойчивости жадеита и омфацита в основных породах. Возраст отделения расплава лампрофиров от мантийного источника по изотопии Nd оценивается в интервале 700–960 млн. лет, возраст завершения метаморфических преобразований по Rb-Sr изохроне – 503 млн. лет. Установлено, что сам факт проявления лампрофирового магматизма в неопротерозое може свидетельствовать о возможности проявления как кимберлитового, так и лампроитового магматизма в этот этап развития земной коры Северо-Азиатского кратона. В результате получены данные, подтверждающие гипотезу о возможном докембрийском возрасте коренных источников алмазов, по крайней мере, для некоторых россыпей Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции.

До настоящего времени остается актуальным вопрос о природе коренных источников россыпей алмазов на севере Якутской алмазоносной провинции, на Северном и Среднем Урале, в Бразилии, Северной Америке, Индонезии, Австралии и других районах [1-7 и др.]. Уникальным объектом среди них является Лено-Анабарская алмазоносная субпровинция и в частности Анабарский алмазоносный район. Для этой территории характерно широкое проявление промышленной россыпной алмазоносности при отсутствии высокоалмазоносных коренных пород. Существуют разные мнения о типе коренных источников, которые основаны главным образом на результатах изучения типоморфизма алмазов. Предположительно, это кимберлиты [2, 8], лампроиты, пикриты [7, 9], туффизиты [10]. Доминирующая часть алмазов из россыпей Лено-Анабарской субпровинции по кристалломорфологии отличается от алмазов из известных промышленных месторождений Якутии. Все распространенные в районе кимберлиты и щелочно-ультраосновные породы имеют среднепалеозойский и мезозойский возраст [11]. Они неалмазоносны или слабоалмазоносны [12]. Поэтому ряд исследователей предполагает возможность существования алмазоносных пород докембрийского возраста [13]. Выявить прямые геологические доказательства этой гипотезы весьма затруднительно, поскольку территория относится к категории закрытых. Однако предварительную информацию о возможности проявления глубинного щелочного ультраосновного и основного магматизма более древних эпох можно получить в результате изучения ксенолитов метаморфических пород из кимберлитов. Данная статья посвящена описанию ксенолитов метаморфических пород щелочно-основного и ультраосновного состава из кимберлитов Западно-Укукитского поля.

Геологическое положение

Коллекция ксенолитов метаморфических пород была собрана А.Ф. Сафроновым на полевой обогатительной фабрике, расположенной между Западно-Укукитским и Восточно-Укукитским кимберлитовыми полями. На рудном дворе сосредоточены остатки некимберлитовых пород, скопившиеся после опробования кимберлитов трубок Ленинград, Русловая, Узел, Спектр, Кушва, Светлая и № 71, а также дайки Итим, принадлежащие этим полям. Вместе с тем, по данным Б.С. Ягнышева (фондовые материалы, 2006), ксенолиты метаморфизованных ультраосновных пород встречаются только в трубке Ленинград, входящей в состав Западно-Укукитского поля, расположенного в бассейнах pp. Омонос и Укукит. В геолого-структурном плане район характеризуется повсеместным распространением карбонатных пород кембрия, прорванных редкими дайками долеритов, многочисленными телами кимберлитов и ассоциирующих с ними пикрит-порфиритов. Общая площадь поля порядка 750–770 км². В структуре кристаллического фундамента под Западно- и Восточно-Укукитскими кимберлитовыми полями по геофизическим данным картируется неопротерозойский Билиро-Уджинский рифт (рис. 1).

Трубка Ленинград открыта в 1958 г. и находится в среднем течении р. Омонос, в 5,5 км к западу от устья его притока – рч. Кэппэс-Очуостага. Она является уникальным по обнаженности кимберлитовым телом с содержанием алмазов 12,9 у.е. [12]. Ее южная половина обнажена на высоком скалистом правом берегу реки, северная – скрыта под руслом реки и террасовыми отложениями мощностью до 5 м. Длина обнаженной части вдоль реки составляет 105 м, высота – от 3–8 до 20 м. Размеры тела 200х100 м. Форма в плане – неправильный эллипс, длинная ось которого ориентирована на северо-восток. Породы трубки представлены кимберлитовой брекчией зеленовато-серого и темно-серого цветов с зеленоватым или фиолетовым



оттенком. Содержание обломочного материала достигает 60–70 %. Возраст пород трубки (350–381 млн. лет) соответствует D₃ – C₁ эпохе кимберлитового магматизма [11].

Рис. 1. Расположение кимберлитовых полей относительно тектонических структур фундамента Северо-Азиатского кратона: 1 – архейские и палеопротерозойские кратонные террейны; 2 – палеопротерозойские коллизионные пояса; 3 – мезопротерозойские коллизионные пояса; 4 – мезопротерозойские рифты и дайковые пояса (Нюрбинский (nrb)); 5 – неопротерозойские рифты и дайковые пояса (Билиро-Уджинский (bu), Иркинеево-Ванаварский (iv), Хастахский Котуйско-Фомичевский (kh), (kf), Турухано-Хантайский (tn), Усть-Майский (ит) и Уринский (ur)); 6 - кимберлитовые поля:а – докембрийского, б –палеозойского и в – мезозойского возраста

Состав ксенолитов весьма разнообразен: известняки (50 %), алевритоглинистые сланцы (1–2 %), единичные обломки диоритов, амфиболитов, биотит-амфиболовых, амфиболовых, пироксеновых, двупироксеновых плагиогнейсов, плагиоклаз-пироксеновых роговиков, пренитовых сланцев, эклогитов, серпентинизированных оливинитов и перидотитов (1–2 %). Обломки минералов в породе составляют до 1%.

Вещественный состав ксенолитов

Изученные нами ксенолиты округлой формы размером 13-15 см представляют собой черные мелкокристаллические бесполевошпатовые массивные породы, по внешнему облику схожие с пироксенитами. При микроскопических исследованиях установлено, что породы образцов имеют однообразный минеральный состав. Главными породообразующими минералами являются биотит (флогопит) – 30-40 % и моноклинный пироксен (жадеит и омфацит) -40-50 %, в единичных образцах отмечены немногочисленные выделения кальцита и ортоклаза, акцессорные минералы – апатит, сфен, пирит. Несмотря на близкий минеральный состав, наблюдаются отличия в текстурно-структурных особенностях пород из различных образцов. В целом для них характерны порфиробластовые и пойкилопорфиробластовые структуры. Порфиробласты представлены вкрапленниками бледно-зеленого и коричневого биотитов размером до 0,5 мм, редко моноклинного пироксена. Пойкилопорфиробласты – вкрапленники биотита, насыщенные ориентированными включениями моноклинного пироксена (жадеита-омфацита). Основная масса сложена мелкокристаллическим агрегатом моноклинного пироксена. В зависимости от величины удлинения кристаллов и их соотношений между собой выделяются микронематогранобластовые или микрофибробластовые структуры основной массы. В ряде образцов видны трещины кливажа, залеченные неориентированными агрегатами биотита. Местами в основной массе устанавливается слабовыраженная глобулярность с недиагностируемым минеральным агрегатом, иногда с биотитовым ядром.

Судя по соотношению биотита с минералами основной массы, породы имеют длительную историю, включающую магматическую и метаморфическую стадии развития. Несмотря на то, что за исключением апатита, ортоклаза и части биотита, все минералы имеют метаморфическое происхождение, в большинстве образцов не удается установить выраженные директивные структуры. Это свидетельствует, что породы кристаллизовались или были перекристаллизованы в условиях низких – умеренных температур при давлениях, соответствующих области устойчивости жадеита и омфацита, с минимальным влиянием стрессового давления.

Геохимические характеристики ксенолитов представлены в табл. 1. По степени распространенности породы занимают устойчивое положение в полях основных и ультраосновных пород на дискриминационных диаграммах. По соотношению SiO₂ и суммы щелочей они попадают в поля фоидитов, тефритов (базанитов),

			-	-				
Компонент	uk-9	uk-9-10	uk-10-9	uk-11	uk-13	uk-17	uk-18	uk-20
SiO ₂	37,70	44,74	43,10	47,10	45,67	46,86	49,30	47,14
TiO ₂	1,09	0,93	0,89	0,94	0,54	0,26	0,50	0,35
Al_2O_3	9,75	14,17	11,95	15,12	12,32	16,14	14,94	16,07
Fe ₂ O ₃	4,03	6,62	7,48	6,23	7,33	4,94	8,53	4,72
FeO	12,28	5,56	6,35	4,90	4,64	3,44	2,80	3,46
MnO	0,24	0,11	0,18	0,15	0,15	0,07	0,44	0,10
MgO	16,05	10,77	10,76	8,73	11,31	12,98	7,90	11,86
CaO	7,09	1,86	3,61	4,36	4,14	1,12	1,09	1,70
Na ₂ O	1,69	5,85	5,48	6,69	4,60	6,30	8,83	6,44
K ₂ O	4,51	3,82	3,91	1,69	3,43	3,42	2,00	3,45
P_2O_5	0,23	0,72	0,33	0,37	0,37	0,19	0,17	0,27
H_2O^+	0,00	3,13	3,00	2,35	3,09	3,09	2,13	3,26
H ₂ O ⁻	0,00	0,46	0,42	0,26	0,54	0,36	0,38	0,42
CO ₂	0,00	0,00	2,15	0,00	1,08	0,55	0,00	0,00
LOI	4,50	0,74	0,00	0,45	0,47	0,00	0,44	0,36
Сумма	99,16	99,48	99,61	99,34	99,68	99,72	99,45	99,60
Ba	510	1995	973	892	2111	1183	794	1100
Rb	67,00	89,00	108,00	19,19	116,00	73,32	54,13	73,55
Sr	590,00	213,00	670,00	75,00	729,00	35,06	41,80	41,95
Y	н/о	8,46	10,43	20,36	9,46	2,69	5,28	3,32
Zr	-//-	61,12	80,94	108,00	131,00	16,89	46,52	23,22
Nb	-//-	80,30	97,64	9,90	84,91	129,00	125,00	124,00
Th	0,52	0,24	0,87	2,30	1,17	0,99	0,94	0,86
Ni	н/о	232,00	212,00	133,00	163,00	276,00	174,00	275,00
V	-//-	192,00	271,00	206,00	211,00	110,00	161,00	126,00
Cr	-//-	254,00	287,00	218,00	406,00	325,00	351,00	270,00
Hf	-//-	1,57	2,12	2,90	3,69	0,47	0,90	0,63
Cs	0,52	3,20	3,95	3,23	3,11	3,71	3,16	3,52
Та	0,10	0,16	0,12	0,32	0,24	0,12	0,24	0,14
Со	н/о	29,70	36,90	22,80	26,30	34,90	22,10	30,08
La	35,00	27,36	36,61	13,13	34,86	21,02	19,44	24,06
Ce	80,00	61,45	70,18	31,04	68,89	47,01	41,86	55,19
Pr	9,00	7,89	8,58	4,55	8,51	4,96	4,51	5,92
Nd	34,00	33,24	34,70	23,23	33,82	16,43	16,71	21,53
Sm	4,90	5,31	5,42	5,33	5,41	2,50	2,26	2,87
Eu	1,40	0,67	0,77	0,92	0,61	0,20	0,30	0,35
Gd	3,70	3,86	3,95	4,83	3,60	1,31	1,60	1,74
Tb	0,43	0,40	0,44	0,65	0,41	0,13	0,22	0,20
Dy	2,30	2,00	2,36	4,13	2,17	0,70	1,22	0,92
Но	0,39	0,34	0,40	0,80	0,35	0,11	0,23	0,14
Er	0,95	0,73	1,01	2,29	0,90	0,25	0,58	0,30
Tm	0,13	0,09	0,13	0,31	0,11	0,03	0,08	0,04
Yb	0,63	0,52	0,81	2,07	0,67	0,16	0,63	0,23
Lu	0,12	0,07	0,13	0,26	0,11	0,03	0,12	0,03

Химический (вес. %) и микроэлементный состав (г/т) ксенолитов из кимберлитов Западно-Укукитского кимберлитового поля

Примечание. Силикатные анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ и ОИГГМ СО РАН химическим и рентгенофлуоресцентным методами. Редкие и редкоземельные элементы определены в ОИГГМ СО РАН методом лазерной абляции с анализом в масс-спектрометре индуктивно связанной плазмой (LA JCP MS).

фонолит-тефритов (рис. 2), на диаграмме AFM (рис. 3) – в поле пород известково-щелочной серии. По характеру распределения фигуративных точек анализов можно предполагать, что все изученные образцы принадлежат одной дифференцированной серии. Нормативный состав пород характеризуется присутствием ортоклаза (10–27 %, среднее 19 %), альбита (0–30 %, среднее 20 %), анортита (0–6 %, среднее 3 %), нефелина (8–18 %, среднее 14 %), оливина (13–32, среднее 20 %), апатита (1–2 %, среднее 1 %), магнетита (6–10, среднее 8 %). Нормативные составы ультраосновных разностей при существенных количествах лейцита характеризуются отсутствием в составе полевых шпатов. Учитывая присутствие в породах модального магматического биотита (флогопита), предполагается, что первичный минеральный состав пород основного состава мог быть представлен биотитом, кислым плагиоклазом, нефелином, диопсидом и апатитом. Породы такого минерального и химического состава соответствуют слюдистым лампрофирам известково-щелочной серии. Образование при метаморфизме жадеита в отсутствии модального кварца в породах могло быть обусловлено реакцией нефелин + альбит = 2 · жадеит.





Рис. 2. Классификация ксенолитов в координатах: сумма щелочей – кремнезем (диаграмма по [14])

О глубинной природе первичных магм свидетельствует характер распределения редких земель в породах (рис. 4), который носит лифференцированный характер. Уровень концентрации тяжелых РЗЭ изменяется от 1 до 10 раз по отношению к хондриту, уровень легких РЗЭ в большинстве проб – от 80 до 180 раз. В основных породах отчетливо проявлен европиевый минимум, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза при кристаллизации пород. В ультраосновных породах европиевый минимум отсутствует, т. е. спектр распределения РЗЭ отражает их содержание в первичном расплаве. В целом по уровню содержаний РЗЭ в ксенолитах они наиболее близки к породам, связываемым с проявлением плюмового магматизма [16, 17].

Рис. 3. Классификация ксенолитов в координатах: Na₂O+K₂O - FeO - MgO (диаграмма по [15])



Рис. 4. Распределение РЗЭ в метаморфизованных щелочноультраосновных и основных породах ксенолитов

Изотопный состав

Датирование метаморфизованных интрузивных магматических пород основного и ультраосновного состава из ксенолитов представляет собой трудную задачу, поскольку они не содержат первично магматического циркона, а размеры образцов не позволяют выделить достаточного количества бадделеита. Для датирования таких пород удобнее использовать изотопный состав Nd. При этом под возрастом пород понимается время, начиная с которого они были «отделены» от мантийного источника. В качестве последнего обычно рассматривается деплетированная мантия (DM) или породы, близкие к ней по изотопному составу.

Изучение изотопии Nd проводилось в Институте геологии и геохронологии докембрия PAH B.П. Ковачем. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на 8-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет 0,5%, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – 0,5 %, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – 0,005 % (2s). Результаты измерений и определения модельного возраста пород представлены в табл. 2. Изотопный состав Sr и Rb и их содержаний были определены в ИГАБМ CO PAH на масс-спектрометре MИ-1201T (табл. 3). Точность измерения содержаний элементов составляла 0,4– 0,7 %, изотопных отношений стронция – 0,03 %.

Образец	Возраст, млн. лет	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	ε _{Nd} (0)	$\epsilon_{Nd}(T)$	f _{Sm/Nd}	T _{Nd} (DM)
uk -9	800	5,11	34,10	0,0910	0,512464	-3,4	8,12	-0,54	850
uk -18	960	3,79	23,00	0,1001	0,512436	-3,9	7,95	-0,49	960
uk -20	700	3,21	23,50	0,0830	0,512551	-1,7	8,49	-0,58	700

Результаты Sm-Nd анализа ксенолитов из кимберлитов Западно-Укукитского кимберлитового поля

Примечание. Содержание элементов в мкг/г; $\epsilon_{Nd}(0)$, $\epsilon_{Nd}(T)$ – величины отклонения изотопного состава Nd пород от такового в примитивной мантии на современный период и возраст деплетирования протолита; $T_{Nd}(DM)$ – модельный Sm-Nd возраст пород.

Таблица З

Таблина 2

Результаты Rb-Sr анализа ксенолитов из кимберлитов Западно-Укукитского кимберлитового поля

№ образца	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	I(360)	f _{Rb/Sr}	T _{Sr} (DM)
uk -9/10	29,7148	18,0429	1,6280	0,7184	0,71008	18,69	726
uk -10/9	36,6826	57,1117	0,6349	0,7121	0,70885	6,68	1197
uk -11	5,5184	5,6726	0,9616	0,7108	0,70588	10,63	674
uk -13	35,3525	56,9202	0,6139	0,711	0,70786	6,42	1107
uk -17	20,8469	2,6091	7,8982	0,7632	0,72282	94,5	547
uk -18	16,7969	3,0233	5,4919	0,7448	0,71672	65,41	551
uk -20	8,4010	3,3217	2,5000	0,7479	0,73512	29,23	1305
Rb-Sr возраст ((n=6, без Ук-20) - 503±31 (1 σ)), Io=0,70615±0,	00178			

Примечание. Содержание элементов в мкг/г; I(360) – первичные отношения стронция на период формирования кимберлитов (360 млн. лет); f _{Rb/Sr} – величина отклонения Rb/Sr пород от таковой в примитивном мантийном резервуаре; T_{Sr}(DM) – модельный Rb-Sr возраст пород.

Полученные результаты изотопного анализа ксенолитов позволяют сделать ряд предварительных выводов о природе и возрасте их протолитов и возможном времени их модификации. Модельные датировки ($T_{Nd}(DM)$) пород, отвечающие времени отделения их от мантийного резервуара, варьируют от 700 до 960 млн. лет. При этом величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ на этот период времени имеют положительные значения (от +7,95 до +8,49) и характеризуют источник протолитов лампрофиров как деплетированную мантию. Вероятно, в период становления протолита имел место некоторый привнос обогащенного легкими РЗЭ компонента, что определило формирование отрицательных значений Sm/Nd отношений относительно примитивного мантийного резервуара ($f_{Sm/Nd} = -0,49...-0,58$). Наличие модификации протолитов лампрофиров следует и из анализа их Rb-Sr системы. Рассчитанные значения $f_{Rb/Sr}$ пород относительно примитивной мантии имеют высокие и положительные величины (от 6,42 до 94,5), что указывает на значительное обогащение в процессе модификации протолитов литофильными элементами с повышенными величинами Rb/Sr отношений. Величины Rb-Sr модельных датировок ($T_{Sr}(DM)$) варьируют в широких пределах (547–1305 млн. лет) и в среднем составляют 872 млн. лет, что в определенной мере согласуется с таковыми, полученными для Sm-Nd систем пород.

В то же время для лампрофиров по 6 образцам (без Ук-20) получена Rb-Sr изохронная зависимость, определяющая их возраст, равный 503 ± 31 млн. лет (1 σ), и первичное изотопное отношение Sr – 0,70615±0,00178. Предположительно, этот возраст отвечает времени метаморфизма лампрофиров, а высокая величина первичного изотопного состава стронция также предполагает предварительное обогащение протолита литофильными элементами в результате глубинного метасоматоза. Оценка модельного возраста образца Ук-20, который не попадает на изохрону, принимая, что его первичное отношение стронция так же было равно 0,70615, равна 1165 млн. лет. Это близко к времени формирования протолита лампрофиров и также предполагает, что процесс обогащения протолита следовал непосредственно за его отделением от деплетированной мантии. Полученные ранее данные по Rb-Sr системам кимберлитов Укукитского поля показывают, что значения первичного изотопного состава Sr кимберлитов в основном варьируют от 0,7033 до 0,7061 [11]. Это значительно ниже таковых для лампрофиров при времени формирования кимберлитов (табл. 3), что позволяет предполагать отсутствие значительного влияния кимберлитовой магмы на ксенолиты лампрофиров.

Заключение

Анализируя первые данные по изотопии метаморфизованных ксенолитов щелочно-ультраосновных и основных пород Западно-Укукитского кимберлитового поля, можно сделать следующие выводы:

1. Формирование неопротерозойского Билиро-Уджинского рифта Северо-Азиатского кратона сопровождалось внедрением слюдяных лампрофиров с модельным Nd возрастом 700–960 млн. лет. Полученные изотопные данные по аналогам фоидитов (образец uk-9) – 850 млн. лет, формировавшимся без фракционирования плагиоклаза, можно принять за среднее значение времени проявления щелочно-ультраосновного и основного магматизма.

2. Время закрытия Rb-Sr системы или завершения метаморфических процессов приходится на рубеж 503 млн. лет. А интервал между внедрением пород и окончанием метаморфических преобразований, примерно в 350 млн. лет, сопоставим по протяженности со временем остывания нижних частей коры орогенных поясов [18].

3. Теоретически основываясь на данных С.М. Саблукова и др. [19], с докембрийскими лампрофирами может быть связано проявление алмазов. Однако признаки алмазоносности по ксенолитам Западно-Укукитского кимберлитового поля пока отсутствуют. Факт проявления лампрофирового магматизма в неопротерозое может свидетельствовать, что в этот период развития кратона мог проявиться как кимберлитовый, так и лампроитовый магматизм, связанный с влиянием Сибирского плюма [20]. Другими словами, полученные данные подтверждают гипотезу В.П. Афанасьева с коллегами [12] о возможном докембрийском возрасте отдельных коренных источников алмазов для россыпей Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проекта № 07-05-00695а.

Список литературы

1. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. – 2000. – Вып. 10. – С. 79–97.

2. Афанасьев В.П., Иванив И.Н., Коптиль В.И. и др. Типоморфизм алмазов из кимберлитовых жил и возможные коренные источники алмазоносных россыпей севера Западной Якутии // Докл. АН СССР. – 1974. – № 214. – С. 425–428.

3. Варламов А.И., Будников И.В., Девятов В.П. и др. Инновационный подход к прогнозированию и поискам месторождений алмазов на территории Сибирской провинции // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2005. – С.1136–1159.

4. *Граханов С.А*. Алмазы импактного генезиса в россыпях северо-востока Сибирской платформы // Вестник Воронеж. ун-та. Геология. – 2001. – Вып. 1. – № 12. – С. 236–238.

5. Епифанов В.А., Родин Р.С. Некимберлитовые коренные источники алмазов Эбеляхского района (Республика Caxa) и проблема связи проявлений алмазов и пород класса аллитов // Вопросы минерагении Сибири. – Новосибирск, 1994. – С. 33–40.

6. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / ИМП СО РАН. – Новосибирск, 1994. – 34 с.

7. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. – М.: Недра, 1976.

8. *Граханов С.А*. К вопросу о распространении неоген-нижнечетвертичных россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. – 2000. – Вып. 5. – № 10. – С. 212–215.

9. *Иванов И.Н.* Пространственно-временные особенности распределения алмазов в кимберлитах по габитусам и морфологии // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2005. – С. 1051–1054.

10. Бескрованов В.В., Шамшина Э.А. О происхождении россыпных месторождений алмазов с не установленными источниками // Отечественная геология. – 2000. – № 5. – С. 3–6.

11. Зайцев А.И., Брахфогель Ф.Ф., Ненашев Н.И. Rb-Sr изотопная геохимия и возраст кимберлитовых пород Восточно- и Западно-Укукитского полей // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный, 1998. – С 118–121.

12. Аргунов К.П. Результаты изучения алмазоносности территории главных алмазодобывающих стран мира. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2006. – 176 с.

13. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Минерагения россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой докембрийской алмазоносности // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий. – М.: Изд-во ИГЕМ, 2000. – С 23–25.

14. LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A. and Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram // J. Pet. 27. – 1986. – P. 745–750.

15. Irvine T.N., and Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. – 1971. – №8. – P. 523–548.

16. Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. – М.: Наука, 1988. – 508 с.

17. Геодинамические реконструкции / Ред. В.А. Унксов. – Л.: Недра, 1989. – 278 с.

18. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – Т.14, № 6. – С. 3–24.

19. Саблуков С.М., Каминский Ф.В., Саблукова Л.И. Древние изверженные алмазоносные породы некимберлитового типа // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2005. – С. 116–135.

20. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006. – 212 с.

ПЛОТНОСТНЫЕ И МАГНИТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

Г.А. Стогний¹, В.В. Стогний²

¹ИГАБМ СО РАН, г. Якутск ²Кубанский университет, г. Краснодар

Проведена типизация разночастотных гравитационных и магнитных аномалий северо-востока Сибирской платформы. Полученные результаты положены в основу разработанной схемы строения кристаллического фундамента Якутской кимберлитовой провинции как совокупности архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов.

Степень обоснованности глубинного строения Сибирской платформы во многом определяет направление и эффективность геологических исследований данного региона, а также прогноз на традиционные виды полезных ископаемых – алмаз и золото. В связи с этим проблема геолого-геофизической типизации и идентификации природы региональных плотностных и магнитных неоднородностей литосферы северо-востока Сибирской платформы с целью создания модели её тектонического строения и выявления их роли в формировании металлогенических закономерностей актуальна.

Разработка моделей строения литосферы на основе интерпретации геофизических материалов определяется главным образом концептуальным подходом, принятым тем или иным автором, а также используемыми геофизическими критериями выделения магматических и структурных элементов. Это хорошо иллюстрируют имеющиеся схемы строения кристаллического фундамента Сибирской платформы [1–8]. Тектонотипом при интерпретации геолого-геофизических материалов для северо-восточной части Сибирской платформы является Анабарский щит, который согласно [9], Монхоолинской и Билляхской тектоническими зонами разделён на три блока – Западный, Центральный и Восточный, различающиеся прежде всего долевым участием в разрезах структурно-вещественных комплексов далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий. Крупные зоны тектонических нарушений (Билляхская, Монхоолинская, Ламуйкская и Маганская) выполнены полиметаморфическими образованиями и содержат массивы гранитоидов и анортозитов.

В.Г. Кушев с соавторами [3] Анабарский щит включили в состав подвижного пояса. По А.В. Синицыну [10], восточная часть щита принадлежит Оленёкскому кратону, центральная и западная – Анабаро-Ленскому



подвижному поясу. Согласно Ю.А. Дукарту и Е.И. Борису [7], западная и восточная части Анабарского щита представляют соответственно Анабаро-Оленёкский и Анабаро-Жиганский складчатые пояса. О.М. Розен [6] западную и центральную части Анабарского щита рассматривает как самостоятельные террейны, сложенные эндербитами и мафическими гранулитами с возрастом вещества 3,1–30,0 млрд. лет, восточную часть – как Хапчанский пояс, сложенный комплексом парагнейсов и метакарбонатов с возрастом вещества 2,4–2,0 млрд. лет.

Неоднозначность в выделении главных тектонических элементов, контролирующих региональные закономерности локализации кимберлитового магматизма и его потенциальной алмазоносности, позволяет нам обратиться к проблеме районирования магнитного и гравитационного полей и типизации их природы.

Магнитное поле. Районирование магнитного поля проведено с учётом морфологии и преимущественного простирания осей локальных линейных положительных аномалий согласно изданным картам масштаба 1:1000000. По морфологии магнитного поля обособлено пять аномальных областей: Анабаро-Жиганская, Нижне-Оленёкская, Магано-Вилюйская, Муно-Тюнгская и Вилюйская (рис. 1).

Рис. 1. Схема районирования магнитного поля Якутской кимберлитовой провинции: *1 – оси линейных положительных анома*лий; 2 – границы аномальных областей; 3 – контуры Анабарского

щита. Аномальные области: А-Ж – Анабаро-Жиганская; М-В – Магано-Вилюйская; М-Т – Муно-Тюнгская; Н-О – Нижне-Оленёкская; Ал – Алданская; Вл – Вилюйская; Пр – Приверхоянская; Тн – Тунгусская

В контуры Анабаро-Жиганской аномальной области, прослеженной от Хатангского залива до Верхоянской складчатой области, объединена система узких интенсивных (10–20 мЭ) линейных аномалий разного знака, имеющих общее северо-западное направление. Данная область включает Центральный и Восточный блоки Анабарского щита, а её западная граница совпадает с Монхоолинской тектонической зоной. Глубина залегания локальных аномалиеобразующих объектов, оценённая по высокочастотной составляющей магнитного поля Анабарского щита, не превышает 2,5 км, а рассчитанная по среднечастотной составляющей магнитного поля равна 14 км [11]. Крупные зоны тектонических нарушений (Билляхская, Малокуонамская, Монхоолинская), выполненные массивами слабомагнитных гранитов и анортозитов, проявляются линейными магнитными минимумами.

Природа региональных линейных магнитных аномалий Анабарского щита рассматривается с разных точек зрения. Линейные магнитные максимумы Анабарского щита авторы монографии [4] отождествили с архейскими зеленокаменными трогами (Маганским, Котуйкан-Монхоолинским, Джелиндинским) Анабаро-Айхальской гранулитогнейсовой области. Данные магнитные максимумы А.П. Смелов [5] рассматривает как зоны тектонического меланжа.

Региональные линейные максимумы М.З. Глуховский и В.М. Моралёв [12] отождествили с мафическими дайками позднеархейского Хатангского роя, предположив, что последние на Анабарском щите входят в состав гранулитового комплекса и представлены пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами мощностью от первых метров до нескольких десятков метров. При этом внедрение даек произошло в горячую пластичную среду по механизму пропагации нижнекоровой тектонической пластины с магматическими очагами от центра мантийного плюма или горячей точки, расположенных в зоне экватора.

А.А. Межвилк [13] три линейные (северо-западного направления) отрицательные магнитные аномалии, протягивающиеся от устья р. Попигай до пос. Жиганск и захватывающие Восточный блок Анабарского щита, объединил в зону Муно-Анабарского глубинного разлома.

Магнитная восприимчивость метаморфических образований Анабарского щита изменяется в очень широких пределах (10–10000 \cdot 10⁻⁵ СИ). Магнетитсодержащие породы, в том числе магнетитовые кварциты и магнетитовые двупироксен-гранатовые кристаллические сланцы, образуют линзовидные и лентовидные тела протяжённостью от 2,5 до 4 км с содержанием магнетита до 20 %, что, по нашему мнению, и обусловило линейно-полосчатую структуру магнитного поля Анабаро-Жиганской аномальной области.

Для Нижне-Оленёкской аномальной области характерно слабоинтенсивное магнитное поле, осложнённое субмеридиональной Уджинской положительной аномалией. Магано-Вилюйская область преимущественного субмеридионального простирания линейных аномалий ограничивает с запада Муно-Тюнгскую область мозаичного поля. Вилюйская аномальная область мозаичного слабоинтенсивного магнитного поля прослежена от оз. Байкал до Верхояно-Колымской складчатой системы мезозоид.

Гравитационное поле. При районировании гравитационного поля северо-востока Сибирской платформы по материалам съёмок масштаба 1: 200000 обращалось внимание на преимущественное простирание аномалий. С учётом данного фактора выделены Анабаро-Ленская, Западно-Анабарская, Попигай–Оленёкская, Накынская и Вилюйская аномальные области (рис. 2). Анабаро-Ленская аномальная область включает Центральный и Восточный блоки Анабарского щита, которым соответствуют Далдынский и Хапчанский крупные линейные (более 350 км) максимумы северо-западного направления, согласные с простиранием пород далдынской и хапчанской серий. Сопряжённые с Далдынским и Хапчанским максимумами Монхоолинский и Билляхский узкие минимумы поля силы тяжести в плане отвечают Монхоолинской и Бил-



ляхской тектоническим зонам. Западно-Анабарская аномальная область, объединяющая систему линейных гравитационных аномалий меридионального простирания, захватывает Западный блок Анабарского щита.

Рис. 2. Схема районирования гравитационного поля северной части Якутской кимберлитовой провинции: 1-5 – элементы гравитационного поля: 1 – региональные минимумы (Бл -Билляхский, Дж – Джарджанский, Нж – Нижнеанабарский, Ук – Укукитский, Ус – Усть-Оленёкский, Мл – Малокуонамский, Мн – Монхоолинский), 2 – региональные максимумы (Дл – Далдынский, Кк – Куойкский, Кл – Келимерский, Лм – Ламуйкский, Tг – Тюнгский, Xn – Хапчанский, Эб – Эбеляхский, Ю – Южный), 3 – локальные максимумы Томторской линейной аномалии, 4 – оси линейных аномалий, 5 – контуры Попигайского минимума; 6 – контуры Анабарского щита; 7 – граница аномальной области: А-Л – Анабаро-Ленская, П-О – Попигай-Оленёкская, Лм – Лаптевоморская, Вр – Верхоянская, Хт – Хатангская

Гравитационное поле Попигай-Оленёкской и Накынской аномальных областей имеет мозаичноблоковый характер. Нижнеанабарская, Куойкская, Эбеляхская, Укукитская, Джарджанская и Келимерская аномалии Попигай-Оленёкской области (рис. 2) близки по амплитуде (6–10 мГал) и размерам (150–200 км в поперечнике). Общий мозаичный характер гравитационного поля Попигай-Оленёкской области нарушен Томторской субмеридиональной аномалией линейных максимумов, амплитуда которых достигает 8 мГал при длине до 120 км и ширине 25–50 км. В контурах центрального максимума Томторской аномалии локализованы массивы щелочных пород и карбонатитов Томтор и Богдо. Томторская аномалия гравитационных максимумов смещена на восток по отношению к Уджинскому линейному магнитному максимуму (рис. 1, 2).



Строение кристаллического фундамента. С учётом районирования геофизических полей и охарактеризованных критериев отражения тектонических элементов Анабарского щита в гравитационном и магнитном поле составлена схема тектонического строения кристаллического фундамента Якутской кимберлитовой провинции (рис. 3). Определяющими элементами структуры кристаллического фундамента данного региона являются Оленёкский и Накынский архейские кратоны. Под термином «архейский кратон» нами понимается блок континентальной коры гранит-зеленокаменного типа архейской консолидации.

Рис. 3. Строение кристаллического фундамента Якутской кимберлитовой провинции: 1 – выходы раннедокембрийских метаморфических пород Анабарского щита; 2 – архейские кратоны (Он – Оленёкский, Нк – Накынский, Бт – Батомгский); 3–4 – подвижные пояса: 3 – раннепротерозойские (Ал – Алданский, З-А – Западно-Анабарский), 4 – позднепротерозойские (А-Л – Анабаро-Ленский, Б-В – Байкало-Вилюйский), 5 – глубинные разломы (Л – Лаптевоморский, 3 – Западноверхоянский); 6 – границы тектонических структур; 7 – восточная граница Сибирской платформы. Геоблоки: ТГ – Тунгусский, Вр – Верхоянский

Плотность кембрийского структурного комплекса платформенного чехла, согласно данным Г.Г. Камышевой с соавторами (1984, 1986 гг.), по результатам 2820 измерений равна 2,61 г/см³, а верхнепротерозойского карбонатного (известняки, доломиты) комплекса по результатам 1096 измерений – 2,70 г/см³. Средневзвешенная расчётная плотность платформенного чехла будет определяться соотношением в разрезе верхнепротерозойского (мощность 1–3 км) и кембрийского (мощность до 2 км) комплексов и оценивается от 2,65 до 2,68 г/см³. Породы платформенного чехла залегают практически горизонтально, что позволяет пренебречь создаваемым ими гравитационным эффектом при интерпретации аномалий на среднечастотном уровне при построении тектонической схемы кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы.

Оленёкский кратон выделен в контурах Попигай-Оленёкской аномальной гравитационной области. Его делимость исходя из типизации среднечастотных гравитационных аномалий представляется как совокупность блоков II порядка (рис. 4). О составе вещественных комплексов, слагающих блоки Оленёкского архейского кратона, можно судить по материалам изучения ксенолитов метаморфических пород кристаллического фундамента из кимберлитовых трубок. В пределах Кюсюрского блока закартированы метаморфические (пренит-пумпеллиитовая – зеленосланцевая фации) породы эекитской серии Сололийского выступа, средняя плотность которой равна 2,65 г/см³. Келимерский, Кюсюрский и Джарджанский блоки в своей восточной части перекрыты терригенными отложениями Приверхоянского краевого прогиба. В плане им соответствует рифей-палеозойское Нижнеоленёкское палеоподнятие (по А.А. Константиновскому [14]. Томторская аномалия локальных гравитационных максимумов нами интерпретируется как Биректа-Усумунское поднятие (название по [15]) кристаллического фундамента, сложенное метабазитами. По пространственному положению Уджинской магнитной и Томторской гравитационной аномалий можно предположить западное падение тел метабазитов. Мощность земной коры Оленёкского архейского кратона не превышает 36–38 км [16], что характерно для приокеанических кратонов.

Накынский архейский кратон соответствует рамкам одноименной гравитационной аномальной области. Значения изотопного датирования TNd(DM) коровых ксенолитов гранулитовой фации (гранатпироксеновых амфиболитов, биотит-амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов) трубок Мир, Удачная, Заполярная, Новинка и др., а также гнейсов и гранитогнейсов (амфиболитовая фация) из скважин Мирнинского кимберлитового поля находятся в пределах 3286–2109 млн. лет [5]. Метаморфические образования южной части Западно-Анабарского пояса вскрыты рядом скважин и представлены главным образом гранито- и плагиогнейсами с TNd(DM) датировками, равными 3247–2565 млн. лет [5].



Рис. 4. Схема строения Оленёкского архейского кратона и Анабаро-Ленского подвижного пояса: 1 - контур Анабарского щита; 2 – разломы: а – межкратонные (3 – Западноверхоянский, Л – Лаптевоморский, – Тунгусский, Х – Хатангский), Т б – межблоковые; 3–5 – элементы Анабаро-Ленского подвижного пояса: 3 – Далдынский (Дл) сегмент, 4 – Хапчанский (Xn) сегмент, 5 – зоны тектонических нарушений (Мн – Монхоолинская, Бл – Билляхская, Мл – Малокуонамская); 6 – массивы гранитов и анортозитов; 7 – Биректа-Усумунское (Бр) поднятие. Блоки Оленёкского архейского кратона: Дж – Джарджанский; Кк – Куойкский; Кл – Келимерский; Кс – Кюсюрский; Нж – Нижнеанабарский; Ук – Укукитский; Ус – Усть-Оленёкский; Эб Эбеляхский. Буквами обозначены: геоблоки (ВГ – Верхоянский; ПГ – Приморский, ТГ – Тунгусский, ХТ – Хатангский), З-А – Западно-Анабарский подвижный пояс, Нк – Накынский архейский кратон

Анабаро-Ленский подвижный пояс выделен в контурах одноимённой аномальной гравитационной области. Симметричное строение Анабаро-Ленского пояса практически сохраняется на всём его простирании. Монхоолинская зона Анабарского щита в нашей интерпретации является южным флангом Анабаро-Ленского подвижного пояса, Билляхская зона соответствует его центральной части, а Малокуонамская зона, полностью перекрытая осадочным чехлом, – северной части. Данные зоны контролируют Далдынский и Хапчанский сегменты подвижного пояса, сложенные преимущественно одноимёнными сериями (рис. 4). Массивы анортозитов с возрастом 2,55 млрд. лет [6] и гранитоидов приурочены к Билляхской, Монхоолинской и Малокуонамской зонам тектонических нарушений. В южной части Анабаро-Ленского пояса Приленской скважиной вскрыты гранат-силлиманитовые гнейсы и гранат-биотитовые плагиогнейсы гранулитовой фации с TNd(DM) датировками в 2281–2224 млн. лет [5].

Исходя из рассчитанной модели Анабаро-Ленский подвижный пояс представляет собой в поперечном разрезе V-образную структуру, мощность которой не превышает 18 км, при этом Билляхская зона тектонических нарушений является структурообразующей. Амплитуды Далдынского и Хапчанского гравитационных максимумов (рис. 2) практически равны и составляют около 40 мГал. Отвечающие им Центральный и Восточный блоки Анабарского щита сложены комплексами пород, имеющими разную плотность. В связи с этим уместно предположить, что породы хапчанской серии развиты только в верхней части разрезов и оба сегмента на глубине имеют идентичный состав. О составе нижних слоёв Хапчанского сегмента можно судить по ксенолитам из кимберлитовых трубок Чомурдахского и Западно-Укукитского полей. Так, по данным Д.И. Саврасова [17], средние значения плотности ксенолитов кристаллических пород из трубки Чомур равны 2,85 г/см³, Дружба – 2,92 г/см³.

О.М. Розен [6] полагает, что возраст зон сочленения террейнов Сибирской платформы датируется гранитоидами, которые выплавлялись 1,9–1,8 млрд. лет назад, при этом гранитообразование в коллизионном коллапсе сопровождалось ареальным гранулитовым метаморфизмом соседних сегментов. В пределах Анабаро-Ленского подвижного пояса гранитоиды слагают главным образом тектонические зоны (рис. 3) и вряд ли могли оказать влияние на процессы регионального преобразования пород Далдынского и Хапчанского сегментов.

Байкало-Вилюйский подвижный пояс субширотного простирания обычно выделяется по субширотной зоне пониженных значений магнитного поля, при этом за его восточное ограничение принимается Вилюйская впадина. Нами [18] контуры Байкало-Вилюйского пояса вынесены по зоне линейных гравитационных максимумов, наиболее интенсивными среди которых являются Сунтарский и Томпонский, а его границы с учётом геофизических критериев продолжены под терригенно-карбонатными отложениями Верхояно-Колымской орогенной области до Охотского побережья. В рельефе кристаллического фундамента Байкало-Вилюйский пояс, по-видимому, выражен сводово-глыбовыми поднятиями. Раннедокембрийские породы пояса вскрыты Сунтарской опорной скважиной под нижнеюрскими отложениями на глубине 368 м [19].

В рамках предложенной схемы тектонического строения кристаллического фундамента северовосточной части Сибирской платформы кимберлитовые поля северной части Якутской провинции локализованы как в пределах Анабаро-Ленского подвижного пояса, так и Оленёкского архейского кратона, причём если для первого характерны кимберлиты мезозойского возраста, то для второго – среднепалеозойского. Такая закономерность, по нашему мнению, обусловлена следующим. Более глубинный (150–200 км) палеозойский кимберлитовый магматизм распределялся равномерно по территории Оленёкского и Накынского кратонов, а мезозойский кимберлитовый магматизм с очагом на уровне 100–150 км внедрялся главным образом по зонам литосферы, подвергшимся деструкции, в данном случае это Алдано-Ленский подвижный пояс. Мезозойские Орто-Ыаргинское, Старореченское, Ары-Мастахское, Дюкенское и Лукачанское кимберлитовые поля расположены в пределах Хапчанского сегмента, а Куранахское поле приурочено к Далдынскому сегменту Анабаро-Ленского подвижного пояса. Данные сегменты пояса разделены Билляхской зоной, являющейся структурообразующей и разделяющей Оленёкский и Накынский архейские кратоны. При таком подходе Куранахское кимберлитовое поле в плане соответствует фронтальной части Накынского кратона и является наиболее перспективным. Биректа-Усумунское поднятие, разделившее на две части Оленёкский кратон, как «плечо» рифта может представлять собой область, перспективную на проявление кимберлитового магматизма.

Ореолы кимберлитовых трубок Западно-Укукитского и Мерчимденского полей охватывают как Анабаро-Ленский подвижный пояс, так и Мерчимденский блок Оленёкского кратона. В Мерчимденском блоке, кроме того, локализованы Огонер-Юряхское, Восточно-Укукитское и Мерчимденское поля палеозойского возраста. Палеозой-мезозойские трубки Куойкского, Верхнемолодинского и Хорбусуонского полей приурочены к Куойкскому блоку. Куойкский и Келимерский блоки, выделенные в рамках гравитационных максимумов, по-видимому, имеют общее структурное положение и однотипный геологический разрез, что позволяет прогнозировать в пределах Келимерского блока кимберлитовые трубки палеозойского и мезозойского возраста.

Список литературы

1. Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры // Геотектоника. – 1978. – № 1. – С. 43–58.

2. *Тектоническая* карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:1500000 / Отв. ред. К.Б. Мокшанцев. – М.: КУГК, 1976.

3. Кушев В.Г., Синицын А.В., Мишин А.М., Натапов Л.М. Структурная позиция и продуктивность кимберлитов Восточно-Сибирской (Якутской) провинции // Геология и геофизика. – 1992. – № 10. – С. 31–38.

4. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. – М.: Наука, 1985. – 248 с.

5. *Тектоника*, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Нау-ка/Интерпериодика», 2001. – 571 с.

6. *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. – 2003. – № . – С. 3–21.

7. Дукарт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2000. – 161 с.

8. Зинчук Н.Н., Дукарт Ю.А., Борис Е.И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. – Новосибирск: Изд-во «Сибтехнорезерв», 2004. – 166 с.

9. Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. – М.: Наука, 1990. – 260 с.

10. Синицын А.В. Принципы тектонического анализа кимберлитовых провинций // Геология и геофизика. – 1992. – № 10. – С. 17–23.

11. Стогний Г.А., Стогний Вас.В. Структура кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы по результатам анализа геофизических полей // Тихоокеанская геология. – 2006. – № 4. – С. 26–32.

12. Глуховский М.З., Моралев В.М. Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюмтектонического режима ранней Земли // Геотектоника. – 2003. – № 2. – С. 57–74.

13. *Межвилк А.А*. Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе // Геотектоника. – 1979. – № 6. – С. 86–97.

14. Константиновский А.А. К проблеме происхождения среднепротерозойских грабенов юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Тектоника Сибири. – Т. 11. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 126–132.

15. Краснов И.И., Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Геология Сибирской платформы. – М.: Недра, 196. – 447 с.

16. Розен О.М., Вишневский А.Н., Глуховский М.З. и др. Строение земной коры Анабарского щита. – М.: Наука, 1986. – 199 с.

17. Саврасов Д.И. О геологической природе Якутско-Анабарской магнитной аномалии // Советская геология. – 1990. – № 11. – С. 101–107.

18. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. – Якутск: Саха-полиграфиздат, 2005. – 174 с.

19. *Тектоническое* строение Якутской АССР / К.Б. Мокшанцев, Д.К.Горнштейн, Г.С. Гусев и др. – М.: Наука, 1964. – 290 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

В.В. Третяченко

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Архангельск

Приводятся основные черты строения и литолого-фациальная характеристика раннекаменноугольных терригенных отложений Зимнебережного алмазоносного района с выделением верхневизейского, верхневизейско-нижнесерпуховского и нижнемосковского литолого-фациальных комплексов. На основании полученной информации по особенностям палеорельефа и анализа фациальных обстановок выполнены палеогеографические построения на поздневизейское и нижнемосковское (раннеурзугское) время раннекаменноугольной эпохи. С учётом характера распределения выделенных литологофациальных комплексов показаны основные черты структурно-фациальной зональности нижне-среднекаменноугольных отложений для Юго-Восточного Беломорья в целом и положение относительно выделенных зон, полей кимберлитов и конвергентных пород.

Опыт проведения ГРР на алмазы в Якутской алмазоносной провинции показывает, что методология проведения средне-крупномасштабных поисков в условиях закрытых территорий должна быть основана прежде всего на особенностях палеогеографических обстановок формирования промежуточных коллекторов и связанных с ними, зачастую гетерогенных, полихронных ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов. В свою очередь, палеогеографические построения должны основываться на максимально детальном стратиграфическом расчленении анализируемых разрезов. Анализ имеющихся на сегодняшний день материалов по стратиграфии раннего-среднего карбона Зимнебережного алмазоносного района (ЗАР) [1–6] позволяет сделать следующие важные для палеогеографических реконструкций и палеоструктурных построений выводы:

1. В основании разреза залегает поздневизейская (алексинско-михайловская) терригенная толща, развитая в северной части ЗАР и бассейне верхнего течения р. Кёлда [5, 6].

2. Между поздневизейскими и урзугскими отложениями выделяется поздневизейско-раннесерпуховская (венёвско-тарусская) толща осадков [5, 6], установленная также только в северной части ЗАР, которая по особенностям литологического состава и положению в разрезе может быть сопоставлена с телзинской свитой Онега-Двинского междуречья.

3. Урзугская свита каширского возраста (см. статью В.Н. Устинова и др. «Литология и стратиграфия позднепалеозойских терригенных коллекторов Зимнебережного района...» настоящего сборника) отражает трансгрессивныо-регрессивный этап раннемосковского цикла седиментации.

4. Выделяемая в настоящее время в качестве воереченской свиты центральной части ЗАР карбонатнотерригенная толща с явными признаками наложенных палеопочвенных процессов в условиях аридного климата и последующего карстообразования должна быть отнесена к верхам урзугской свиты [1]. Палеонтологически охарактеризованные отложения воереченской свиты развиты только в южной части Юго-Восточного Беломорья (ЮВБ).

5. Между отложениями урзугской свиты и карбонатами подольского возраста в пределах ЗАР существует явно выраженное стратиграфическое несогласие.

Верхневизейские отложения на сегодняшний день установлены в северной части ЗАР, а также в бассейне верхнего течения р. Кёлда (крайний юго-восток Беломоро-Кулойского плато), где они выполняют две долинообразных палеодепрессии, вытянутых в восток-северо-восточном и северо-восточном направлениях (рис. 1, а). Мощность свиты варьирует от нескольких до 20–30 м. Впервые как литологически обособленный – «Падунский» – тип разреза данные отложения были выделены в составе урзугской свиты в ходе ГГС-200 на Кулойской площади, тогда же в них были выявлены гематитизированные остатки растений, определенные Н.Г. Вербицкой (ВСЕГЕИ) как *Paracalamites similis Zalessky*, широко распространенные в раннепермских отложениях воркутской свиты Печорского бассейна (Станковский, 1980). Именно это, к сожалению, ошибочное, как мы теперь понимаем, определение родовой и видовой принадлежности обнаруженной флоры надолго отодвинуло отнесение их к раннекаменноугольному возрасту.

Первые достоверные сведения о нижнекаменноугольном возрасте характеризуемых отложений были получены в 2001 г. М.Г. Антащуком и С.М. Снегиревским [2] при проведении ЗАО «Терра» поисковых работ на алмазы в пределах Товской площади. В дальнейшем исследования в данном направлении были продолжены в рамках хоздоговорных работ филиала «АЛРОСА-Поморье» с кафедрой палеонтологии МГУ. По результатам совместных работ растительные остатки позднего визе были обнаружены еще в ряде разрезов нижнего карбона бассейна р. Падун, а также (по материалам автора) в отложениях бассейна верхнего течения р. Кёлда (таблица). Детальная характеристика растительности бассейна р. Падун приведена в работе [1].



Рис. 1. Палеогеографические схемы с элементами алмазоносности Зимнебережного алмазоносного района на поздневизейское (a) и раннеурзугское (б) время раннего и среднего карбона: 1 – устойчивые области денудации; 2, 3 – аллювиальные долины: поздневизейского (2) и раннеурзугского (3) времени; 4 – области развития отложений позднего визе (под осадками урзугской свиты – рис. 1, б); 5 – направления переноса обломочного материала с областей денудации; 6 – основные направления транзита обломочного материала в областях аккумуляции; 7 – тектонические нарушения; 8 – поля кимберлитов и конвергентных пород; 9 – трубки взрыва, силлы кимберлитов и конвергентных пород, их названия, номера; 10 – базальтовые трубки взрыва, их номера

№ п/п	Название руководящих форм	Местонахождение (скважина, обнажение)	Географическое и стратиграфическое распространение
1	Palaeoxylon boumdschensis Coulon et Lemoigne	Скв. А155-4, гл. 48,3 м	Позднее визе французских Вогез
2	Adiantites cf. antiguus (Ettingchausen) Stur	Скв. ЕМ6-2, гл. 50,0 м	Раннее визе Челябинской и позднее визе Новгородской обл.
3	Archaeocalamites radiatus (Brongn.) Stur	Обн. 288(164), 200	Позднее визе Новгородской, Калуж- ской и Рязанской обл.
4	Adiantites cf. antiguus (Ettingchausen) Stur	<i>"</i>	Раннее визе Челябинской и позднее визе Новгородской обл.
5	Adiantites machanekii Stur	"	Позднее визе Новгородской обл.
6	Cardiopteridium	"	Визе Челябинской и Калужской обл.
7	Ядро семени Boroviczia sp.	<i>"</i>	Позднее визе Новгородской обл.
8	Lepudodendron veltheimii Sternberg	n	Позднее визе Новгородской и Калуж- ской обл.
9	Archaeocalamites sp.	Скв. 155-5, гл. 48,0 м	"
10	Stigmaria ficoides (stemb) Brongn	Бассейн верхнего те- чения р. Кёлда	Ранний карбон Подмосковного бас- сейна

Руководящие формы растительных остатков из отложений поздневизейского возраста ЗАР

В литологическом отношении рассматриваемые отложения представляют собой чрезвычайно изменчивую разнородную толщу переслаивания невыдержанных по мощности красноцветно-пестроцветных песчаных, глинисто-песчаных, алевро-глинистых и, в меньшей мере, гравийных и гравийно-песчаных слабо литифицированных осадков. По петрографическому составу породы главным образом полевошпат-кварцевые, в ряде случаев существенно кварцевые, и это кардинальным образом отличает их от песчаных разностей урзугской свиты. Содержание полевых шпатов, представленных плагиоклазами и микроклином, достигает 20-50 % объёма обломочного материала, при этом фиксируются они, как правило, в более мелких фракциях. Среди кварца преобладают зерна с хорошей и совершенной степенью окатанности. Для полевого шпата характерна плохая и средняя степень окатанности, у большинства видна регенерационная кайма, такие зерна часто имеют остроугольно-угловатую форму; поверхность у большинства зерен коррозионная. Наблюдается чётко проявленная тенденция, выраженная в преобладании хорошо окатанных зёрен кварца в крупнопесчаной и мелкопсефитовой фракциях. Цемент пород глинисто-железистый, существенно глинистый или железистый. Основным глинистым минералом пород является каолинит, характерны высокие содержания гематита и гетита. В качестве ведущих кластогенных минералов тяжёлой фракции выступают ставролит, дистен, магнетит. Основным отличительным признаком толщи в полевых условиях является резко повышенная намагниченность пород, что позволяет в подавляющем большинстве случаев достаточно надёжно выделять их в анализируемых разрезах.

Исходя из литолого-фациальных особенностей отложений и предполагаемого характера палеорельефа вендского цоколя на данное время, образование их происходило в условиях мелководных, средне и низкоэнергетических водотоков и возможно застойных водоёмов аллювиальных долин, в условиях частой смены гидродинамических обстановок, которые носили, вероятнее всего, сезонный характер. Палеорельеф днища долин можно охарактеризовать как средне расчленённый, с незначительными (максимум до 30, возможно, до 40 м) амплитудами превышения абсолютных отметок тальвегов палеорусел и плоских островных возвышенностей. Сами долины, вероятнее всего, были достаточно удалены от бассейна морского осадконакопления. Общее направление транзита обломочного материала в их пределах происходило предположительно в восток-северо-восточном направлении, на что может указывать установленный, хотя и незначительный, общий уклон палеоповерхности цоколя на начало подольского времени, с юго-запада на северо-восток, а также азимуты простирания косых слойков в бассейне р. Падун. Климат этого периода можно охарактеризовать как жаркий, гумидный (тропики, субтропики), что способствовало развитию мощных, достаточно зрелых кор выветривания.

Основными областями денудации в пределах ЗАР являлись умеренно расчленённые палеоподнятия северной и центральной его частей с превышениями абсолютных отметок, по отношению к тальвегам палеорусел днища долины предположительно до 60-80 м, возможно и значительно больше. В качестве основного источника сноса обломочного материала на это время вероятнее всего выступала область суши северовосточной части Балтийского щита, о чём свидетельствует дистен-ставролит-полевошпатовая терригенноминералогическая ассоциация отложений, которая является типичной для высокоглинозёмистых метаморфитов Кейвского блока. По данным [7], здесь существовал сильно расчленённый горный рельеф.

Можно предположить, что наблюдаемые нами палеодолины в региональном плане являлись фрагментами крупной визейской речной системы, которая дренировала область восточной части Мезенской синеклизы и прилегающую территорию Тимана и протекала в юго-восточном направлении [8]. На наш взгляд, достаточно отчётливо выраженный линейный характер палеодолин, резкое ограничение бортовых частей и характер осадков позволяют предполагать её «рифтоподобную» природу, связанную с раннекаменноугольной фазой активизации Балтийско-Мезенской буферной зоны.

Поздневизейско-раннесерпуховские отложения установлены в пределах северной части ЗАР и территории Онего-Двинского междуречья (телзинская свита). Мощности отложений колеблются от нескольких до 20–30 м. Литологический состав телзинской свиты очень разнообразный, это, главным образом, пестроцветные, существенно кварцевые песчаники, алевролиты, глины, менее развиты конгломераты и гравелиты. Вышеуказанные отложения часто образуют сложные линзовидно-переслаивающиеся разрезы с фациальными переходами на небольших расстояниях. Весьма характерны для данной толщи прослои, желваки, реже конкреции доломитов, карбонатно-кремнистых образований, доломитизированных и окремнённых песчаников, очень часто кавернозных. В нескольких скважинах северо-востока ЗАР, в кровле толщи отмечается горизонт песчанистых доломитов (долокретов) мощностью до 2 м. В подошве толщи иногда отмечаются бобовины гидроокислов железа. Для глинистой составляющей весьма характерны монтмориллонит, гидрослюды, палыгорскит и сепиолит. По находкам ракообразных, рыб, остракод и комплекса спор, установленных в пределах Онего-Двинского междуречья, возраст телзинской свиты (Легенда Госгелкарты 200, 1999) принимается как веневско-тарусский.

Исходя из литолого-фациальной характеристики пород, их мощности и характера распределения по площади, можно предположить, что образование осадков происходило в обстановке прибрежно-морского типа литогенеза, вероятнее всего, внутриконтинентального бассейна. Обилие кремнисто-карбонатных палеопочвенных образований указывает на неустойчивость процесса осадконакопления в условиях аридного климата. Рельеф данного времени представлял собой уже в значительной степени пенепленизированную, слабо расчленённую равнину с незначительными превышениями абсолютных отметок в областях аккумуляции и денудации, при этом по мере накопления осадков поверхность её становилась всё более и более выровненной. Основными областями денудации этого времени в пределах ЗАР являлись палеоподнятия северной и центральной его частей. В пределах северо-востока Русской плиты на поздневизейскораннесерпуховское время приходится начало трансгрессии моря, осадки которой после незначительного перерыва в пределах пониженных участков палеорельефа перекрывали континентальные отложения визе и более раннего возраста.

Ранне-позднесерпуховские отложения (*урзугская свита*). В отличие от вышеописанных комплексов, образования песчаного покрова урзугской свиты характеризуются масштабным площадным развитием и на начало подольского времени, на большей части территории они перекрывали образования вендского цоколя, а также отложения поздневизейско-раннесерпуховского возраста. В литологическом отношении это существенно красноцветная, в ряде случаев – пестроцветно-красноцветная толща, преимущественно песчаных пород, максимальной мощностью до 50–80 м, в составе которой выделяются два основных литологофациальных комплекса отложений:

нижний (разнозернистые песчаники, алевролиты, алевропесчаники, редко с прослоями грубозернистых песчаников и гравелитов, долокреты)
сформированный в условиях аллювиальных фаций, соответствующий первой (нижней) пачке урзугской свиты;

– верхний (пески, долокреты, в верхних частях разреза алевролиты, алевропесчаники) – объединяющий в себе отложения второй, третьей и четвёртой пачек, формирование которых происходило в обстановках бассейновых прибрежно-морских фаций и морского мелководья.

Аллювиальный комплекс выполняет днища протяжённых долинообразных эрозионных палеодепрессий в вендском цоколе, которые имеют, главным образом, северо-восточную ориентировку и в целом ряде случаев наследуют тектонические нарушения Балтийско-Мезенской зоны активизации. На начальной стадии данного этапа, на фоне заложения палеогидросети, происходило формирование эрозионноденудационного типа рельефа (рис. 2) с образованием аллювиальных русловых фаций, которые мы наблюдаем сейчас в ряде тальвегов крупных палеодолин, где мощность грубозернистых песков достигает 20 м. В дальнейшем, по мере поднятия базиса эрозии, всё большая роль в строении аллювиальной толщи принадлежит уже пойменным фациям, завершение формирования которых предшествовало развитию прибрежноморских дельтовых. Выработанные к этому времени днища палеодолин характеризуются протяжённостью до 50 км, при ширине от 1–2 км в верхних частях и до 16 км в нижних. Исходя из относительных превышений погребенного рельефа, можно с уверенностью сказать, что основное направление переноса обломочного материала в области аккумуляции аллювия происходило, главным образом, в юго-западном направлении. В качестве основных областей сноса обломочного материала на это время выступали палеовозвышенности, примыкающие к бортам долин. Значительную роль играли также эрозионные останцы «островных» участков суши, в качестве которых выступали, в частности, и трубки Золотицкого кимберлитового поля, расположенные в пределах днища наиболее ярко выраженной палеодолины центральной части ЗАР (рис. 1, б, 2).

В процессе развития урзугской трансгресии, дальнейшее формирование песчаного покрова происходило на фоне слабо расчлененного грядово-холмистого рельефа при общем слабом наклоне поверхности в юго-западном направлении. Обстановки осадконакопления этого времени были промежуточными – от дельтовых и прибрежно-морских, при значительной и весьма значительной волновой активности на ранней и средней стадиях, до слабо подвижного морского мелководья и значительной удалённости береговой линии – на завершающей и характеризовались периодическими снижениями уровня моря с образованием горизонтов долокретов. По мере накопления осадков происходил процесс выравнивания и сокращения площадей при-



легающих областей сноса и в позднеурзугское время области суши располагались только на северо-западе, крайнем востоке и островных возвышенностях Кепина-Пачугской области (рис. 2).

Особо следует подчеркнуть, что формированию литолого-фациального комплекса урзугской свиты предшествовала отчётливо выраженная тектонопалеогеографическая перестройка, что фиксируется резкими изменениями морфоструктурного плана в расположении эрозионных долин и структурноденудационных выступов по отношению к палеогеоморфологическим особенностям позднего визе и раннего серпухова. Направление течений палеоводотоков на данном этапе меняется с северо-восточного для позднего визе на юго-западное в раннеурзугское время. Отчётливо выраженная региональная область денудации в средне-позднеурзугское время смещается в восточную часть ЮВБ. Таким образом, после незначительного перерыва на рубеже тарусского и стешевского времени начинается новый и более значительный по масштабам этап раннекаменноугольной (урзугской) морской трансгрессии, которому, в отличие от вышеописанного, предшествовало значительное развитие гидросети.

Рис. 2. Схема погребенного рельефа кровли вендского кимберлитовмещающего цоколя на начало подольско-мячковского времени среднего карбона центральной части Зимнебережного алмазоносного района. Условные обозначения см. на рис. 1

Наряду с вышеизложенным, следует отметить, что в результате детального палеонтологического изучения нижней части карбонатного разреза, выполненного в ходе НИР А.С. Алексеевым и А.Н. Реймерсом (кафедра палеонтологии МГУ) в рамках хоздоговорных работ с филиалом «АЛРОСА-Поморье», установлено отсутствие отложений воереченской свиты каширского горизонта среднего карбона в центральной и северной частях ЗАР (материалы филиала «АЛРОСА-Поморье»).

Таким образом, с большой долей вероятности можно предположить, что основные черты строения ранне-среднекаменноугольных отложений ЮВБ определяются положением их относительно трёх структурно-фациальных зон (рис. 3):

Северодвинской (верхний девон?, верхнее визе, телзинская, урзугская и воереченская свиты);

- Южно-Кулойской (только урзугская свита);
- Северо-Кулойской (верхнее визе, телзинская? и урзугская свиты).

В целом выделение вышеуказанных структурно-фациальных зон и субсеквентный унаследованный характер поздневизейских и урзугских палеодолин, при их северо-восточной ориентировке, является реальным доказательством тектонической активности кимберлитоконтролирующей Балтийско-Мезенской буферной зоны. Особо следует отметить приуроченность почти всех полей кимберлитов (за исключением Мельских силлов Мегорского поля) и конвергентных пород ЗАР к Южно-Кулойской структурнофациальной зоне, при этом промышленно-алмазоносные тела месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова расположены в пределах, а трубки им. В. Гриба – в бортовой части раннеурзугской палеодолины центральной части ЗАР, все другие вулканические поля контролируются, главным образом, структурноденудационными выступами и поднятиями.

По сравнению с более ранними материалами, выполненные нами комплексные исследования нижнекаменноугольных отложений ЗАР существенно уточняют их возрастную позицию, объём, характерные ли-



Рис. 3. Схема структурно-фациальной зональности Юго-Восточного Беломорья для позднедевонскораннемосковского времени. Структурно-фациальные зоны: *I – Онего-Северо-Двинская; II – Южно-Кулойская; III – Северо-Кулойская.* Другие условные обозначения см. на рис. 1

толого-фациальные черты и палеогеографические условия формирования, показывают особенности проявленности вулканических комплексов в структурно-фациальных обстановках алексинско-михайловского, веневско-тарусского и раннемосковского (каширского) времени.

Список литературы

1. Алексеев А.С., Юрина А.Л., Орлова О.А. и др. О возрасте первого промежуточного коллектора на Товской и Ручьёвской площадях Архангельской алмазоносной провинции // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 222–234.

2. Антащук М.Г., Снегиревский С.М. Установление визейских отложений в зоне сочленения Русской платформы и Балтийского щита (Архангельская обл.): палеоботаническое обоснование // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. – 2003. – Вып. 2 (№ 15). – С. 94–101.

3. Вержак В.В., Гаранин В.К., Минченко Г.В. и др. Особенности формирования и характеристика ореолов индикаторных минералов кимберлитов в среднекаменноугольном коллекторе северного фланга Золотицкого кимберлитового

поля (Архангельская алмазоносная провинция) // Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. – Якутск, 2004. – С. 53–70.

4. Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В., Первов В.А. Возраст магматических пород, рудовмещающей толщи и среднепалеозойских коллекторов Зимнебережного алмазоносного района // Геология алмазов - настоящее и будущее. - Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. - С. 322-354.

5. Третяченко В.В., Вержак В.В., Лисицин А.Я., Шамшина Э.А. Возрастная позиция, литолого-фациальная характеристика и палеогеографические условия формирования поздневизейских отложений Зимнего Берега Белого моря // Матер. Всерос. конф. «Академическая наука и её роль в развитии производительных сил в северных регионах России». -Архангельск. 2006.

6. Третяченко В.В., Вержак В.В., Лисицин А.Я., Шамшина Э.А. Верхневизейские отложения Зимнего Берега Белого моря // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геологический, 2007. – Т. 82, вып. 4. – С. 16–19. 7. Эпохи региональных континентальных перерывов. – Л., 1982.

8. Воронцов В.В. и др. Литолого-фациальные особенности визейских бокситоносных отложений Южного Тимана // Литология и полезные ископаемые. - 1975. - № 5. - С. 47-51.

УДК 9.01:552.3236

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ПОГРЕБЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

В.Н. Устинов¹, М.Г. Антащук¹, М.В. Ошуркова², В.В. Третяченко¹

¹ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Санкт-Петербург ²ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

На основании комплексного изучения разрезов позднепалеозойских терригенных коллекторов алмазов Зимнебережного района разработана схема дробного литолого-стратиграфического расчленения среднекаменноугольных отложений. В составе объединенных урзугской и воереченской свит каширского горизонта московского яруса среднего карбона установлены и прослежены на площади циклиты I-III порядков, которые охарактеризованы палинологически. С использованием предложенной схемы литолого-стратиграфического расчленения в разрезе среднекаменноугольных коллекторов выявлено три уровня (U1-1, U2-1 и U2-2) формирования ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК).

Верхнепалеозойская толща Зимнебережного района, расположенного на северном борту Мезенской синеклизы, представлена терригенными и терригенно-карбонатными отложениями среднего, верхнего карбона и нижней перми. В низах разреза залегают среднекаменноугольные образования урзугской, воереченской свит каширского горизонта и перекрывающие их породы нерасчлененных олмугской и окуневской свит подольского и мячковского горизонтов московского яруса [1]. Разрез верхнего палеозоя Зимнебережного района завершается местами сохранившимися от размыва морскими фациями кепинской свиты касимовского яруса верхнего карбона (доломиты с прослоями алевролитов и песчаников) и нижнепермскими образованиями в объеме ассельского и сакмарского ярусов, которые представлены доломитами, известняками с редкими прослоями мергелей и песчаных разностей.

Среднекаменноугольные отложения, широко развитые в пределах Зимнебережного алмазоносного района, имеют в своем составе ряд горизонтов, содержащих индикаторные минералы кимберлитов (ИМК) и выступают в качестве промежуточного коллектора алмазов [2]. Верхняя часть разреза верхнепалеозойских отложений развита на территории района крайне фрагментарно и практически не содержит продуктов разрушения кимберлитов. Поэтому одной из первостепенных задач, возникающих при проведении геологоразведочных работ на закрытой территории Зимнебережного района, где широко используются палеогеографические методы поисков месторождений алмазов, является создание схемы дробного литологостратиграфического расчленения «продуктивной» толщи среднекаменноугольных отложений.

Долгое время среднекаменноугольные отложения считались первыми во времени после внедрения кимберлитов промежуточным коллектором ИМК. Однако работами последних лет [3, 4 и др.] в разрезе палеозоя Зимнего Берега были выделены нижнекаменноугольные образования. Отложения нижнего карбона мощностью 1-2 м достоверно выявлены на восточном берегу Товского озера. Они развиты на изученной территории фрагментарно и перекрывают терригенные породы верхнего венда и коры выветривания гидрослюдисто-каолинового состава на поверхностях позднедевонского – раннекаменноугольного выравнивания. Имеются данные, что в северной части Зимнебережного района мощность отложений нижнего карбона достигает 12,5 м [5]. Нижнекаменноугольные образования имеют неоднородный литологический состав. В нижней части разреза преобладают сильно ожелезненные, гематитизированные, мелкозернистые кварцевые песчаники красновато-коричневого, горчичного, желто-коричневого цветов с железисто-глинистым цементом. Песчаники содержат невыдержанные по мощности (0,1–0,3 м) прослои и линзы гравелитов, гравелитоконгломератов черно-пестрых, плотных, ожелезненных, состоящих из грубоокатанных обломков алевролитов, аргиллитов, мелкозернистых красноцветных песчаников и цементирующей массы карбонатно-песчаноглинистого состава. Верхняя часть разреза нижнекаменноугольных отложений характеризуется преобладанием пестроокрашенных, плотных алевролитов и аргиллитов.

Остатки спор и пыльцы в отложениях отсутствуют. Однако определения С.М. Снегиревского (кафедра палеонтологии СПб ГУ) макроскопических остатков флоры (*Archaeocalamites radiatus* – типичный для визейских отложений раннего карбона) и данные других исследователей [3, 6 и др.] определенно датируют интервал времени формирования вмещающих отложений ранним карбоном. Судя по литолого-фациальным особенностям раннекаменноугольных отложений, их формирование могло происходить в обстановках делювиальных, делювиально-аллювиальных конусов выноса и шлейфов.

Урзугская и воереченская свиты (объединенные), связанные в разрезах постепенными переходами, залегают на терригенных образованиях падунской свиты верхнего венда, фрагментарно развитых среднепалеозойских корах выветривания, нижнекаменноугольных образованиях и перекрывают тела кимберлитов и родственных пород (рис. 1). Весь разрез отложений представляет собой единую последовательность, представленную циклитом III порядка. Толща пород урзугской и воереченской свит подразделяется на две части, каждая из которых соответствует циклиту II порядка, или пачке. Выделенные пачки (U1 и U2) подразделяются на более дробные литолого-стратиграфические подразделения – циклиты I порядка (U1-1, U1-2 и U2-1, U2-2). Разрез каждого циклита I порядка характеризуется направленным изменением гранулометрического состава отложений от более грубых (разнозернистых песчаников, гравелитов, реже конгломератов) в низах разреза до тонкопесчаных, алевритовых, глинистых и глинисто-карбонатных разностей в верхах.

стема гдел [pyc		pyc	Горизонты московского и мезенского	_о щиклиты I-III порядкон		рядков	бина, м	Литологическая колонка	Диаграмма гамма-каротажа	Детальная кривая изменений уровня Мирового океана (Charles A.ROSS and	
Сис О	В	бассейнов ВЕП	І-ІІІ, свита	II, пачка	І, пакет) Altri		10 20 _{мкр} ч	June R.P.ROSS, 1985,1988 гг., с дополнениями)	4	
RV			мячковский, подольский	олмугская- окуневская	0				Anner Weller	трансурессия регрессия	6
BHA	ЬНА	й		воереченская		U2-2	25-				8 0 0 0 0 0 0
МЕННОУГОЛ средний	московски	каширский		U2	U2-1	50-			••••	9 🔊	
			урзугская		U1-2			Man Man		$10 \bullet \bullet ?$	
KA						U1-1	75-	enererer	Murran		

Рис. 1. Сводный литолого-стратиграфический разрез среднекаменноугольных отложений Зимнебережного района: 1–8 – литологический состав верхнепалеозойских отложений: 1 – известняки; 2 – алевролиты мелкозернистые; 3 – алевролиты крупнозернистые; 4 – песчаники мелкозернистые; 5 – чаники крупнозернистые; 6 – чаники среднезернистые; 7 – чаники крупно- и грубозернистые; 8 – велиты и конгломераты; 9 – находки фауны; 10 – ореолы рассеяния ИМК: а – континентальные (регрессивных этапов), 6 – бассейновые (трансгрессивных этапов); 11 – маркирующие горизонты бассейнового генезиса

Наиболее полные разрезы среднекаменноугольных отложений характерны для палеодепрессий на поверхности кимберлитовмещающего цоколя, где их мощность достигает 50–60 м (рис. 2, а). Здесь представлены, как правило, все выделяемые циклиты I порядка. На склонах депрессий происходит постепенное выклинивание нижних частей разреза за счет выпадения более древних его частей. Наиболее молодые отложения верхней части циклита U2-2 перекрывают на палеоводоразделах породы кимберлитовмещающего вендского цоколя.

Нижняя (песчано-алевритовая) пачка толщи представлена циклитом U1 мощностью около 25 м. В низах разреза пачки развиты разнозернистые песчаники и гравелиты, сменяющиеся вверх по разрезу мелко- и тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. Отложения пачки приурочены к днищам древних речных долин, выработанных в породах кимберлитовмещающего цоколя.

Нижняя часть разреза пачки U1 представлена циклитом U1-1, сложенным в базальной части песчаниками и гравелитами, которые имеют ограниченное распространение и приурочены к тальвегам палеодолин. Песчаники от мелко-, среднезернистых до крупнозернистых, кварцевых. Вверх по разрезу происходит отчетливое утоньшение зернистости песчаных разностей. В составе цветовой гаммы пород преобладают жел-



Рис. 2. Литолого-стратиграфические разрезы Зимнебережного района в современном (а) и реконструированном (б) виде: 1–3 – верхнепалеозойские отложения: 1 – континентальные; 2 – преимущественно бассейновые; 3 – морские; 4 – нижнекаменноугольные отложения; 5 – верхнедевонские-нижнекаменноугольные коры выветривания; 6 – породы вендского кимберлитовмещающего цоколя и номера пластов; 7 – среднепалеозойские кимберлитовые тела; 8 – четвертичные полифациальные отложения; 9 – допозднепалеозойские разрывные нарушения; 10 – скважины колонкового бурения, использованные для составления разрезов; 11 – ореолы рассеяния ИМК (а – континентальные, б – бассейновые)

товато-коричневые (горчичные) и зеленовато-серые тона. Глинистый цемент состоит из монтмориллонита и каолинита с примесью гидрослюды. Гравелиты встречаются в виде линз мощностью 0,1–0,3 м. Сортировка

гравийных частиц плохая; мелкая галька представлена кварцем и кварцевым песчаником. Цемент гравелитов карбонатно-песчано-глинистый, состоящий из зерен кварца, доломита, гидрослюды, каолинита. В породах развита четко выраженная косая слоистость, реже отмечаются пологоволнистые и субгоризонтальные текстуры.

Верхняя часть разреза пачки U1 сложена мелко- и тонкозернистыми песчаниками и алевролитами циклита U1-2, которые местами перекрывают склоны древних долин. В низах разреза обычно преобладают песчаные разности, для верхних частей характерно тонкое их переслаивание с алевролитами. Цвет пород красновато-бурый, красный, иногда светло-зеленый. Часто наблюдается тонкая слоистость, обусловленная чередованием слойков различного гранулометрического состава. В алевролитах горчичного цвета, слагающих верхнюю часть циклита U1-2, В.А. Журавлевым (ВНИГРИ) установлены остатки беззамковых брахиопод и криноидей, что указывает на проникновение на изучаемую территорию во время формирования верхней половины пачки U1 вод морского бассейна. Крайняя редкость фаунистических остатков была обусловлена, очевидно, неблагоприятными условиями для обитания и значительным опреснением водоема.

Верхняя (песчано-карбонатная) пачка среднекаменноугольной толщи представлена породами циклита U2. Ее образования широко распространены в центральной части Зимнебережного района и слагают средние и верхние части разрезов отложений, выполняющих древние речные долины. Породы со следами размыва залегают на песчаниках верхнего венда и более древних породах среднего карбона. Максимальные мощности отмечаются в осевых частях палеодолин, а на их склонах происходит их постепенное выклинивание за счет выпадения нижних частей разреза и существенное сокращение мощностей.

Нижняя часть пачки (циклит U2-1) представлена чаще всего слаболитифицированными разнозернистыми песчаниками оранжевого, кирпично-красного, светло-коричневого цветов, мелко-среднезернистыми, крупно-среднезернистыми, часто разнозернистыми. В нижней части разреза в песчаниках отмечается присутствие гравийных зерен кварца и кремней. Характерна хорошая окатанность песчаных зерен. Иногда песчаники содержат прослои песчаного доломита мощностью 0,1–0,3 м. Среди текстурных особенностей преобладают различные типы тонкой косой слоистости. Мощность образований циклита U2-1 сильно изменяется в зависимости от положения в палеорельефе. В осевых частях палеодолин мощность может превышать 25 м, а на склонах эрозионных форм происходит их полное выклинивание.

Верхняя часть пачки (циклит U2-2) представлена характерным переслаиванием карбонатных песчаников тонкозернистых и плотных алевролитов в низах разреза, в верхах – доломитизированными известняками с линзами и гнездами известковистых глин, реже песчаников. В разрезах по некоторым скважинам местами устанавливаются так называемые долокреты – своеобразные палеопочвенные образования, сформированные в результате испарения богатых карбонатами грунтовых вод. Карбонатные породы часто имеют брекчиевидный облик. В алевролитах и песчаниках нередко отмечается тонкая горизонтальная, пологая косая и волнистая слоистость.

Из приведенного описания видно, что нижние циклиты пачек, сложенные преимущественно разнозернистыми песчаниками, реже гравелитами, характеризуются более грубообломочным литологическим составом. Для них характерно преобладание косослоистых текстур флювиального типа и отсутствие фаунистических остатков. Верхние циклиты отличаются более тонким гранулометрическим составом, наличием пологой или горизонтальной слоистости, характерной для прибереговых частей мелководных бассейнов, находками морской фауны. Следовательно, формирование циклитов происходило в различных динамических и фациальных обстановках. Судя по наличию редких остатков морской фауны, в верхах циклита U1-2, на территорию центральной части Зимнебережного района периодически трансгрессировали воды морского бассейна, которые в прибрежной части отличались значительным опреснением, что приводило к обедненному составу органических остатков или их отсутствию. Это могло объясняться не только неблагоприятным гидрохимическим режимом, но и последующим разрушением в процессе переработки мелкообломочного материала в пляжевой зоне. Представляется, что нижние циклиты пачек объединенной урзугской и воереченской свит формировались преимущественно в континентальных (аллювиальных) обстановках. Образование верхних циклитов происходило в обстановках прибрежных частей сильно опресненных бассейнов, имеющих связь с морями, обладающими нормальной соленостью.

Анализ распределения ИМК в разрезе среднекаменноугольных отложений показывает, что ореолы рассеяния, заключенные в аллювиальных фациях, приурочены к нижним частям циклитов U1-1, U2-1, а ореолы в прибрежно-бассейновых образованиях залегают в основании циклита U2-2. Именно для этих выделенных уровней должны проводиться детальные палеогеографические реконструкции условий формирования терригенных коллекторов. Следует отметить, что при опробовании большей части керна значительными интервалами может создаваться впечатление о зараженности всего среднекаменноугольного разреза зернами ИМК.

В результате палинологического изучения урзугской и воереченской свит удалось выделить дисперсные миоспоры, видовой состав которых (рис. 3) позволяет прийти к выводу о среднекаменноугольном возрасте отложений. Это подтверждает присутствие видов: *Calamospora microrugosa* (Ibr.) S., W. et B., *C. perrugosa* (Loose) S., W. et B, *Leiotriletes sphaerotriangulus* (Loose) Pot. et Kr., *Punctatisporites punctatus* (Ibr.) Ibr, *Cyclogranisporites aureus* (Loose) Pot. et Kr., *Granulatisporites microgranifer* Ibr., *G. minutus* Pot. et Kr., *G. parvus* (Ibr.) Pot. et Kr., *G. piroformis* Loose, *Crassispora kosankei* (Pot. et Kr.) Bhard., *Knoxisporites hageni* Pot. et Kr., *Anulatisporites anulatus* (Loose) Pot. et Kr., *Densosporites faunus* (Ibr.) Pot. et Kr., Lycospora pusilla (Ibr.)

Рис. 3. Палинологическая характеристика среднекаменноугольных отложений Зимнебережного района

Som., L. rotunda Butt. et Will. и Endosporites zonalis (Loose) Кпох, встречающихся в отложениях вестфала В-С Германии, а также видов: Calamospora breviradiata Kos., Punctatisporites pedatus (Kos.) Oshurk., Trachytriletes convexus (Kos.) Oshurk., Schopfites dimorphus Kos., Cadiospora magna Kos., Ahrenisporites protensus (Kos.) Agr. и Densosporites sphaerotriangularis Kos., известных из пенсильванских отложений США. Причем почти постоянное присутствие в спорово-пыльцевых спектрах однолучевых спор родов Laevigatosporites, Punctatosporites, Speciososporites и двумешковой пыльцы Alisporites позволяет датировать возраст вмещающих отложений московским веком.

Вместе с тем почти во всех спектрах (рис. 3) были обнаружены единичные переотложенные споры родов Stenozonotriletes, Camarozonotriletes, Geminospora и Archaeperisaccus, указывающих на размыв отложений девонского возраста. Присутствие среди переотложенных спор видов: Stenozonotriletes laevigatus Naum., Auroraspora limpida Juschko et Byvsch., Geminospora notata (Naum.) Obukh. var. microspinosus Tschibr., G. vasjamica (Tschibr.) Obukh. et Nekr. и Cyrtospora cristifera (Lub.) V.derZwan, встречающихся обычно в отложениях фаменского яруса Восточно-Европейской платформы, свидетельствует о размыве на территории Зимнебережного района образований фамена. Отсутствие переотложенных раннекаменноугольных спор и пыльцы указывает на неблагоприятные условия для их сохранения в обстановках интенсивного гипергенеза.

Анализ распределения миоспор по изученному разрезу позволяет выявить приуроченность определенных палинологических таксонов к циклитам I порядка (рис. 3). Наряду с видами, встречающимися по всему разрезу, для каждого циклита отмечаются виды миоспор, не встреченные ни ниже или ни выше по разрезу. При изучении позднепалеозойских терригенных коллекторов эта палинологическая характеристика может быть использована для комплексного обоснования дробного литолого-стратиграфического расчленения разрезов. Однако на настоящем этапе исследований говорить о выделении определенных палинокомплексов представляется преждевременным. Требуется проведение дополнительных сборов геологического материала и дальнейшее палинологическое изучение.

Таким образом, отнесение пород объединенных урзугской и воереченской свит, залегающих под образованиями олмугской и окуневской свит, сопоставляемых с подольским и мячковским горизонтами среднего карбона на основании находок микро- и макрофаунистических остатков, к каширскому горизонту московского яруса подтверждается результатами спорово-пыльцевого анализа. Горизонт известняков и доломитов олмугской и окуневской свит хорошо прослеживается на площади и в случае его сохранения от эрозии может выступать в качестве репера при палеогеоморфологических реконструкциях (рис. 2, б).

Анализ распределения фаунистических остатков (криноидеи, брахиоподы) в разрезах среднекаменноугольных коллекторов алмазов северного борта Мезенской синеклизы, которые установлены в отложениях циклита U1-2, определенно указывает на проникновение сильно опресненных вод эпиконтинентального морского бассейна на территорию Зимнебережного района в первой половине каширского времени. Во второй половине каширского времени происходило накопление плащеобразно залегающих на территории Зимнебережного района прибрежно-бассейновых отложений циклита U2-2. Следует отметить, что каширское время характеризуется двумя крупными трансгрессиями Мирового океана, проявившимися на территориях многих позднепалеозойских бассейнов мира [7, 8]. Данное обстоятельство позволяет считать, что одной из причин морских трансгрессий на территорию Зимнебережного района в среднекаменноугольное время являлись эвстатические повышения уровня моря.

Предлагаемая на основе комплексного анализа разрезов верхнепалеозойских отложений схема детального литолого-стратиграфического расчленения среднекаменноугольных коллекторов алмазов позволяет коррелировать выделенные разнопорядковые циклиты на площади, проводить стратиграфическую привязку уровней формирования ореолов рассеяния ИМК, реконструировать рельеф на различные продуктивные срезы, и, в конечном итоге, с использованием данных литолого-фациального анализа восстанавливать существовавшие в прошлом палеогеографические обстановки формирования терригенных толщ. Целесообразно использовать схему расчленения в комплексе геологоразведочных работ АК «АЛРОСА» на закрытых территориях Зимнебережного района.

Список литературы

1. Легенда Онежской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (издание второе). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

2. Вержак В.В., Гаранин В.К., Минченко Г.В. и др. Особенности формирования и характеристика ореолов индикаторных минералов кимберлитов в среднекаменноугольном коллекторе северного фланга Золотицкого кимберлитового поля (Архангельская алмазоносная провинция) // Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. – Якутск, 2004. – С. 53–70.

3. Антацук М.Г., Снегиревский С.М. Установление визейских отложений в зоне сочленения Русской платформы и Балтийского щита (Архангельская обл.): палеоботаническое обоснование // Вестник СПбГУ. Сер.7. – 2003, вып. 2 (№ 15). – С. 94–101.

4. Алексеев А.С., Юрина А.Л., Орлова О.А. и др. О возрасте первого промежуточного коллектора на Товской и Ручьёвской площадях Архангельской алмазоносной провинции // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 222–234.

5. Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В., Первов В.А. Возраст магматических пород, рудовмещающей толщи и среднепалеозойских коллекторов Зимнебережного алмазоносного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 322–347.

6. *Третяченко В.В., Вержак В.В., Лисицын А.Я., Шамшина* Э.А. Поздневизейские отложения Зимнего Берега Белого моря // Бюллетень МОИП. Отд. геолог. – 2007. – Т. 82, вып. 4. – С. 16–19.

7. Ross A.C., Ross J.R.P. Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide // Geology. – 1985. – Vol. 13, N_{2} 3. – P. 161–224.

8. Ross A.C., Ross J.R.P. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition // Sea-level changes: an integrated approach. Society of economic paleontologists and mineralogists. Special publication. – 1988. – N $_{2}$ 42. – P. 227–247.

УДК 552.323.6 (470.22)

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕРИИ КИМБЕРЛИТОВ-ЛАМПРОИТОВ КОСТОМУКШИ

Е.М. Шаденков, Л.И. Лукьянова

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Санкт-Петербург

Показано, что кимберлиты и лампроиты сложены породообразующими минералами сходных составов. Петрохимические и геохимические характеристики их также сходны. Сделан вывод, что кимберлиты и лампроиты Костомукши были образованы в результате плавления мантийных перидотитов на разных уровнях глубинности и последующего смешения выплавок в процессе подъема к поверхности.

Впервые дайки лампроитов Костомукши были описаны В.Я. Горьковцом и М.Б. Раевской как слюдяные пикриты в 1981 г. [1]. Позже В.В. Проскуряковым, Л.И. Увадьевым и др. они были отнесены к лампроитам [2, 3]. В конце 90-х гг. И.Л. Махоткиным в этом же районе, в южном карьере Костомукшского железорудного месторождения были обнаружены и описаны дайки, сложенные монтичеллит-флогопитовыми и флогопитовыми кимберлитами [4].

Тела лампроитов и кимберлитов приурочены к глубинному разлому, представленному субмеридиональными тектоническими нарушениями в пределах северной части Центрально-Карельского геоблока (архейского кратона Карелии). Они локализованы в зоне развития пород железисто-кремнистой формации. Серия субмеридиональных даек мощностью от 0,5 до 4 м пересекает магнетитовые кварциты, графитистокварцево-биотитовые, кварцево-серицитовые, тальково-хлоритовые сланцы костомукшской свиты Гимольской серии лопийского комплекса верхнего архея. Протяженность зоны разлома, фиксируемого дайками лампроитов и кимберлитов, как указывают [3], превышает 25 км, а по результатам дешифрирования аэрофотоснимков она прослеживается на 300 км до озера Суоярви. Ширина зоны составляет около 20 км.

Протяженность даек лампроитов и кимберлитов достигает 400–450 м. Они залегают круто, с падением к северо-западу и северо-востоку под углами 65–85°. В зоне контакта с дайками лампроитов и кимберлитов вмещающие породы претерпели катаклаз и милонитизацию с образованием плоскостей скольжения и зон интенсивной биотитизации, сульфидизации и карбонатизации.

В призальбандовых частях даек лампроиты имеют брекчиевую, а также афировую структуры. К центральным частям они сменяются порфировыми и порфировидными структурами с хорошо выраженными крупными выделениями оливина и слюды – флогопита. В центральных частях некоторых даек порой наблюдаются мелкие сегрегации оливина, а также более зернистые разновидности лампроитов с мелкими изометричными обособлениями розового псевдолейцита. Дайки лампроитов часто содержат ксенолиты вмещающих пород Гимольской серии.

По данным определения абсолютного возраста лампроитов K–Ar, Rb–Sr, Sm–Nd–методами в ИГГД РАН (Санкт-Петербург), он составляет 1120–1230 млн. лет [1, 5].

Лампроиты Костомукши были сформированы на заключительных этапах среднерифейской платформенной активизации и относятся к типичным внутриплитным образованиям.

Кимберлиты имеют порфировую структуру. По времени образования они, вероятно, близки к времени образования лампроитов. Согласно данным И.Л. Махоткина [4], монтичеллит-флогопитовые кимберлиты сложены макрокристами и фенокристами оливина, слагающими 25–35 % объема породы, микрофенокристами флогопита (35–40 %) с пойкилитовыми включениями монтичеллита, апатита, шпинели. Связующая масса также сложена монтичеллитом, шпинелью, апатитом. Кроме этих минералов, в связующей массе присутствуют кальцит, сапонит и продукты изменения монтичеллита – серпентин и гидрогранат. Флогопитовые кимберлиты состоят из макрокристов и фенокристов оливина (25–30 % объема породы), микрофенокристов флогопита (30–40 %) с пойкилитовыми включениями апатита, таблитчатых кристаллов (1–2 %), которые, вероятно, были представлены мелилитом и впоследствии были замещены кальцитом. Связующая масса сложена клинопироксеном (3 %), частично замещенным амфиболом, первичным кальцитом (5–7 %) серпентином (5 %) и флогопитом (15 %), который замещается глинистыми минералами.

Петрографическое описание лампроитов Костомукши проводилось неоднократно [1, 3, 5, 6]. Среди них было выделено более десятка петрографических разновидностей пород, варьирующих по минералогическому составу от оливиновых до лейцитовых (псевдолейцитовых) и содержащих К-полевой шпат, а по химическому составу от щелочно-ультрамафитовых до щелочно-мафитовых. Детальное изучение этих пород в последние годы привело к тому, что оливиновые лампроиты по комплексу классификационных признаков стали относить к кимберлитам 2-й группы. Таким образом, серия щелочно-ультрамафитовых и щелочномафитовых пород, развитых в районе Костомукши, оказалась подобной кимберлит-лампроитовой серии, описанной в Гренландии [7].

Кимберлиты сложены фенокристами оливина (20–35 % объема породы), который повсеместно замещен тальком, и флогопита (5–10 %). Связующая масса имеет тонкозернистое, порой скрытокристаллическое строение и состоит из оливина, флогопита, перовскита, хлорита и железоокисных минералов.

Среди лампроитов по минералогическому составу – ассоциациям минералов-вкрапленников – можно выделить две крупные группы пород. Лампроиты первой группы сложены фено- и порфировидными кристаллами флогопита (20-30 % объема породы), клинопироксена-диопсида (5–15 %), оливина (10–15 %). Связующая масса состоит из этих же минералов, а также псевдолейцита, количество которого может достигать 10 % объема породы, кальцита (5–10 %), рихтерита (3–5 %) и мельчайших выделений магнетита, гематита. Лампроиты второй группы – более лейкократовые породы. В них порфировидные выделения минералов представлены флогопитом (20–30 % объема породы), диопсидом (10–20 %), псевдолейцитом (10–15 %), оливином (до 10 %). Связующая масса сложена этими же минералами, за исключением оливина, а также рихтеритом, кальцитом, К-полевым шпатом, который образует таблитчатые выделения и количество которого может достигать 20–30 % объема породы. Акцессорные минералы в лампроитах двух групп одинаковы и представлены апатитом, титаномагнетитом, перовскитом, хромшпинелидом, ортитом.

Как видно из приведенной краткой петрографической характеристики кимберлитов и лампроитов Костомукши, они представляют собой серию пород, среди которых наименее дифференцированными являются кимберлиты – породы с вкрапленниками оливина и флогопита. При этом оливин является ликвидусным минералом, как и в кимберлитах из других регионов. В лампроитах оливин также представляет собой ликвидусный минерал, к которому впоследствии, в процессе эволюции присоединяются флогопит, диопсид, лейцит. Фракционированием всех этих минералов и должна контролироваться эволюция лампроитового расплава (аналогичный минералогический контроль эволюции составов лампроитов фиксируется и в лампроитах из других регионов). Следует отметить, что котектические отношения флогопита с оливином, диопсидом, лейцитом часто сменяются реакционными, когда флогопит начинает кристаллизоваться посредством замещения этих минералов. Подобные отношения минералов-вкрапленников связаны с возрастанием давления летучих компонентов, в частности, давления воды. Описанные взаимоотношения минераловвкрапленников хорошо согласуются с фазовыми отношениями этих минералов, при рассмотрении хода кристаллизации кимберлитов и лампроитов Костомукши в рамках системы кварц-диопсид-форстерит-лейцит-H₂O–CO₂ [8]. При нанесении составов кимберлитов и лампроитов Костомукши на эту диаграмму оказалось, что фигуративные точки их составов локализуются вблизи плоскости форстерит-диопсид-лейцит, образуя рой, вытянутый от вершины форстерит к стороне лейцит-диопсид, размещаясь главным образом в поле форстерита, реже в поле флогопита (рис. 1), и лишь единичные фигуративные точки попадают в поля лей-



цита и диопсида. Это указывает на то, что в кимберлитах и лампроитах Костомукши главную роль в эволюции их составов играло фракционирование оливина, в меньшей степени – флогопита. Роль фракционирования диопсида и лейцита в эволюции составов лампроитов была менее значительной. Фракционирование оливина должно приводить к обогащению остаточного расплава SiO₂, Al₂O₃, CaO, TiO₂, щелочами, летучими, обеднению его железом, MgO. Из расплава подобного состава впоследствии и происходит кристаллизация флогопита, диопсида, лейцита К-полевого шпата.

Рис. 1. Диаграмма: форстерит (ФО)-диопсид (ДИ)лейцит (ЛЕ) для кимберлитов и лампроитов Костомукши: $1 - пограничные кривые при P(H_2O, CO_2) = 1 атм; 2 - по$ $граничные кривые при P(H_2O, CO_2) >= 5 кбар; 3 - фигура$ тивные точки кимберлитов; 4 - фигуративные точки лампроитов; 5 – поле флогопита

По своему химическому составу (табл. 1) наиболее ультрамафитовые лампроиты Костомукши сходны с оливиновыми лампроитами трубок Эллендейл, а наиболее салитовые – с диопсид-оливин-лейцитовыми лампроитами Маунт Седрик.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38,2	40,85	42,9	40,17	45,41	43,97	40,4	44,1
TiO ₂	2,15	2,45	2,92	2,35	3,33	4,07	3,88	3,62
Al ₂ O ₃	4,43	4,3	3,99	6,12	5,69	5,94	5,33	5,68
Fe ₂ O ₂	8,45	9	4,2	8,01	Не опр.	Не опр.	6,49	5,94
FeO	Не опр.	Не опр.	3	4,2	9,34	8,61	3,2	3,2
MnO	0,2	0,18	0,15	0,12	0,14	0,11	0,14	0,13
MgO	23,14	22,31	22,2	20,21	19,54	18,58	14,9	15,7
CaO	6,49	5,88	8,15	7,51	9,34	10,55	8,47	7,59
Na ₂ O	0,17	0,27	0,04	0,25	0,24	0,27	0,04	0,04
K ₂ O	5,08	4,74	3,2	3,78	5,8	5,39	8,23	8,25
P_2O_5	0,9	0,96	1,43	0,94	1,18	2,53	1,99	1,94
H ₂ O	6,18	6,54	Не опр.					
CO ₂	4,11	1,98	_//_	_//_	_//_	_//_	_//_	_//_
п.п.п.	Не опр.	Не опр.	7,01	6,49	_//_	_//_	_//_	_//_
Сумма	99,49	99,46	99,2	100,13	100	100	99	99
КΦ	26,7	28,7	24,5	35,7	33	31,6	39,5	36,8

Химические анализы кимберлитов и лампроитов Костомукши

Таблица 1

Примечание. 1 – монтичеллит-флогопитовый кимберлит, 2 – флогопитовый кимберлит (Machotkin, 1998) 3, 4 – флогопит-оливиновый кимберлит (Орлова, Шаденков, 1992), 5, 6 - оливин-диопсид-флогопитовый лампроит (Никитина и др., 1999), 7, 8 – диопсид-флогопит-лейцитовый лампроит (наши данные).

Для кимберлитов и лампроитов Костомукши характерно высокое отношение K₂O/Na₂O>5, высокое содержание MgO (15–28 %). На диаграмме (K₂O+Na₂O)–SiO₂ фигуративные точки их составов попадают в поле щелочных ультрамафитовых и мафитовых пород.

Характерной особенностью химических составов лампроитов Костомукши являются значительные вариации содержаний всех петрогенных компонентов (табл. 1), порой незакономерные. Вариации же химических составов кимберлитов незначительны. При нанесении химических составов лампроитов на вариационные диаграммы MgO – SiO₂ – другой петрогенный компонент оказывается, что фигуративные точки, отвечающие их составам, на большинстве диаграмм образуют обширные рои, в которых не устанавливается какой-либо закономерности эволюционного изменения содержаний таких петрогенных компонентов, как K₂O, TiO₂, Al₂O₃, железо, от вариаций содержаний MgO, SiO₂. Исключение составляют диаграммы MgO-SiO₂, MgO–CaO, SiO₂–CaO, из которых видно, что с падением содержания MgO происходит падение содержания SiO₂ и рост содержания CaO, как в кимберлитах, то есть происходит десиликация эволюционирующего расплава лампроитов, что отличает эволюцию составов лампроитов Костомукши от эволюции составов лампроитов из других регионов мира, сопровождающейся ростом содержания SiO₂. Причиной же этой десиликации является карбонатизация лампроитового расплава, в результате которой в минералогическом составе лампроитов Костомукши постоянно фиксируется карбонат (кальцит), количество которого может достигать 10 % объема лампроита. Карбонатизация лампроитов Костомукши обусловлена нетипичным для лампроитов компонентным составом флюидной фазы. Так, в составе флюидной фазы, сосуществовавшей с расплавом лампроитов Костомукши, помимо H₂O постоянно присутствует и CO₂, что является характерным для флюидной фазы, сосуществующей с кимберлитовыми расплавами.

Наличие СО₂ во флюидной фазе, сосуществующей с лампроитовым расплавом, может быть объяснено, исходя из петрогенетической модели образования лампроитов, предложенной В.И. Вагановым [9]. Так, в соответствии с этой моделью, низкие содержания СО₂ во флюидной фазе, сосуществующей с расплавом лампроитов, обусловлены ликвационным разделением исходного щелочно-ультрамафитового (протокимберлитового) расплава в глубинных условиях при давлении 25-30 кбар на фракцию, обогащенную СО₂ (кимберлитовую) и фракцию, обедненную CO₂, но обогащенную H₂O (лампроитовую). В нашем случае высокое содержание СО2 в лампроитах может свидетельствовать о том, что исходный для них расплав не претерпел полного ликвационного разделения на две фракции – кимберлитовую и лампроитовую, в результате чего в нем сохранилось повышенное содержание CO₂. Причиной же отсутствия такого разделения исходного расплава мог быть быстрый его подъем от области генерации к поверхности без задержки на глубине возможного ликвационного разделения, то есть динамический фактор. Наличие CO₂ в составе флюидной фазы, сосуществующей с лампроитовым расплавом, служит одним из доказательств генетического родства лампроитов и кимберлитов Костомукши.

На диаграмме K₂O/K₂O+Na₂O–K₂O/K₂O+CaO фигуративные точки, отвечающие кимберлитам и лампроитам Костомукши, образуют длинное поле в области высоких значений K₂O/K₂O+Na₂O, с изменением параметра K₂O/K₂O+CaO от 0,1 до 0,7. При этом низкие значения этого параметра характерны для кимберлитов и наиболее карбонатизированных лампроитов. Фигуративные точки, отвечающие составам кимберлитов и лампроитов Костомукши, образуют тренд, совпадающий с трендом кимберлит-лампроитовой серии Гренландии, Кот-д-Ивуара. Десиликация лампроитового расплава, обусловленная карбонатизацией, в процессе его эволюции достаточно четко фиксируется и в эволюционном изменении составов некоторых породообразующих минералов, таких, как клинопироксен, слюда.

Клинопироксены из лампроитов Костомукши сходны по своему составу с клинопироксенами из лампроитов других регионов мира. Они образуют единый эволюционный ряд от маложелезистых эндиопсидов до маложелезистого диопсида (табл. 2, рис. 2). Как видно из приведенных данных, в процессе эволюции составов клинопироксенов происходит закономерное падение их магнезиальности, возрастание кальциевости, но при этом происходит падение в них содержания кремнезема (рис. 2, а), что является отражением десиликации расплава лампроитов в процессе его эволюционного изменения. Также показателем развития десиликации является и падение отношения SiO₂/CaO+MgO+FeO в клинопироксенах в процессе их эволюции (рис. 2, б) [10]. Клинопироксены кимберлитов представлены титансодержащим диопсидом [4], сходным с диопсидом из лампроитов.

Таблица 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	55,64	55,01	52,42	53,08	53,15	40,22	39,72	41,63	41,7	55,2	54,36
TiO ₂	0,87	0,98	1,17	1,35	1,08	5,65	5,75	5,6	5,84	0,69	1,73
Al_2O_3			0,43			10,82	10,9	8,42	6,69		
Fe ₂ O ₃			1,56	2,46	2,71				1,28		0,76
FeO	3,35	3,61	2,02	1,3	0,3	6,7	8,36	7,6	5,94	7,89	10,39
MnO			0,36								
MgO	18,15	17,64	16,84	16,94	17,85	22,41	21,26	22,87	24,02	18,64	16,22
CaO	22,31	22,68	23,17	23,68	24,18					3,54	2,73
Na ₂ O			1,24	0,62	0,3	0,8	0,6		0,36	7,04	6,57
K ₂ O						10,25	10	10,42	10,73	4,88	5,18
Cr_2O_3			0,56	0,56	0,39						
Сумма	100,33	100,18	99,76	99,99	99,99	96,85	96,68	96,54	96,56	97,94	97,94

Химический состав клинопироксенов, слюд, амфиболов из лампроитов Костомукши

Примечание. 1-5 – клинопироксены, 6-9 – слюды, 10-11 – амфиболы. Анализы выполнены на микрозонде «Camebax».



Рис. 2. Составы клинопироксенов


Рис. 3. Составы слюд

Слюды из лампроитов Костомукши, как это видно из их составов (табл. 2), сходны с составами слюд из лампроитов других регионов мира. Они образуют эволюционный ряд от маложелезистых флогопитов до тетраферрифлогопита (табл. 2). В процессе эволюционного изменения состава слюд происходит падение их магнезиальности, содержания кремнезема (рис. 3, а), что является отражением десиликации лампроитового расплава. Также в процессе эволюции составов в них отмечается рост содержания TiO_2 , в то время как содержание Al_2O_3 в них падает (рис. 3, б). Тренд изменения составов слюд из лампроитов является промежуточным между трендом слюд лампроитов и кимберлитов группы 2. С наличием в лампроитах Костомукши слюд, обедненных глиноземом и обогащенных щелочами, связано появление среди них пород, в которых коэффициент агпаитности больше единицы.

Слюды из кимберлитов представлены флогопитом, обедненным глиноземом (9–1 вес.% Al_2O_3). Они демонстрируют чрезвычайно широкий диапазон колебаний содержаний FeO (7–17 вес. %) и TiO₂ (1–6,5 вес. %) и также демонстрируют тренд, промежуточный между лампроитами и кимберлитами группы 2 [4]. По нашему мнению, такие большие вариации составов слюд из кимберлитов обусловлены не только их эволюционным изменением в процессе кристаллизации, но также наличием в их составе слюд ксеногенного происхождения.

В табл. 2 приведены также анализы и таких типоморфных минералов лампроитов, как рихтерит и Кполевой шпат (ортоклаз), но ограниченное количество анализов этих минералов не позволяет определенно судить об эволюционном изменении их составов. Ортоклаз из лампроитов Костомукши (табл. 2) по своему составу полностью аналогичен полевым шпатам из лампроитов других регионов мира. Он также содержит в своем составе железо и барий. Рихтерит, в отличие от рихтеритов из лампроитов других регионов мира, является несколько более натровым. Отношение K/K+Na составляет 0,3–0,4, в то время как в рихтеритах из лампроитов других регионов, в частности, Австралии, отношение K/K+Na>0,5. Рихтерит из кимберлитов несколько богаче TiO₂ (1,6-4 вес. %). Для него характерен более широкий размах вариаций отношения K/K+Na, чем в рихтерите из лампроитов. Рихтериты с такими вариациями этого отношения встречаются во включениях MAPUД [4].

Содержания малых элементов и элементов группы железа (Cr, Ni, Co) в кимберлитах и лампроитах Костомукши сходны между собой, а также сходны с содержаниями этих элементов в лампроитах из других регионов. Для содержаний малых элементов в лампроитах Костомукши характерны заметные вариации, обусловленные различиями составов самих пород, которые они приобрели в процессе эволюции исходного расплава. При этом наблюдается закономерное увеличение содержаний малых элементов в более дифференцированных разновидностях лампроитов, в то время как для элементов группы железа характерна обратная картина. По содержаниям редкоземельных элементов (РЗЭ) кимберлиты и лампроиты Костомукши сходны друг с другом и с кимберлитами и лампроитами из других регионов. Для них также характерна высокая степень фракционирования РЗЭ (рис. 4). Отношение La/Yb составляет 180-300. В кимберлитах отмечаются лишь несколько повышенные по сравнению с лампроитами содержания тяжелых РЗЭ. Так, в кимберлитах Ybn составляет 7–13, в то время как в лампроитах Ybn не превышает 8,5. Согласно И.Л. Махоткину, изотопные содержания Sr и Nd из кимберлитов и лампроитов Костомукши (Esr=+30, End=-9) находятся между полями кимберлитов группы 1 и группы 2, но совпадают с полями мелилит-флогопитовых кимберлитов Архангельска и лампроитами Аргайл [4]. В изученных лампроитах содержания РЗЭ, как и содержания других малых элементов, закономерно возрастают в более дифференцированных разновидностях, а заметные вариации тяжелых РЗЭ обусловлены разной степенью постмагматических преобразований лампроитов.

Завершая геохимическую характеристику кимберлитов и лампроитов Костомукши, следует отметить, что все кривые распределения малых элементов, элементов группы железа и РЗЭ являются конформными



Рис. 4. Распределение РЗЭ в лампроитах Костомукши

друг другу (рис. 4). Таким образом, приведенные данные по содержаниям этих элементов еще раз свидетельствуют в пользу образования всех разновидностей как кимберлитов, так и лампроитов посредством кристаллизационного фракционирования исходных для них расплавов, а возможно, и из единого исходного расплава щелочноультрамафитового состава.

Расплав подобного состава имеет мантийное происхождение. В пользу мантийного происхождения исходного расплава кимберлитов, лампроитов Костомукши свидетельствует ряд петрохимических и геохимических критериев отнесения пород к мантийным выплавкам. Такими критериями являются, в частности, высокая магнезиальность пород (Mg/Mg+Fe>0,65), что свидетельствует о равновесии расплава с мантийным оливином состава Fo>90 %, высокое отношение Ni/Co>2,2 [11].

Составы всех кимберлитов и почти всех лампроитов Костомукши отвечают этим критериям, а кимберлиты и лампроиты с содержаниями MgO 22-23%, как наименее дифференцированные породы, являются наиболее близкими по составу к составам исходных расплавов (при определении составов расплавов, близких к исходному, для исключения из выборки составов кимберлитов и лампроитов, которые могут быть обогащены кумулятивным оливином, проверялось соответствие железистости оливина и равновесной с ним связующей массы кимберлита, лампроита, а состав оливина определялся по методике В.И. Ваганова [9]).

Принятые нами составы исходных расплавов для кимберлит-лампроитовой серии Костомукши являются близкими по составу к кимберлитам группы 2 и к оливиновым лампроитам Австралии (трубки Эллендейл). Отличиями составов исходных расплавов от оливиновых лампроитов Австралии являются пониженное содержание кремнезема и повышенное содержание CO₂ в компонентном составе летучих (флюидной фазы) по сравнению с Австралийскими лампроитами.

Выше нами было заявлено, что причиной наличия повышенной доли CO₂ в составе флюида, сосуществовавшего с лампроитовой фракцией расплава, был быстрый подъем его от места генерации к поверхности, в связи с чем не произошло полного разделения флюидной фазы на две фракции, из которых одна должна быть по составу существенно водной, другая – существенно углекислотной. Сам по себе быстрый подъем лампроитового расплава к поверхности (динамический фактор) должен благоприятно отразиться на сохранности в нем гипербарических фаз (алмаза). Однако, само присутствие алмаза в лампроитовом расплаве возможно лишь в том случае, если генерация этого расплава происходила в Р-Т- условиях (физико–химический фактор), где алмаз устойчив.

Как известно, не все лампроиты алмазоносны. Глубины зарождения лампроитовых расплавов варьируют и могут находиться выше уровня стабильности алмаза. С целью оценки Р-Т–условий генерации исходного расплава лампроитов Костомукши, мы воспользовались имеющимся у нас фактическим материалом с привлечением методов расчетной термобарометрии.

Из минералов-спутников алмаза, в лампроитах Костомукши присутствуют лишь хромшпинелиды, которые и были изучены. Как можно видеть из приведенных данных (табл. 3), хромшпинелиды имеют варьирующие составы. Они представлены собственно хромитами, субферрихромитами, реже субалюмоферрихромитами и субферриалюмохромитами. Большинство хромшпинелидов такого состава сходны с хромшпинелидами нодулей перидотитов из алмазоносных кимберлитовых и лампроитовых трубок, а около 25 % из всех хромшпинелидов по составу подобны хромшпинелидам из включений и сростков с алмазами. Этот факт может также рассматриваться в качестве благоприятного критерия потенциальной алмазоносности, содержащих их лампроитов Костомукши.

Имеющиеся у нас данные об особенностях составов изученных кимберлитов и лампроитов, слагающих их минералов, о порядке кристаллизации этих минералов и сопоставлении этих данных с результатами экспериментальных исследований синтетических и природных систем подобных составов позволяют утверждать, что кристаллизация кимберлитов и лампроитов Костомукши происходила при температурах, сходных с температурами кристаллизации других пород подобных составов, установленными при проведении экспериментальных исследований по их плавлению и кристаллизации [12–15].

	1	2	3	4	5	6
TiO ₂		0,47	2,66	2,36	1,81	0,49
Al_2O_3	8,13	7,94	5,81	8,29	4,41	7,51
Fe ₂ O ₃	1,68	1,98				
FeO	11,7	11,44	18,74	21,49	25,18	16,15
MnO				0,14	0,39	1,27
MgO	14,29	14,61	16,43	15,55	5,47	12,1
Cr ₂ O ₃	63,68	63,23	55,86	51,67	62,46	61,51
Сумма	99,48	99,67	99,5	99,49	99,72	99,05

Химический состав хромшпинелидов из лампроитов Костомукши

Как было установлено, кристаллизация лампроитов Костомукши начиналась с оливина, к которому затем присоединялись флогопит и диопсид. Проведенное определение температур кристаллизации оливина – ликвидусного минерала лампроитов по ликвидусному геотермометру [16] позволило установить, что эта температура составляла 1230–1280°С. Определение температуры кристаллизации клинопироксена – более позднего, чем оливин минерала, по монопироксеновому геотермометру Л.Л. Перчука [17], позволило установить, что она составляла от 1140 до 980 °С.

Относительно барических условий генерации расплава лампроитов Костомукши у нас имеются данные, полученные при оценке Р-Т-параметров формирования включений лерцолитового состава, найденных в лейцитсодержащих лампроитах. (А.А. Антонов, неопубликованные данные). Эти включения (нодули) имеют размеры до 10 см в поперечнике. Они сильно выветрены: оливин замещен серпентином, тальком, сапонитом. Из первичных минералов сохранились лишь хромшпинелиды и клинопироксены. Редко наблюдаются псевдоморфозы талька по ортопироксену. Все нодули относятся к фациям шпинелевых и гранатовых перидотитов, обладают зернистой, реже порфирокластической текстурами. Наибольший интерес для оценки P-Т- параметров формирования представляют нодули фации гранатовых перидотитов как наиболее глубинные. В этих нодулях первичный гранат не сохранился. Факт его существования подтверждает присутствие псевдоморфоз, сложенных тонкозернистым агрегатом высокоглиноземистых хромшпинелидов и поздних слоистых силикатов. Псевдоморфозы сохраняют морфологические границы ранее существовавшего граната. Нередки случаи, когда от развивавшейся по гранату ассоциации остается только высокоглиноземистый хромшпинелид, а причиной такого преобразования мог быть разогрев нодуля или декомпрессия. Такого же типа ассоциации встречаются и в ксенолитах лампроитов (кимберлитов группы 2) кимберлитовых полей Куопио, Каави (Восточная Финляндия). Для оценки Р-Т-параметров использовался моноклинопироксеновый геотермометр Нимица и Тэйлора [18]. В качестве геобарометра был выбран вариант, разработанный И. В. Ащепковым. Полученные данные колеблются в широких пределах. Так, значения температуры варьируют от 800 до 1300 °C; величины давления - от 34 до 70 кбар, что соответствует условиям графитпироповой и алмаз-пироповой субфаций глубинности.

Также данные о барических условиях генерации исходного расплава лампроитов были получены нами с помощью геобарометра В.И. Ваганова [9]. Согласно этим данным, генерация расплава лампроитов Костомукши происходила при давлениях от 4,5 до 6,1 кбар, то есть опять же в условиях от графит-пироповой до



алмаз-пироповой субфаций глубинности (рис. 5), что позволяет рассматривать лампроиты Костомукши как потенциально алмазоносные породы. Определение Р-Т–условий генерации расплава кимберлитов Костомукши производилось также с использованием геотермометра Л.Л. Перчука и геобарометра В.И. Ваганова. Согласно полученным данным, генерация расплава кимберлитов происходила при темпе-

Рис. 5. Р-Т-параметры генерации расплавов кимберлитов и лампроитов Костомукши: 1 – кимберлиты; 2 – лампроиты; 3 – солидус системы: перидотит-CO₂-H₂O (по П. Уайли) ратурах от 1260 до 1310°С, то есть более высоких, чем генерация расплава лампроитов Костомукши, что может рассматриваться как еще одно, правда, косвенное подтверждение производной природы лампроитов – продуктов эволюции исходного расплава кимберлитов (протокимберлитового). Давление, при котором генерировался кимберлитовый расплав, составляло 4,5–6,2 кбар, что отвечает условиям графит-пироповой и алмаз-пироповой субфаций.

Как можно видеть на рис. 5, фигуративные точки кимберлитов и лампроитов Костомукши образуют рой, ориентированный параллельно линии солидуса системы перидотит– H_2O-CO_2 , занимая при этом секущее положение к линии равновесия графит-алмаз. Такое расположение фигуративных точек кимберлитов и лампроитов, согласно В.И. Ваганову, является свидетельством высокой скорости падения давления, довольно быстрого подъема кимберлитового и лампроитового расплавов на этапе глубинной эволюции, что должно положительно сказаться и на перспективах алмазоносности кимберлитов и лампроитов Костомукши. Такая конфигурация роя фигуративных точек кимберлитов и лампроитов может свидетельствовать о том, что процесс плавления при генерации кимберлитовых и лампроитовых расплавов мог происходить одновременно в большом вертикальном разрезе мантии, приводя к формированию множества изолированных порций кимберлитовой и лампроитовой и лампроитовой магм, различающихся по составу в зависимости от температуры, давления, степени плавления, которая будет возрастать вниз по разрезу. Таким образом, конечный состав кимберлитов и лампроитов, слагающих те или иные тела, может представлять собой результат смешения различных порций расплава.

В качестве отрицательного фактора алмазоносности может рассматриваться фациальный фактор, а именно отсутствие среди кимберлитов и лампроитов брекчиевых разновидностей и локализация кимберлитов и лампроитов в виде даек, в дайковой фации, что предполагает достаточно длительный временной интервал кристаллизации, в течение которого алмаз может не сохраниться.

Завершая характеристику вещественного состава кимберлитов и лампроитов Костомукши и их генетических особенностей, следует отметить следующее. Кимберлиты и лампроиты Костомукши, скорей всего, были образованы из разных порций щелочно-ультрамафитового расплава мантийного происхождения. При этом могло происходить смешение этих порций в разных соотношениях, чем и обусловлены часто сходные друг с другом составы кимберлитов и лампроитов, а также наличие СО₂ в составе флюидной фазы лампроитов. Вариации составов кимберлитов обусловлены также фракционированием оливина, флогопита, а вариации составов лампроитов связаны как с процессом кристаллизационного фракционирования оливина, флогопита, клинопироксена, лейцита, так и с процессами их реакционного взаимодействия в субликвидусных условиях, а также развитием в последующем карбонатизации, которая в значительной степени снивелировала результаты предшествующего кристаллизационного фракционирования. Наличие в составе флюидной фазы лампроитов СО2, кроме процессов смешения расплавов, может быть связано с быстрым подъемом лампроитового расплава от места генерации к поверхности, что могло благоприятствовать сохранности алмаза. Генерация исходных кимберлитовых и лампроитовых расплавов происходила на глубинах, соответствующих условиям графит-пироповой и алмаз-пироповой субфаций, в области устойчивости алмаза, что можно рассматривать как благоприятный фактор потенциальной алмазоносности кимберлитов и лампроитов Костомукши.

Из всего вышеизложенного следует, что кимберлиты и лампроиты Костомукши – потенциально алмазоносные породы – нуждаются в доизучении. При этом основной акцент должен быть сделан на выявлении среди них трубочных тел, сложенных брекчиевыми разновидностями, а также выявлении среди даек тел, сложенных вулканическими инъекционными брекчиями, которые, как известно, из всех фациальных разновидностей кимберлитов и лампроитов являются обычно наиболее перспективными.

Список литературы

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. и др. Геология и металлогения Костомукшского железорудного месторождения. – Петрозаводск, 1981. – 141 с.

2. Проскуряков В.В., Увадьев Л.И. и др. Щелочные пикриты Карело-Кольского региона // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 307, № 6. – С. 1457–1460.

3. *Проскуряков В.В.*, Увадьев Л.И. и др. Лампроиты Карело-Кольского региона // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 314, № 4. – С. 940–943.

4. *Mahotkin 1.L.* Petrology of Group 2 Kimberlite-Olivine lamproite (K2L) series from the Kostomuksha area, Karelia, N. W. Russia. 1998.

5. Никитина Л.П., Левский Л.К. и др. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 3. – С. 252–272.

6. *Орлова М.П., Шаденков Е.М.* Лампроиты Костомукши (юго-западная Карелия) // ЗВМО. – 1992. – Ч. 71, № 6. – С. 33-43.

7. Scott B.H. Kimberlites and lamproites from Holstenborg W // Greenland. Meddelelser om Gronland. Geoscience. – 1981. – V. 4. – P. 3–24.

8. Sood M.K., Platt R.G., Edgar A.D. Phase relations in portions of the genesis of alkaline rocks // Can, Miner. – 1970. – V. 10. – P. 380–394.

9. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. - М.: 2000. - 372 с.

10. Le Bas M.J. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage // Amer. Journ. Sci. – 1962. – V. 260. – P. 267–288.

11. Когарко Л.Н. Ni/Co – индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия. – 1973. – № 10.

12. Зырянов В.Н., Жариков В.А. Экспериментальное исследование образования лампроитов // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 283, № 5.

13. Шарыгин В.В. Физико-химические особенности кристаллизации лампроитов по данным изучения включений расплава в минералах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1997. – 48 с.

14. Arima M., Edgar A.D. The high pressure experimental study on a magnesian rich leucite lamproite from the West Kimberley area // Australia: petrogenetic implications. Contr. Miner. Petrol., 1983. – V. 84.

15. Sato K. Melting experiments on a synthetic olivine lamproite composition up to 8 Gpa: implication to its petrogenesis // Journ. Geophys. Res. – 1997. – V. 102, NOB7.

16. Ваганов В.И., Соколов С.В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. – М.: Недра, 1988. – 150 с.

17. *Перчук Л.Л.* Усовершенствование пироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 233, № 3. – С. 456–459.

18. *Nimis P., Taylor W.R.* Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part-I. Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer // Contr. Miner. Petrol. – 2000. – V. 139. – P. 541–554.

ГЛАВА 3

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

УДК 535.343.2

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ОПТИКО-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРАНАТОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОРОД НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

Т.А. Антонова, И.И. Никулин

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

В связи с широким развитием поисково-разведочных работ на площади Накынского поля в Средне-Мархинском алмазоносном районе возникают вопросы о выявлении новых критериев для поисков коренных источников алмазов. Весьма важно установить, к какому конкретно известному кимберлитовому телу относятся находки минералов – спутников алмаза. Дополнительные виды данных позволят проводить сопоставление гранатов различных выборок. Используется весьма перспективный и эффективный метод изучения гранатов – оптическая спектроскопия поглощения. Определяемая с его помощью окраска, численно выраженная через колориметрические параметры (λ_k и p_c), может быть использована в качестве индикатора физико-химических условий минералообразующей среды. Для измерения и описания цвета гранатов использована методика, предложенная С.С. Мацюком, позволяющая определить парагенетическую принадлежность гранатов из кимберлитов по спектрам пропускания в видимой области.

Цвет любого вещества как физическое свойство обнаруживает себя благодаря способности человеческого глаза различать электромагнитное излучение в определенном диапазоне частот. Поглощение электромагнитного излучения в видимой области спектра зависит от природы, состава и строения вещества, а также от условий освещения. Цвет как относительное свойство вещества необходимо наиболее интенсивно внедрять в практику минералогических исследований.

Общеизвестно, что минералы-спутники алмаза обладают чрезвычайно разнообразной окраской различной яркости и насыщенности. Цвет является одним из первых диагностических признаков минераловспутников алмаза [1]. По красной «пироповой дорожке» были открыты кимберлиты Якутии [2], и в настоящее время гранаты пиропового ряда служат основным критерием при поисках кимберлитов. На прямую связь содержания фиолетово-красных и «малиновых» гранатов с алмазоносностью кимберлитов указывали Е.В. Францессон [3] и В.Н. Щукин с соавторами [4]. На этом этапе исследований Н.Н. Сарсадских [5] предлагала минералогический критерий алмазоносности кимберлитов, основанный на парагенетической связи разноцветных гранатов. Актуальность данных исследований, с учётом поискового, генетического и кристаллохимического значения окраски гранатов существует и по настоящее время.

Объекты исследований

В данной работе рассматриваются особенности кристаллов гранатов пиропового ряда с помощью методов оптической спектроскопии в видимой области. Исследовались гранаты из элювиальных и делювиальных образований дайкообразного кимберлитового тела Накынского поля [6] для раскрытия особенностей окраски и парагенетической принадлежности, установления степени схожести и различия между выборками. По спектрам поглощения определяли оптико-спектроскопические свойства кристаллов и их возможную связь и приуроченность к геологической обстановке отложений. Информацию об образовании этих минералов, глубинной парагенетической принадлежности, а также вероятной алмазоносности коренного источника несут в себе их состав и окраска [7]. Разнообразная окраска природных пиропов характеризуется набором и концентрацией примесей, главными из которых являются Cr^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} и в меньшей степени Ti^{3+} . Важно отметить эмпирическую закономерность в том, что присутствие хромсодержащих пиропов, бедных кальцием, является индикатором алмаз-пироповой фации кимберлитов, которая указывает на алмазоносность.

На данный момент на Накынском поле известны пять кимберлитовых тел, одно из которых разрабатывается карьерным способом (см. вкл., рис. 14). В 2006 г. Мархинская партия Ботуобинской ГРЭ, выполняя

поисковые работы, вскрыла буровыми скважинами самое южное из известных кимберлитовых тел. По данным буровых работ Ботуобинской экспедиции и предварительным разрезам новое кимберлитовое тело представляет собой дайковое образование и находится на расстоянии 3–4 км от ближайшего кимберлитового тела. Трубки Ботуобинская и Нюрбинская расположены близко друг от друга (расстояние между ними около 3 км). По принятой классификации, основанной на площади поперечного сечения поверхности, трубка Ботуобинская относится к малым (сочетание линзовидной и округлой), а Нюрбинская – к средним (овальной формы) по размерам кимберлитовым телам. Остальные тела имеют приблизительно даечное строение. Кимберлитовые трубки Ботуобинская и Нюрбинская характеризуются близостью вещественного состава и алмазоносности слагающих их кимберлитовых пород, которые по ряду вещественно-индикационных признаков и продуктивности попадают в разряд уникальных, впервые обнаруженных в пределах центральной части Якутской алмазоносной провинции.

Методика

Одним из весьма эффективных средств изучения гранатов является оптическая спектроскопия поглощения. В частности, окраска, численно выраженная через колориметрические параметры (λ_k и p_c), может быть использована в качестве индикатора физико-химических условий минералообразующей среды. Для измерения и описания цвета гранатов использована методика, предложенная С.С. Мацюком [8], позволяющая определить парагенетическую принадлежность гранатов из кимберлитов по спектрам пропускания в видимой области.

Изучаемые минералы обладают чаще всего незначительными размерами (фракция 0,5+3 мм). В исследованиях использовались кристаллы гранатов как максимум с одним сколом. Для оптикоспектроскопических исследований были отобраны целые, визуально не трещиноватые кристаллы. Образцы для исследований изготовлялись в виде полированных плоско-параллельных прозрачных пластинок произвольной кристаллооптической ориентировки. Проведены анализы 1876 зерен гранатов.

Результаты исследований

Для иллюстрации типоморфного значения окраски гранатов точки цветности всех представленных образцов гранатов были нанесены на модифицированную цветовую диаграмму в координатах λ_k - p_c (рис. 1).

Результаты определения цвета минералов по колориметрическим характеристикам приведены в таблице. Изменение окраски в пиропах связано с наличием примесей, главными из которых являются хром и железо [8]. Так, для пиропов с высоким содержанием Cr³⁺ характерны фиолетовые и пурпурно-красные цвета, где плавные их переходы от одного цвета к другому зависят от содержания примесей. В оптических спектрах таких гранатов хорошо выражены две полосы поглощения хрома, причем с уменьшением количества хрома интенсивность максимума длинноволновой полосы поглощения уменьшается, и окраска гранатов соответственно меняется от фиолетовой до красно-оранжевой. В малохромистых и бесхромистых гранатах главной примесью является двух- и трехвалентное железо. В таких гранатов с желтой окраской характерна незначительная примесь титана.

Россыпь вблизи трубки Нюрбинская. Исследовались зерна пиропов из 78 скважин россыпи околотрубочного пространства трубки Нюрбинская (n=591). Общая картина данной россыпи такова: преобладают

Цвет гранатов	Трубка Нюрбинская	Россыпь трубки Нюрбинская	Трубка Ботуобинская	Гранаты из экзогенных образований тела даечного типа
Желтый	0,7	0,5	3,3	14,8
Желтовато-оранжевый	4,8	10,7	30,9	39,8
Оранжевый	43,5	29,6	42,8	13,6
Красный	3,9	8,3	0,8	1,1
Красновато-оранжевый	31,0	28,6	15,2	8,0
Красновато-пурпурный	1,3	0,8	0	2,3
Красно-пурпурный	5,9	4,4	3,7	9,1
Пурпурновато-красный	4,4	8,6	2,5	5,7
Пурпурно-красный	3,4	8,1	0,4	2,3
Пурпурный	0,6	0,3	0	0
Синевато-пурпурный	0,4	0	0	1,1
Фиолетовый	0	0	0,4	0
Зеленовато-желтый	0	0	0	2,3

Распределение цветовых разновидностей гранатов из пород Накынского поля различного генезиса



Рис. 1. Модифицированные диаграммы цветности: а) россыпи тр. Нюрбинская (n =591); б) тр. Нюрбинская (n =954); в) тр. Ботуобинская (n=243); г) из экзогенных образований тел даечного типа (n=88): 1 – дуниты; 1a – потенциально алмазоносные дуниты; 2 – гарцбургиты; 2a – потенциально алмазоносные гарцбургиты; 3 – хромитгранатовые ультрабазиты; 3a – потенциально алмазоносные хромит-гранатовые ультрабазиты; 4 – верлиты; 4a – потенциально алмазоносные верлиты; 5 – лерцолиты; 6 – катаклазированные лерцолиты и магнезиально-железистые пироксениты; 7 – желваки граната; 8 – ильменитовые перидотиты; 9 – магнезиальные эклогиты; 10 – агнезиальные вебстериты; 11 – клинопироксениты; 12 – магнезиально-железистые эклогиты; 12a – потенциально алмазоносные магнезиально-железистые эклогиты; 13 – корундовые эклогиты; 14 – дистеновые эклогиты и гроспидиты; 14a – потенциально алмазоносные дистеновые эклогиты и гроспидиты; 14a – по-

красновато-оранжевые (28,6 %) и оранжевые (29,6 %) зерна гранатов (таблица). Гранаты распределились по 16 парагенетическим принадлежностям. Гранаты из лерцолитов составляют 49,2 % от общей выборки. Основные черты данной россыпи можно свести к следующему:

- а) принадлежность подавляющего количества гранатов лерцолитовому парагенезису;
- б) типично низкое содержание дунит-гарцбургитового парагенезиса (0,8 %);
- в) присутствие гранатов верлитового парагенезиса (0,8 %);
- г) содержание гранатов эклогитового парагенезиса (20,6 %).

Трубка Нюрбинская. Для оптико-спектроскопических исследований материал представлен зернами гранатов из 6 скважин трубки Нюрбинская (954 кристалла). Во всех горизонтах из всех скважин преобладают главным образом гранаты красновато-оранжевой и оранжевой окраски. Частота встречаемости этих цветов в разных скважинах различная. Также встречаются красновато-пурпурные, красные, пурпурнокрасные, желтые. В пределах горизонтов трубки присутствуют гранаты из семнадцати парагенетических разновидностей в разных соотношениях для этих разрезов (рис. 2).

Отмечаются следующие особенности граната трубки Нюрбинская:

а) присутствует подавляющее количество граната лерцолитового парагенезиса;

б) отмечается низкое содержание гранатов дунит-гарцбургитового алмазоносного парагенезиса (0,1%);

в) в небольших количествах присутствуют гранаты верлитового, а также гранаты пироксенитового парагенезисов;



Рис. 2. Распределения гранатов по парагенетическим ассоциациям: *a) россыпи трубка Нюрбинская (n =591); б) трубка Нюрбинская (n =954); в) трубка Ботуобинская (n=243); г) из экзогенных образований тел даечного типа (n=88).* Условные обозначения см. на рис. 2

г) содержание гранатов эклогитового парагенезиса составляет около 21%.

Из основных парагенезисов выявлены гранаты магнезиальных эклогитов, магнезиально-железистых и потенциально алмазоносных магнезиальноносных дистеновых эклогитов. По данным оптикоспектроскопических исследований, гранаты из Mg-Fe-эклогитов для трубки составляют 5,1 %, общее же содержание эклогитового парагенезиса установлено на уровне 20,7 %.

Трубка Ботуобинская. Исследовались 243 кристалла. Преобладают гранаты оранжевого и желтоватооранжевого цветов (таблица). Основные особенности гранатов трубки Ботуобинская заключаются в следующем:

а) преобладают гранаты из эклогитового парагенезиса (50,2 %);

б) присутствует незначительная доля гранатов алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса (1,2 %).

Алмазоносные ассоциации представлены: дунитами (0,8 %) и гарцбургитами (0,4 %), магнезиальножелезистыми (1,2 %) и дистеновыми (10,7 %) эклогитами.

При исследовании 88 кристаллов гранатов из экзогенных образований одного из тел даечного типа были получены следующие результаты. Преобладают гранаты желтовато-оранжевого цвета (около 40 %). Не встречены гранаты из дунитов и верлитов, магнезиально-железистых эклогитов и желваков граната. Из алмазоносных ассоциаций не присутствуют в изученной выборке гранаты из дунитов и гарцбургитов, хромит-гранатовых ультрабазитов и верлитов, дистеновых эклогитов. Отмечаются следующие особенности:

а) высокое содержание гранатов эклогитового парагенезиса: дистеновые эклогиты – 39,8 %, алмазоносные дистеновые эклогиты – 8 %, магнезиальные эклогиты – 9,1 %, корундовые эклогиты – 2,3 % (рис. 2);

б) отсутствие гранатов дунит-гарцбургитового алмазоносного парагенезиса;

в) наличие гранатов из алмаз-пироповой фации глубинности, представленных только дистеновыми эклогитами.

По парагенетическим принадлежностям гранаты из экзолитов дайкового тела схожи с гранатами трубки Ботуобинская, но также есть и отличие. Оно заключается в том, что в придайковых образованиях отсутствуют гранаты из магнезиально-железистых эклогитов, в отличие от трубки Ботуобинская, и в том, что алмазоносные ассоциации гранатов представлены только основной серией алмаз-пироповой фации глубинности.

Заключение

Таким образом, цвет граната, как и любого минерала, сам по себе, без знания его природы, не может являться диагностическим свойством. Что самое существенное, окраска, оценённая визуально с предельно возможной точностью и использованием цветовых эталонов или специально подобранных цветовых шкал гранатов, ещё не может рассматриваться как типоморфный признак. Без знания особенностей оптических спектров поглощения, а также без объективного (инструментального) измерения цветовых (колориметрических) параметров цвет не может служить диагностическим, а тем более кристаллохимическим и генетическим индикатором. Следовательно, объективная типизация гранатов и других минералов-спутников алмаза по особенностям окраски возможна только на основе детальных исследований. Вполне очевидно, что окраска гранатов, инструментально измеренная и объективно выраженная с помощью колориметрических параметров, может рассматриваться в качестве чувствительного индикатора физико-химических условий минералообразующей среды или, по крайней мере, весьма надёжного типоморфного признака.

Детальный анализ полученных данных свидетельствует прежде всего о том, что среди перечисленных выше кимберлитовых тел практически нет двух объектов, которые обладали бы аналогичными цветовыми значениями. И, в свою очередь, специально проведённые исследования россыпи близ трубки Нюрбинская показывают родство россыпных гранатов с гранатами, находящимися в материнской породе.

Подытоживая поисково-оценочное значение типоморфных особенностей окраски гранатов пиропового ряда, можно заключить, что это свойство вкупе с химическим составом кристалла, отражающее кристаллохимические и генетические особенности минералов, может быть успешно использовано при решении следующих задач:

1) проведении сопоставления гранатов различных ореолов индикаторных минералов кимберлитов;

2) проведении экспресс-идентификации минералов-спутников алмаза с известными или неизвестными кимберлитовыми телами;

3) определении генетического типа коренного источника пиропов;

4) типизации кимберлитовых тел и разновозрастных терригенно-осадочных отложений.

Исключительно высокая информативность оптико-спектроскопических и колориметрических характеристик гранатов позволяет значительно повысить целенаправленность и эффективность шлихоминералогических и других методов поисков кимберлитов, создаёт благоприятные предпосылки для дальнейшего их совершенствования. Данные колориметрического исследования минералов-спутников алмаза должны обязательно учитываться, особенно при составлении среднемасштабных карт прогноза и минералогическом картировании алмазоносных россыпей всех генетических типов.

Список литературы

1. Методы минералогических исследований. Справочник / Под ред. А.И. Гинзбурга. – М.: Недра, 1985. – 480 с.

2. *Сарсадских Н.Н., Попугаева Л.А.* Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе // Разведка недр. – 1955. – № 6. – С. 31–38.

3. *Францессон Е.В.* Критерии и факторы алмазоносности кимберлитовых пород // Сов. геология. – 1972. – № 5. – С. 61-70.

4. Щукин В.Н., Харькив А.Д., Борис Е.И. Об открытии новой алмазоносной кимберлитовой трубки в Мало-Ботуобинском районе // Докл. АН СССР. – 1967. – Т. 177, № 1. – С. 193–196.

5. Сарсадских Н.Н. О неоднородности вещества верхней мантии // Докл. АН СССР. – 1970. – Т. 193, № 6. – С. 1392–1395.

6. *Никулин И.И., Антонова Т.А.* Некоторые свойства гранатов из гипергенных образований по кимберлитовым телам (Западная Якутия) // Вестник ВГУ. Серия Геология. – 2007. – № 1. – С. 95–101.

7. Антонова Т.А. Информативность выборки гранатов по данным оптической спектроскопии в видимой области // Алмазная геология в АК «АЛРОСА» – настоящее и будущее (геологи АК «АЛРОСА» к 50-летнему юбилею алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 1485–1493.

8. *Мацюк С.С., Платонов А.Н., Хоменко В.М.* Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. – Киев: Наук. думка, 1985. – 221 с.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ С РАЗЛИЧНОЙ ГРАННОЙ МОРФОЛОГИЕЙ ИЗ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

И.Н. Богуш¹, Б.С. Помазанский¹, О.Е. Ковальчук¹, Е.А. Васильев²

¹ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный ²СПбГГИ (ТУ), г. Санкт-Петербург

Приводятся результаты исследований методом ИК-спектроскопии алмазов определенного габитуса и строения граней из коренных месторождений различного геолого-географического положения на Сибирской платформе. Выявлено, что кристалломорфологические особенности алмазов тесно связаны с общим содержанием примесного азота, при этом схожие по внешней морфологии алмазы из кимберлитовых трубок Мир, Интернациональная, Нюрбинская, Ботуобинская, Деймос и Заполярная регистрируют близкие значения этого параметра. Показано, что оптико-спектроскопические отличия алмазов определенным строением граней из разных алмазоносных объектов определяются, прежде всего, степенью агрегации примеси азота, содержанием пластинчатых образований и их размером. Результаты исследований указывают, что образование дефектов *В1* и *В2* происходило как при отжиге во время роста кристаллов, так и при транспортировке алмазов к поверхности земли.

Главная роль в определении перспектив алмазоносности площадей, имеющих благоприятные структурно-тектонические предпосылки, но перекрытых осадочными породами, принадлежит минералогическим методам, так как алмазы и индикаторные минералы являются прямыми признаками наличия алмазоносных пород на исследуемой территории. Алмазы обладают комплексом устойчивых в экзогенных условиях специфических морфологических и структурных характеристик, по которым на сегодняшний день накоплен большой фактический материал [1]. Для большинства кимберлитовых трубок установлено большое разнообразие габитусных форм и гранного строения кристаллов, их примесного и дефектного состава, при этом близкие в морфологическом отношении алмазы из разных месторождений зачастую обладают подобными физическими характеристиками. Расширение аппаратурной базы, развитие современных аналитических методов и методик позволяют проводить экспрессное массовое изучение алмазов, их сравнительный анализ по комплексу как морфологических, так и физических характеристик, и тем самым повышать надежность определения их коренного источника, а также расширять возможности генетической интерпретации минералогического исследования алмаза.

В данной работе проведен анализ дефектного состава алмазов с близкой гранной морфологией из коренных месторождений различных районов Сибирской платформы с целью выявления параметров для более надежной идентификации коренных источников россыпных алмазов и определения дополнительных данных о взаимосвязи морфологии с примесным составом.

Объекты и методы исследований

Для исследования были выбраны представительные геологические коллекции и выборки алмазов из промышленной добычи размерностью -4+1 мм из кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского (трубки Интернациональная (726 шт.) и Мир (603 шт.)), Средне-Мархинского (трубки Нюрбинская (1282 шт.) и Ботуобинская (190 шт.)), и Верхне-Мунского (трубки Заполярная (1197 шт.) и Деймос (172 шт.)) алмазоносных районов.

Изучение морфологии алмазов проведено по методике, подробно описанной в монографии [1]. Разновидности в работе указаны по классификации Ю.Л. Орлова [2].

Спектры оптической плотности регистрировались на ИК-Фурье спектрометре ФСМ-1201 в диапазоне 400–4000 см⁻¹ с разрешением 4 см⁻¹ через естественные грани с диафрагмами 1–2 мм. Рассматривались интегральные спектры, нормировка которых осуществлялась по поглощению в двухфононной области [3] так, чтобы коэффициенты поглощения на частотах 2510 см⁻¹ и 2688 см⁻¹ составляли соответственно 4,56 см⁻¹ и 0,74 см⁻¹. По спектрам определялись концентрации основных дефектов алмазов. Согласно современным представлениям, *A*-центры представляют собой азотную пару, замещающую атомы углерода в положении ближайших соседей [4], а *B1* являются агрегатом четырех атомов азота, расположенных тетраэдрически вокруг вакансии [5]. Для расчёта спектров алмаза смешанного *IaAB* типа применяли предварительное разложение суммарного ИК-спектра с выделением контуров, соответствии с [6, 7]. Общую концентрацию азота *N*_{tot} определили как сумму концентраций азота в *A*-, *B*-, *C*-формах. Предположительно небольшие, не учитываемые нами концентрации азота могут содержаться и в дефектах *B2* – двумерных образованиях толщиной 2–3 атомных слоя в плоскостях {100} размером от десятков нанометров до нескольких микрон [8, 9]. Содержание дефектов *B2* оценивали по коэффициенту поглощения полосы на 1358–1380 см⁻¹, а размер – по

положению максимума его полосы [10]. Относительные погрешности определения коэффициентов поглощения для А, В1 и В2 центров составили около 10% [11]. Наблюдаемые в спектрах индивидов узкие линии на 3107 см⁻¹ и 1405 см⁻¹ приписываются колебаниям атомов в группе С-Н, связанным с кристаллической решеткой [12].

Результаты исследований

Несмотря на большое разнообразие физиографических характеристик алмазов, в каждом месторождении преобладают определенные морфологические типы кристаллов. Так, в выборках из трубок Мир и Интернациональная резко доминируют октаэдры и переходные формы, по строению граней – индивиды со сноповидной штриховкой на ребрах, несколько меньше с полицентрическим строением. В трубках Ботуобинская и Нюрбинская чаще встречаются алмазы октаэдрического габитуса с полицентрическими гранями. В выборках из трубок Заполярная и Деймос преобладают ромбододекаэдры, среди которых больше округлых, чем ламинарных; много индивидов с занозистой штриховкой, тонко- и скрытослоистых, с шагренью и полосами пластической деформации (ППД).

В каждом из указанных месторождений выявлены как безазотные кристаллы, так и индивиды с концентрацией азота более 2000 at.ppm. При этом усредненные содержания азота и моды на кривых распределения алмазов по его концентрации в различных по габитусу кристаллах отличаются, как представлено на примере алмазов трубки Нюрбинская (рис. 1, а), еще сильнее общее содержание азота коррелирует со строением граней (рис. 1, б).



Рис. 1. Распределение по общему содержанию азота алмазов из трубки Нюрбинская: а) различных габитусных форм; б) октаэдров с различным гранным строением

Для исследованных выборок проведено сопоставление средних значений концентрации азота в А и В формах для алмазов различной морфологии (рис. 2). Наиболее распространены группы алмазов по габитусу и строению граней и отдельно. При анализе полученных данных было выявлено, что в общем случае средние содержания азота для кристаллов определенного габитуса и строения граней из различных источников близки.

Наиболее высокоазотными для месторождений Мало-Ботуобинского, Средне-Мархинского и Верхне-Мунского районов являются октаэдры плоскогранные и с притупленными ребрами – в среднем около 900 at.ppm. Концентрации азота в кристаллах этого габитуса с тригональными слоями роста и со сноповидной штриховкой на ребрах из разных районов близки – около 700 at.ppm. Наиболее низкоазотная группа октаэдров для всех месторождений – с занозистой штриховкой (около 400 at.ppm). Октаэдры с полицентрическим строением граней обнаруживают средние концентрации этой примеси – около 500 at.ppm.



ковой скульптурой; 15 – додекаэдроиды скрытослоистые; 16 – со сноповидной штриховкой; 17 – с блоковой скульптурой; 18 – с шагренью и полосами пластической деформации

Рис. 2. Усредненные содержания структурной примеси азота в алмазах из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции. Морфологические группы: 1 – октаэдры плоскогранные; 2 – плоскогранные с притупленными ребрами; 3 – с тригональными слоями роста; 4 – со сноповидной штриховкой; 5 – дитригональные с занозистой штриховкой; 6 – с полицентрическими гранями; 7 – с дитригональными полицентрическими гранями; 8 – кристаллы переходных от октаэдра к ромбододекаэдру форм со сноповидной штриховкой ; 9 – с занозистой штриховкой; 10 – с блоковой скульптурой; 11 – с полицентрическим ростом граней; 12 - с дитригональными полицентрическими гранями; 13 – ромбододекаэдры ламинарные тонкослоистые; 14 – с бло-

Алмазы переходных от октаэдра к ромбододекаэдру форм с блоковой скульптурой, полицентрическими гранями содержат в среднем около 500 at.ppm, со сноповидной штриховкой – несколько больше (около 600 at.ppm). Среди кристаллов этого габитуса наиболее низкоазотная группа для всех месторождений – с занозистой штриховкой (около 350 at.ppm). Ромбододекаэдры тонкослоистые обычно малоазотистые, как и додекаэдроиды с шагренью и полосами пластической деформации (в среднем 250 и 150 at.ppm соответственно). Кристаллы такого габитуса как ламинарные, так и округлые с блоковой скульптурой и скрытослоистые близки по этому параметру к октаэдрам и кристаллам переходных форм с таким же рельефом поверхности (≈ 500 at.ppm). Додекаэдроиды со сноповидной штриховкой обогащены азотом (около 600 at.ppm).

Распределения алмазов по процентному содержанию азота в *B*-форме для трубок Мир, Интернациональная, Ботуобинская, Нюрбинская и Заполярная унимодальны с различным положением моды (рис. 3), а распределение для трубки Деймос имеет два равноценных максимума на 20 и 50% (рис. 3, б). Распределение алмазов из трубки Деймос по коэффициенту поглощения полосы *B2* так же бимодально, причем в выборках с большей и меньшей агрегацией значимых различий алмазов по гранной морфологии, габитусу, общему содержанию азота не наблюдается. Для каждого месторождения распределения кристаллов с определенной гранной морфологией по агрегации азота достаточно близки (рис. 3, б).



Рис. 3. Процентное содержание структурной примеси азота в В-форме в алмазах из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции. Условные обозначения морфологических групп приведены на рис. 2

На рис. 4 показаны усредненные значения процентного содержания азота в *В*-форме в кристаллах определенного габитуса и строения граней из разных месторождений.

Агрегация азота в алмазах из трубки Заполярная большая – от 35 до 46% в среднем для каждой анализируемой группы индивидов. Наибольшие значения показывают октаэдры плоскогранные с притупленными ребрами и с дитригональными полицентрическими гранями, ромбододекаэдры с блоковой скульптурой и додекаэдроиды скрытослоистые и со сноповидной штриховкой. Наблюдается некоторая тенденция увеличения агрегации азота при повышении общего содержания примеси.



Рис. 4. Усредненные содержания структурной примеси азота в В-форме в алмазах из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции. Условные обозначения морфологических групп приведены на рис. 2

анализируемых групп на диаграмме «коэффициент поглощения В2-размер В2».

содержания азота в *B*-форме очень низкие – от 15 до 25%. А для алмазов близлежащей трубки Нюрбинская этот параметр для разных групп – от 25 до 35%. Меньше агрегация у плоскогранных октаэдров и кристаллов переходных форм с полицентрическими гранями. В целом по выборке также отмечается некоторое увеличение агрегации основной примеси в высокоазотистых индивидах. Агрегация азота в алмазах из трубки

Для кристаллов трубки Ботуобин-

ская усредненные значения процентного

Агрегация азота в алмазах из труоки Мир несколько выше, чем в кристаллах из трубки Интернациональная (от 21 до 34% и от 18 до 29% соответственно). Для месторождений этого района отмечается тенденция понижения агрегации азота при увеличении его общего содержания. На рис. 5 показано положение алмазов -размер *B*2»

Наиболее компактно на этой диаграмме расположены алмазы с различной морфологией из трубки Интернациональная. В целом для кристаллов этого коренного источника характерны наименьшие величина и концентрация (коэффициент поглощения) пластинчатых дефектов. Выделяются своими размерами эти де-



Рис. 5. Положение алмазов из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции на диаграмме «коэффициент поглощения В2-размер В2». Условные обозначения морфологических групп и кимберлитовых трубок приведены на рис. 2

фекты только в тонкослоистых ламинарных ромбододекаэдрах, причем к ним близки по положению таковые из трубки Мир. Но для большинства алмазов трубки Мир, по сравнению с трубкой Интернациональная, отмечается увеличение среднего значения коэффициента поглощения полосы *B2* и размера этих дефектов.

Кристаллы выделенных групп из трубок Средне-Мархинского района по размерам *B2*дефектов отличаются незначительно, но для индивидов трубки Нюрбинская характерны более высокие значения коэффициентов поглощения.

В алмазах кимберлитовых трубок Верхне-Мунского района отмечаются дефекты *B2* больших размеров. Различные по степени агрегации выборки алмазов из трубки Деймос (от 0 до 40% и от 40 до 100%) отличаются также и по характеристикам дефектов *B2*. Так, коэффициенты поглощения и размеры дефектов *B2* первой группы (а) кристаллов значительно меньше, чем в алмазах с большей степенью агрегации азота.

Содержание примеси водорода в алмазах из всех сравниваемых месторождений невелико, обычно коэффициент поглощения полосы на 3107 см⁻¹ в спектрах не превышает 2 см⁻¹. Интересно, что большие значения этого параметра отмечены в кристаллах с концентрацией азота более 600 at.ppm, в основном со сноповидной штриховкой, с полицентрическими гранями, реже – скрытослоистые и с блоковой скульптурой, и только в единичных случаях – в спектрах плоскогранных октаэдров.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в каждом месторождении алмазы со схожим строением поверхности имеют близкие значения общей концентрации азота. Несмотря на существенные отличия алмазов различной гранной морфологии по концентрации азота, для кристаллов каждого коренного источника (в случае с трубкой Деймос – группы) отмечаются близкие значения агрегации азота, концентрация пластинчатых образований B2 и их размер, часто отличные от других источников даже в пределах одного района. Также в каждом месторождении в разных количественных соотношениях находятся кристаллы с определенным строением граней. Причем, в каждом из коренных источников доминируют определенные по строению граней группы кристаллов.

Обсуждение результатов

Содержание общего азота в алмазах определяется условиями их образования. Схожие концентрации этой примеси в кристаллах с идентичной гранной морфологией из пяти кимберлитовых трубок различных районов Сибирской платформы могут указывать на близость состава расплава и параметров их кристаллизации. Как показали исследования, в кристаллах с занозистой штриховкой значительно меньше структурного азота, чем в алмазах со сноповидной штриховкой. От тонкослоистых значительно отличаются высокими содержаниями этой примеси скрытослоистые ромбододекаэдры. В то же время, усредненные содержания суммарного азота для кристаллов определенного габитуса и строения граней из указанных источников пространственно разобщенных районов схожи. Исходя из этих данных, можно предположить, что условия алмазообразования кристаллов с определенным рельефом поверхности различных источников ближе, чем таковые алмазов с различной гранной морфологией одного кимберлитового тела.

Установление схожих концентраций общего азота в октаэдрах, ромбододекаэдрах и кристаллах переходных от октаэдра к ромбододекаэдру форм со схожим рельефом поверхности или ребер (со сноповидной или занозистой штриховкой и другие) обосновывает предположение о большей близости генезиса алмазов со схожими скульптурами на гранях и ребрах, чем одного габитуса. В рамках данной работы не обсуждаются вопросы происхождения алмазов округлых форм, но полученные результаты достаточно неожиданны и заставляют по-новому взглянуть на эту проблему. Так, по общему содержанию примеси азота близки алмазы со схожей внешней морфологией не только из расположенных рядом месторождений, но и таковые из различных районов. Идентификация коренного источника кристаллов по этому параметру практически невозможна.

Слабо отличаются алмазы из месторождений одного района по содержанию примеси водорода. Выявлено, что коэффициент поглощения полосы на 3107 см⁻¹ больше 2 см⁻¹ обычно в спектрах кристаллов с концентрацией азота более 600 at.ppm, но не плоскогранных октаэдров.

Как показал анализ полученных данных, в той или иной степени отличаются алмазы из изученных объектов по процентному содержанию азота в В-форме, коэффициенту поглощения и положению максимума полосы В2-дефектов. Во многих публикациях последних лет эти параметры относят к ростовым, определяя по ним температуру или возраст алмазов [3, 13]. Однако трудно представить, учитывая современные представления о мантийном происхождении алмазов, что кристаллы из сближенных в пространстве кимберлитовых тел могли образовываться в разных условиях. Да и полученные результаты плохо согласуются с такими предположениями, но их можно интерпретировать с позиций постростового образования заметной части центров В1 и В2. Как отмечалось выше, согласно современным представлениям [4, 5] А дефект состоит из двух атомов азота, а B1 – из четырех атомов азота и вакансии. При образовании из A дефектов B1 появляются межузельные атомы углерода, из которых далее формируются более сложные центры В2 [14, 15]. Образование макродефектов В2 можно условно разделить на три этапа [16] – зарождение макродефектов в начальный период, рост макродефектов без увеличения их количества при значительном снижении пресыщения и перераспределение по размерам на заключительном этапе – мелкие дефекты растворяются, а крупные увеличиваются. Межузельные атомы углерода подвижны уже при комнатной температуре, поэтому возможны изменения В2-центров при условиях, когда рост алмаза уже невозможен, но происходит объединение межузельного углерода в более сложные многоатомные дефекты [17]. Возможные структуры этих дефектов рассмотрены в работах [15, 18, 19]. Если концентрация одиночных межузельных атомов становится достаточно большой, то они формируют новые центры В2, которые далее будут увеличиваться. Соответственно, когда скорость агрегации азота максимальна и нет эффективных стоков для межузельных атомов, образуется большинство центров В2. В случае, когда скорость агрегации и концентрация появляющихся межузельных атомов малы, они приводят к увеличению размера существующих дефектов B2. В то же время концентрация межузельных атомов в центрах B2 не всегда пропорциональна концентрации B1, так как формирование центров В2 происходит через промежуточные стадии с образованием более простых дефектов [20], служащих в одних условиях эффективным стоком, а в других – источником межузельных атомов.

Многочисленные исследования распределения азотных дефектов в объеме алмазов [21, 22] показывают, что степень агрегации азота максимальна в центре кристалла, а на периферии несколько меньше. Очевидно, часть центров В1 образуется при отжиге растущего кристалла. При снижении температуры рост кристаллов прекращается, агрегация азота существенно замедляется, в этот период наиболее вероятным является увеличение размера В2, а не их количества. Очевидно, эти изменения агрегации и пластинчатых образований В2 продолжаются и в процессе транспортировки алмазов к дневной поверхности Земли, при внедрении и при остывании кимберлитов. Именно в этот период вполне возможны особенные, специфичные для каждого кимберлитового тела условия. В результате возникают различия в агрегации азота в алмазах из сближенных в пространстве кимберлитовых тел. Так, для алмазов из трубок Интернациональная и Мир отмечается как увеличение агрегации азота в кристаллах последней, так и увеличение количества и размеров В2-центров. Большие относительные концентрации азота в В-форме и количество пластинчатых образований в алмазах трубки Нюрбинская по сравнению с индивидами из трубки Ботуобинская при близких их размерах свидетельствуют о специфических постростовых условиях, когда межузельные атомы углерода шли на образование В2-дефектов, а не на увеличение их размеров. Группа алмазов с высокой агрегацией, обогащенная пластинчатыми образованиями из трубки Деймос по гранной морфологии, габитусу, общему содержанию азота в алмазах практически идентична индивидам другой группы, что наглядно указывает на постростовое образование заметной доли В1 и В2-дефектов. Очевидно, эти кристаллы претерпели большие или более длительные отжиг и (или) давление. Изучалась валовая проба алмазов из трубки Деймос без привязки к типам или фазам внедрения кимберлитов, глубины нахождения в кимберлитовом теле, что не позволяет предположить причину таких отличий.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что условия алмазообразования для большинства кристаллов из трубок Мир, Интернациональная, Нюрбинская, Ботуобинская и Заполярная были похожими или идентичными, в постростовой период алмазы претерпели различные режимы отжига, а сами кимберлитовые тела, даже одного района, формировались при различных условиях. Поэтому при прогнозировании новых месторождений по морфологическим и ИК-спектроскопическим характеристикам алмазов в пределах одного района на первое место выходят такие параметры, как агрегация азота, концентрация и размер *B*2-центров.

Выводы

Проведенные исследования позволили выявить близкие концентрации азота в кристаллах с определенной гранной морфологией из месторождений различных районов Сибирской платформы. В трубках Мир, Интернациональная, Нюрбинская, Ботуобинская, Деймос и Заполярная максимальные концентрации азота отмечаются в плоскогранных октаэдрах, в том числе с притупленными ребрами (в среднем около 900 at.ppm); несколько меньше этой примеси в кристаллах различного габитуса с тригональными слоями роста и со сноповидной штриховкой (около 600-700 at.ppm). Для октаэдров, ромбододекаэдров и кристаллов переходных форм с полицентрическим ростом граней или с блоковой скульптурой на них этот параметр около 500 at.ppm, а с занозистой штриховкой – 350-400 at.ppm. Тонкослоистые алмазы, кристаллы с шагренью и полосами пластической деформации самые низкоазотные. Близкие значения агрегации азота, концентраций пластинчатых образований *B2* и их размера в алмазах с различной морфологией и концентрациями примесного азота в каждом отдельно взятом коренном источнике, заметные отличия этих параметров в кристаллах из сближенных в пространстве кимберлитовых тел, или наличие (как в случае с трубкой Деймос) в коренном источнике разных по *B1* и *B2*-дефектам ассоциаций, идентичных по гранной морфологии, габитусу, общему содержанию азота в алмазах, указывают на различные режимы отжига и давления этих алмазов в постростовой период. По содержанию примеси водорода алмазы из месторождений одного района отличаются слабо.

При прогнозировании новых месторождений по морфологическим и ИК-спектроскопическим характеристикам алмазов на первое место выходят такие параметры, как агрегация азота, концентрация и размер *B*2-центров, которые позволяют выявлять отличия алмазов не только из разных районов, но и в пределах одного кимберлитового поля, и могут быть использованы при решении разноранговых алмазопоисковых задач.

Список литературы

1. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003. – 603 с.

2. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1984. – 264 с.

3. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А. и др. Природные и синтетические алмазы. – М.: Наука, 1986. – 222 с.

4. Davies G. The A nitrogen aggregate in diamond – its symmetry and possible structure. – J. Phys. C: Solid State Phys. – 1976. – Vol. 9. – P. L537–L542.

5. Bursill L.A., Glaisher R.W. Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type Ia diamond // Amer. Miner., 1985. – Vol. 70. – P. 608–618.

6. Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond // Phil. Mag. B, 1994. – V.69. – P. 1149–1153.

7. Boyd. S.R., Kiflawi I., Woods G.S. Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // Phil. Mag. B, 1995. – V. 72. – P. 351–361.

8. Allen B.P., Evans T. Aggregation of nitrogen in diamond, including platelet formation // Proc. R. Soc. Lond, A, 1981. – V. 375. – P. 93–104.

9. Barry J.C., Bursill L.A., Hutchison J.L. On the structure of {100} platelet defects in type Ia diamonds // Phil. Mag. A, 1985. - V. 51. N1. - P. 15-49.

10. Соболев Е.В., Ленская С.В., Лисойван В.И. О пластинчатых образованиях в структуре природных алмазов // Журнал структурной химии. – 1968. – Т.9, № 6. – С. 1029–1033.

11. Алмаз природный. Светопропускание в диапазоне длин волн 0,2-25 мкм. ГСССД 36-82. – М.: Государственный комитет СССР по стандартам, 1983. – 6 с.

12. Соболев Е.В., Лисойван В.И. Примесные центры в алмазах // Тез. VIII отчетн. научн. конф. – Новосибирск, 1971. – С. 60–61.

13. Mendellsohn M.J., Milledge H.J. Geologically significant information from routine analysis of mid-IR spectrums of diamonds // Int. Geol. Rev., 1995. – V. 37. – P. 95–110.

14. Allen B.P., Evans T. Aggregation of nitrogen in diamond, including platelet formation // Proc. R. Soc. Lond, A. 1981. – V. 375. – P. 93–104.

15. Goss J.P. et al. Extended defects in diamond: the interstitial platelet // Phys. Rev. B, 2003. - V. 67, pp.art. no. - 165208.

16. Слезов В.В., Сагалович В.В. Диффузионный распад твердых растворов // УФН, 1987. – Т. 151, № 1. – С. 67–104.

17. Collins A.T. Things we still don't know about optical centers in diamond // Diam. and Relat. Mater., 1999. – V. 8. – P. 1455–1462.

18. Barry J.C. et al. On the structure of {100} platelet defects in type Ia diamonds // Phil. Mag. A, 1985. – V. 51, N1. – P. 15–49.

19. *Humble P*. The structure and mechanism of formation of platelets in natural type I diamond //Proc. R. Soc. Lond. A 1982. – V. 381. – P. 65–81.

20. Васильев Е.А. и др. Проявление межузельного углерода в спектрах поглощения природных алмазов // ЖТФ, 2005, № 6. – С. 38–41.

21. Appleyard C.M., et al. A study of eclogitic diamonds and their inclusions from the Finsch kimberlite pipe, South Africa // Lithos, 2004. – V. 77. – P. 317–332.

22. Bulanova G.P. et al. Carbon and nitrogen isotope systematics within a sector-growth diamond from the Mir kimberlite pipe, Yakutia // Chem. Geol., 2002. – V. 188. – P. 105–123.

АЛМАЗ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРХАНГЕЛЬСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

В.К. Гаранин¹, Е.М. Веричев², К.В. Гаранин¹, Н.Н. Головин¹, О.В. Палажченко²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва ² «АЛРОСА-Поморье» АК «АЛРОСА», г. Архангельск

Рассмотрены основные результаты оригинальных комплексных исследований алмаза из трубок месторождения им. М.В. Ломоносова и трубки-месторождения им. В. Гриба Архангельской кимберлитовой провинции. Показано, что соотношение габитусных форм минерала в трубках разнообразно, при этом заметно повышенное содержание октаэдров в трубке им. В. Гриба, для которой отмечен высокий процент алмазов высокого качества. Установлены особенности внутреннего строения алмаза методами цветной катодолюминесценции (ЦКЛ) и инфракрасной спектроскопии (ИКС). С помощью электронно-зондового микроанализа установлено, что в алмазе из трубки им. В. Гриба преобладает ультраосновной парагенезис минералов-включений (преимущественно оливин+хромит), а в алмазе месторождения им. М.В. Ломоносова - смешанный магнезиально-железистый характер пород и наличие включений ультраосновного и эклогитового парагенезиса. Значение δ^{13} С для алмазов из трубок месторождения им. М.В. Ломоносова изменяется в широких пределах – от -2,5‰ до -21,5‰. Наиболее изотопно-тяжелые алмазы с δ^{13} С от -2,0 до -4,0‰ и облегченные с δ^{13} С от -5,0 до -7,0‰ представлены в основном октаэдрическими, ОД и додекаэдрическими кристаллами ультраосновного парагенезиса. Среди кристаллов алмаза с изотопно-легким углеродом (δ¹³C от -13,5‰ до 21,5‰) встречаются кубические и додекаэдрические кристаллы, в основном эклогитового парагенезиса. Значения δ¹³C изученных кристаллов из трубки им. В. Гриба изменяются от -2,79‰ до -9,61‰. Выявлена чрезвычайно низкая распространенность первичных мантийных моносульфидных Ni-содержащих сульфидов в виде включений в алмазе. Результаты комплексного изучения алмаза свидетельствуют о сложной истории зарождения и эволюции этого минерала, что подтверждает предположение о дискретности процесса природного алмазообразования в трубках АКП. Комплексный подход к изучению алмаза помогает в понимании процессов генезиса этого минерала и алмазоносных пород, а также дает возможность эффективного использования знаний в практических целях.

В настоящее время на территории Зимнего Берега Архангельской кимберлитовой провинции (АКП) выявлено два месторождения алмазов: им. М.В. Ломоносова (6 трубок Золотицкого поля) и им. В. Гриба (трубка Верхотинского поля). Породы этих двух месторождений сложены кимберлитами минеральных типов I и II [5]. На территории Зимнего Берега располагаются также другие слабо- и неалмазоносные тела (порядка 70) кимберлитов, пикритов и оливиновых мелилититов этих же минеральных типов.

При сопоставлении данных по морфологии алмаза из высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба (0,8-1,5 кар/т) и менее алмазоносных трубок месторождения им. М.В. Ломоносова (0,5-1,2 кар/т) выявлены существенные различия. При близкой гранулометрии алмазы из трубки им. В. Гриба характеризуются более высоким качеством сырья, что отвечает лучшим геммологическим характеристикам. В трубке им. В. Гриба 39% алмазов в классе +2 мм обладают высокой степенью прозрачности, 60% кристаллов прозрачные, только 28% алмазов имеют желтый или серый нацвет. В этой же трубке высоко содержание октаэдрических кристаллов (28%), ромбододекаэдров (38%), переходных форм (ОД) (22%), пониженное – кубов (6%) и псевдогемиморфных (6%) индивидов. Содержание тетрагексаэдров почти на два порядка ниже, чем в трубках месторождения им. М.В. Ломоносова. Алмазы из месторождения им. М.В. Ломоносова, как правило, представлены слабо трещиноватыми серыми или с серым нацветом (42%) додекаэдрами (порядка 70%) со следами деформаций разного характера. Содержание октаэдров (около 10%) существенно ниже по сравнению с месторождением им. В. Гриба.

Таким образом, условия конечного формирования кристаллов этих двух месторождений резко отличаются. Более агрессивное воздействие флюидов привело к образованию глубоких следов травления и деформации, образованию додекаэдрических форм кристаллов алмаза в трубках месторождения им. М.В. Ломоносова в большем масштабе. Образование алмазов месторождения им. М.В. Ломоносова происходило в силикатном расплаве с повышенным содержанием Nb, LREE, Na₂O, K₂O, алмазов месторождения им. В. Гриба в силикатном расплаве с их пониженным содержанием. Расплавы резко отличаются по окислительновосстановительному состоянию расплавов [6].

Содержание гладкогранных октаэдров и кубов резко возрастает в мелких классах (<0,05мм) в большинстве трубок месторождений алмаза. Например, среди микроалмазов из месторождения им. В. Гриба обнаружены преимущественно гладкогранные острореберные октаэдры и их сростки. Особо отметим, что на глубоких горизонтах трубки Пионерская (месторождение им. М.В. Ломоносова) встречено большое количество сильно растворенных микроалмазов коробчатых и скелетных форм. При этом алмазоносность в этой трубке на глубоких горизонтах более 500 м близка к нулю.

В трубках месторождения им. М.В. Ломоносова большая часть кристаллов выделяется по максимуму на спектре фотоэлектрической кривой λ=760 нм, обусловленному примесью водорода. Большинство кристаллов имеют смешанный и нормальный механизмы роста, характеризующиеся волокнистым и секториальным внутренним строением. Снижено количество кристаллов, испытавших пластические деформации. В трубке им.

В. Гриба преобладают кристаллы с тангенциальным механизмом роста, зональным внутренним строением. На спектре фотоэлектрической кривой в равной степени встречаются максимумы на λ=250-270 нм и λ=600 нм, отвечающие примесям азота в виде А- и В₁-центров, содержание примеси водорода понижено.

Трубка им. В. Гриба по сравнению с другими трубками АКП выделяется самой высокой относительной долей алмазов с сине-голубым, фиолетовым свечением (около 50%) и меньшей – кристаллов с желтой и зеленой люминесценцией (≈10%). Около 50% в крупных классах и 30% в мелких классах кристаллов алмаза из трубок месторождения им. М.В. Ломоносова не обладают люминесцентным свечением. Для трубок им. М.В. Ломоносова и Пионерская месторождения им. М.В. Ломоносова характерна повышенная доля кристаллов алмаза с сине-голубой и фиолетовой ФЛ, в трубках Архангельская, им. Карпинского-1 и 2 этого же месторождения встречаются кристаллы с розовой, оранжевой и желтой (≈5%) люминесценцией. По относительному количеству индивидов с зональным свечением (≈8%) трубки месторождений им. М.В. Ломоносова и им. В. Гриба близки.

Для большинства алмазов из месторождения им. М.В. Ломоносова концентрация примесей азота варьирует от 10 до 2900 at. ppm., в мелких кристаллах – от 20 до 1300 at. ppm. Мелкие (<1мм) октаэдрические кристаллы в целом характеризуются пониженным содержанием суммарной примеси азота по сравнению с макрокристаллами, где доминируют А-центры и доля агрегированного азота (N_B) не превышает 30%. Безазотные алмазы редки (<3%). Большинство из них найдено в трубке им. М.В. Ломоносова (<5%). Концен-



Рис. 1. Соотношение примесных дефектов азота, водорода и плейтелетс в кристаллах алмаза из трубок им. В. Гриба и им. Карпинского-1: N_A+N_B – суммарное содержание азота в A- и B-формах, H – водород, P – плейтелетс

трация примесей азота в алмазах из трубки им. В. Гриба в А-форме варьирует от 20 до 1474 at. ppm, в В-форме – от 1 до 1417 at. ppm. Доля агрегированного азота (N_B) в образцах 36% (рис. 1). Алмазы характеризуются значительными концентрациями плейтелетс (до 31,8 см⁻¹), двумодальным распределением примеси водорода: 1) концентрации, близкие к распределению водорода в алмазе из трубок месторождения им. М.В. Ломоносова (1,0-3,5 см⁻¹); 2) отмечены низкие концентрации водорода (0-0,8 см⁻¹) при широких вариациях концентрации азота [3].

Изучение внутренней морфологии методом цветной катодолюминесценции (ЦКЛ) показало, что алмаз из месторождений АКП характеризуется только синим и голубым свечением (рис. 2). Отмечено, что большинству кристаллов алмаза из трубки им. В. Гриба присуще зональное строение, отвечающее тангенциальному механизму роста с последовательным че-

редованием голубых и синих зон свечения. Для кристаллов месторождения им. М.В. Ломоносова – зональное и зонально-секториальное строение, отвечающее нормальному и смешанному механизмам роста. В большинстве кристаллов в центральной части присутствует один или несколько зародышей (центр кристаллизации, часто ограненный микроалмаз ранней генерации) с голубой или синей КЛ. В кубах установлена зональность параллельная {111}. Более сложная криволинейная зональность проявлена в тетрагексаэдрах. На основе данных ЦКЛ проведено исследование методом локальной ИК-спектроскопии. Отмечено, что для кристаллов алмаза из месторождения им. М.В. Ломоносова характерно зональное распределение концентраций азотных дефектов. Ядро-зародыш имеет как повышенное, так и пониженное содержание азота по отношению к краевой зоне (N_{сумм} =971-2218, 1111-675 at. ppm), повышенное содержание водорода (H=1,7-0 см⁻¹; 6,4-3,3 см⁻¹; 4,8-1,8 см⁻¹) соответственно.

Первичные сингенетические включения в алмазе из месторождений АКП представлены типичными минералами ультраосновного и эклогитового парагенезиса. Среди вторичных широко развиты серпентин, сапонит, магнетит, сульфидные и сульфидно-силикатные смеси. Значительно (>20%) содержание включений типа «алмаз в алмазе». Изучение состава включений в алмазе месторождений АКП показало, что в алмазе из трубки им. В. Гриба преобладает ультраосновной парагенезис минералов-включений (преимущественно оливин+хромит) и магнезиальный характер мантийных пород, в алмазе месторождения им. М.В. Ломоносова – смешанный магнезиально-железистый характер пород и наличие включений ультраосновного и эклогитового парагенезиса.

Среднее содержание летучих компонентов в алмазе из месторождения им. М.В. Ломоносова АКП в 12 раз меньше, чем в алмазах Якутии [2]. При этом отмечаются низкие содержания H₂, CH₄, H₂O, а CO вообще не был обнаружен, содержание CO₂ повышено.



Рис. 2. Внутреннее строение кристаллов алмаза из трубки им. В. Гриба (I) и им. Карпинского-1 (II) по данным катодной люминесценции: а – октаэдр с послойным внутренним строением (HFW 3,3); б – октаэдр с чередованием послойного и волокнистого строения (HFW 4,2); в – додекаэдр с однородным внутренним строением и кристалломзародышем волокнистого строения в центре (HFW 4,2); г – волокнистое с «агатоподобной» зональностью (HFW 2,0); д – с неоднократным чередованием зон послойного и нормального роста (HFW 3,3); е – секториальное (HFW 4,2); ж – включение типа «алмаз в алмазе» с неоднократной сменой механизма роста (HFW 5,0); з – включение типа «алмаз в алмазе» с двумя зародышами в центральной части, обрастающими алмазом с нормальным механизмом роста (HFW 4,2); HFW – ширина поля сканирования в мм

Выявленные особенности внутреннего строения (смена нормального механизма роста на тангенциальный) и внешней морфологии алмаза (преобразование плоскогранных форм в округлые в результате растворения), свидетельствуют о многостадийности процесса кристаллизации алмаза в трубках месторождений АКП и изменениях условий и состава окружающей среды, флюидной активности метасоматических процессов и кимберлитовых расплавов. Для алмаза из трубок месторождения им. М.В. Ломоносова условия кристаллизации и нахождения в кимберлитовом расплаве были более окислительными и неравновесными.

Необходимо обратить внимание на анализ данных по изотопному составу углерода алмазов из месторождений АКП, которые являются информативными при установлении источников вещества, вовлеченного в образование алмаза. Следует напомнить, что δ^{13} С алмазов из различных месторождений мира варьирует в пределах от -34,4 до +2,4‰.

Единственные известные данные по изотопному составу алмазов АКП (порядка 65 измерений кристаллов из месторождения им. М.В. Ломоносова) получены коллективом авторов [4] в 1994 г. Значения δ^{13} С для алмазов из трубок месторождения изменяются в более широких пределах – от -2,5‰ до -21,5‰. Наиболее изотопно-тяжелые алмазы с δ^{13} С от -2,0 до -4,0‰ и облегченные с δ^{13} С от -5,0 до -7,0‰ представлены в основном октаэдрическими, О-Д и додекаэдрическими кристаллами ультраосновного парагенезиса. Среди кристаллов алмаза с изотопно-легким углеродом (δ^{13} С от -13,5‰ до 21,5‰) встречаются кубические и додекаэдрические кристаллы, в основном эклогитового парагенезиса. Происхождение алмазов с разным изотопным составом углерода авторами [4] связывается с одним из процессов – изотопным фракционированием углерода в закры-



Рис. 3. Изотопный состав углерода алмазов из месторождений им. В. Гриба и им. М.В. Ломоносова Архангельской кимберлитовой провинции

сталлы в образовании типа «алмаз в алмазе» и агрегатах типа «борт».

Значения δ^{13} С изученных кристаллов изменяются от -2,79‰ до -9,61‰ и являются характерными для большинства алмазов из кимберлитовых месторождений мира. Наиболее изотопно-тяжелые кристаллы представлены: коричневым нелюминесцирующим псевдогемиморфным алмазом VII/1 (δ^{13} C = -2,79‰) и бесцветным додекаэдром типа VI/2 (δ^{13} C = -3,08‰) [1] с фиолетовой фотолюминесценцией. Наиболее изотопно-легкие алмазы представлены: светло-желтым кубом (δ^{13} C = -9,61‰), мелким (-2+1 мм) бесцветным октаэдром (δ^{13} C = -8,05‰) и серо-коричневым кубоктаэдром (δ^{13} C = -8,01‰).

Исследованные оболочечные алмазы представлены серо-черными О-Д кристаллами с бесцветным октаэдрическим ядром-кристаллом (δ^{13} С ядро/оболочка -6,87 / -8,01‰ и -6,98 / -7,51‰).

Изученные зональные кристаллы имели различие центральной и внешней зоны по окраске, структуре или цвету фотолюминесценции (δ¹³C центр/край -5,8 / -6,96‰ и -6,34 / -7,54‰).

Отмечена закономерность облегчения изотопного состава углерода оболочек оболоченых алмазов и внешних частей зональных кристаллов. В целом, изотопный состав оболочек алмазов и краевых частей зональных кристаллов изменяется от -5,69‰ до -8,01‰. Изотопный состав кристаллов-ядер оболочечных алмазов и центральных частей зональных кристаллов варьирует от -5,64‰ до -6,98‰.

Изотопный состав исследованных отдельных кристаллов в агрегатах типа «борт» различается для темных (δ^{13} C -4,05‰, -6,58‰, -5,48‰) и бесцветных кристаллов (δ^{13} C -4,24‰, -7,48‰, -6,08‰). В данных образцах темные мелкозернистые кристаллы расположены в центральной части борта, а хорошо окристаллизованные бесцветные обрамляют внешнюю часть борта.

Проанализирована связь изотопного состава углерода алмазов с морфологией кристаллов. Отмечено, что кристаллы разных габитусных типов характеризуются единым интервалом изотопного состава углерода от -2,0‰ до -8,0‰, что может свидетельствовать об их образовании из единого источника углерода с узким интервалом изотопного состава. Кубические и тетрагексаэдрические кристаллы характеризуются более изотопно-легким изотопным составом (δ^{13} C от -7,0 до -8,05‰), что является характерным для алмазов данных габитусных типов в разных месторождениях мира.

Установлено, что в целом окрашенные кристаллы имеют изотопный состав, близкий к таковому бесцветных алмазов, но доля изотопно-легких алмазов среди окрашенных кристаллов выше. Обогащенность легким изотопом в основном связана с желтыми, серыми и черными кристаллами (δ^{13} C от -4,2‰ до -8,0‰).

Для 28 образцов проведен анализ связи изотопного состава углерода с присутствием в них примесных азотных дефектов, водорода и плейтелетс. В целом намечается корреляция между изотопным составом углерода и присутствием азота, которая показывает, что вероятность обогащения легким изотопом увеличивается в кристаллах алмаза с менее агрегированной формой азота. Концентрация азота слабо коррелирует с изотопным составом углерода в алмазах. Отмечено, что для высокоазотных алмазов (N_A, N_B, N_A+N_B > 1000 at.ppm) из трубки им. В. Гриба характерен узкий диапазон значений δ^{13} С от -4,0‰ до -6,5‰. Для безазотных (N_A, N_B, N_A+N_B < 50 at.ppm) алмазов и образцов со средними содержаниями азота (N_A, N_B, N_A+NB = 50 – 1000 at.ppm) доля изотопно-легких кристаллов велика (в равной мере встречаются изотопно-легкие и изотопно-тяжелые алмазы).

Зависимость между изотопным составом углерода в алмазах и содержанием дефектов водорода, плейтелетс не установлена.

Проанализирована связь изотопного состава алмазов с парагенезисом минеральных включений. Среди изученных образцов в 16 кристаллах обнаружены и проанализированы включения минералов ультраосновного парагенезиса: хромшпинелид, оливин, хромдиопсид, пироп. Включения эклогитового парагенезиса

той системе по различным механизмам для перидотитовых и эклогитовых пород, или с гетерогенностью источников углерода при образовании алмаза.

Нами получены новые данные по изотопному составу углерода алмазов АКП, первые данные для кристаллов алмаза из кимберлитового месторождения-трубки им. В. Гриба. Изучено 62 кристалла алмаза размерных групп от -2+1 до -9+7 мм и проведено сопоставление полученных результатов с данными б¹³С алмазов из трубок Золотицкого поля (рис. 3). Проведен анализ связи изотопного состава углерода алмазов с морфологией кристаллов, окраской, содержанием примесных дефектов азота, водорода и плейтелетс, а также состава минеральных включений. Исследованы оболочечные, зональные кристаллы, отдельные крипока не обнаружены, хотя визуально они выделяются. Распределение подчиняется установленной [7, 9] закономерности для разных месторождений мира – изотопный состав алмазов ультраосновного парагенезиса не выходит за пределы узкого диапазона значений δ^{13} С от -2,0‰ до -7,0‰, что может свидетельствовать о преимущественно перидотитовом характере строения верхней мантии под трубкой им. В. Гриба.

Полученные данные об изотопном составе кристаллов алмаза из кимберлитового месторождения – трубки им. В. Гриба, а также анализ литературных данных по алмазам из трубок месторождения им. М.В. Ломоносова Архангельской провинции могут свидетельствовать о преобладании мантийных пород ультраосновного парагенезиса среди мантийных пород субстрата под трубкой, что отличает трубку им. В. Гриба от трубок месторождения им. М.В. Ломоносова, расположенного в 50 км к востоку, в трубках которого присутствуют алмазы ультраосновного и эклогитового парагенезисов, и подстилающий мантийный субстрат, по-видимому, является более гетерогенным.

Сделано предположение, что наблюдаемые колебания δ^{13} С в алмазах из трубки им. В. Гриба, вероятнее всего, связаны с фракционированием изотопов углерода, а не с гетерогенностью источников вещества, вовлеченного в образование алмазов.

Результаты изучения концентрации азотных дефектов и включений в алмазе позволили определить средние температуры образования кристаллов [7, 8]. Предположив, что мантийное время для всех кристаллов составляет 3,0 млрд. лет, получим, что формирование алмаза из месторождения им. М.В. Ломоносова начинается при 1080°С, из месторождения им. В. Гриба – при 1100–1250°С.

Отсутствия ЭПР центров никеля в алмазах является типоморфным признаком двух месторождений АКП. Подтверждается отсутствием или малой распространенностью первичных мантийных моносульфидных Ni-содержащих сульфидов в виде включений в алмазе из месторождений АКП.

Результаты изучения и выявленные особенности морфологии, внутреннего строения, физических свойств и состава включений алмаза из месторождений АКП свидетельствуют о сложной истории зарождения и эволюции этого минерала, что подчеркивает актуальность его исследований и подтверждает предположение о дискретности процесса природного алмазообразования в АКП.

Комплексный подход к изучению алмаза помогает в понимании процессов генезиса этого минерала и дает возможность эффективного использования данных знаний в практических целях.

Полученные данные используются при шлихоминералогических методах поисков алмазов на территории АКП, при оценке алмазоносности и качестве алмазного сырья геологами ОАО «Севералмаз», ОАО «Архангельскгеолдобыча» и предприятия «АЛРОСА-Поморье».

Список литературы

1. *Бартошинский З.В.* Минералогическая классификация природных алмазов // Минер. журн. – 1983. – Т. 5, № 5. – С. 84–93.

2. Бартошинский З.В. Кристалломорфология алмаза из кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции // Минер. сб. 1992. – Вып. 2, № 46. – С. 64.

3. Веричев Е.М., Гаранин В.К., Гаранин К.В., Кудрявцева Г.П., Палажченко О.В., Хачатрян Г.К. Распределение структурных дефектов в алмазе из трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. – 2006. – №6. – С. 29–37.

4. Галимов Э.М., Захарченко О.Д., Мальцев К.А., Махин А.И. Изотопный состав углерода алмазов из кимберлитовых трубок Архангельской области // Геохимия. – 1994. – №1. – С. 74–76.

5. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Вержак В.В., Веричев Е.М., Гаранин К.В. Два типа алмазоносных кимберлитов в Архангельской провинции // Геология и разведка. – 2001. – №4. – С. 36–49.

6. Хохряков А.Ф. Растворение алмаза: экспериментальное исследование процессов и модель кристалломорфологической эволюции: Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2004. – С. 23–31.

7. Khachatryan G.K., Kaminsky F.V. «Equilibrium» and «non-equilibrium» diamond crystals from deposits in the east European platform, as revealed by infrared absorption data // Canadian Mineralogist. 2003. V. 41. – P. 171–184.

8. O'Neill H.St.C., Wall V.J. The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // J. Petrology, 1987. – V. 28, pt. 6. – P. 1169–1191.

9. Taylor, W.R., Milledge, H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Roberts Victor and Finch // 6-th Intern. Kimberlite Conf. Novosibirsk, Russia. 1995. – P. 620–622.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ВЕРХНЕ-МУНСКОГО ПОЛЯ

М.Ю. Зезекало, З.В. Специус, О.В. Тарских

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Приведены результаты исследований кимберлитовых пород из трубок Заполярная, Деймос, Поисковая, Новинка и Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле). Установлено, что все диатремы выполнены двумя текстурноструктурными типами кимберлитов: порфировыми кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями, представляющими самостоятельные фазы внедрения. Временные взаимоотношения порфировых кимберлитов и кимберлитовых брекчий установлены по единичным образцам. Результаты их исследования, а также присутствие ксенолитов порфировых кимберлитов в автолитовых позволяют сделать вывод о том, что их консолидация проходила до образования кимберлитовых брекчий. Во всех трубках Верхне-Мунского поля отмечается большое количество свежего оливина. Из минералов-спутников лидирующее место принадлежит гранату. Относительно диатрем из других полей, кимберлиты Верхне-Мунского поля характеризуются невысоким содержанием обломков осадочных пород, здесь распространены ксенолиты коровых и ультраосновных мантийных пород. Особенностью всех трубок является почти полное отсутствие как ксенолитов эклогитов, так и гранатов эклогитового состава в ассоциации индикаторных минералов, что свидетельствует о существенном отличии литосферной мантии данного поля по сравнению с соседними кимберлитовыми полями.

В процессе полувекового изучения кимберлитовых трубок Якутии получен огромный фактический материал по вещественному составу и строению этих образований. Несмотря на несомненное сходство в образовании кимберлитов, каждой трубке и каждому полю в целом присущи индивидуальные особенности, по которым они отличаются от кимберлитов из других полей [1, 2]. Детальное изучение кимберлитовых пород, характера их вторичных преобразований, выяснение минералогических особенностей имеет большое значение для решения ряда практических задач, связанных с выделением фаз внедрения, их объемных соотношений в диатреме, специфичностью постмагматических преобразований, которые обуславливают геологотехнологические особенности руд.

Верхне-Мунское кимберлитовое поле расположено в верхнем течении р. Муна и представлено 16 трубками и 4 дайками [3, 4]. Характерной особенностью этого поля является кучное расположение тел, обусловившее его небольшие размеры. Вероятно, это и послужило причиной того, что кимберлиты исследованных трубок очень сходны между собой. Были проведены исследования кимберлитовых пород верхних и средних горизонтов трубок Заполярная, Деймос, Поисковая, Новинка и Комсомольская-Магнитная Верхне-Мунского поля (528 шт.). Использовался комплекс исследований, в который входили макро- и микроструктурное петрографическое изучение кимберлитовых пород, химический анализ разновидностей кимберлитов, рентгенофазовый анализ основной массы, определение состава тяжелой фракции, гранулометрия, изучение химического состава индикаторных минералов.

Трубки Верхне-Мунского поля имеют ряд общих черт. Все диатремы сложены двумя текстурноструктурными типами кимберлитов: порфировыми кимберлитами (ПК) и кимберлитовыми брекчиями (КБ), являющимися производными самостоятельных фаз внедрения. Структурные типы различаются по гранулометрии псевдоморфоз по оливину, содержанию ксенолитов осадочных пород, присутствию сферотакситовых «автолитовых» образований (табл. 1) и содержанию минералов-спутников.

Таблица 1

	Vor po	Ксенолиты	Ксено-	Ксено-		пределение псевдоморфоз по Ol-I					
Трубка	Кол-во	осадочных	литы у.о.	. таксити	DOODO UUT	в том ч	в том числе по классам крупнос				
	образцов	пород	пород	такситы	всего, шт.	1 - 2	2 - 4	4 - 8	8 - 16	16 - 32	
	Порфировые кимберлиты										
Заполярная	74	4,06	1,36	0,16	12198	47,77	38,64	11,81	1,78	0	
Деймос	7	3,44	1,65	0	1884	50,90	36,52	10,02	2,56	0	
Поисковая	50	2,47	0,29	0,08	9743	47,41	42,51	9,18	0,90	0	
Новинка	110	4,14	1,91	0,32	17930	46,92	39,38	10,88	2,82	0	
Комсомольская- Магнитная	72	4,44	1,61	0,21	10131	45,64	37,98	12,88	3,5	0	
			Кимбе	рлитовые б	рекчии						
Заполярная	87	14,92	1,01	2,63	13334	54,04	37,28	8,00	0,68	0	
Деймос	17	11,75	0,97	0,14	3399	56,70	38,44	4,23	0,63	0	
Поисковая	9	20,96	0,65	2,18	1692	54,35	38,18	7,20	0,27	0	
Комсомольская- Магнитная	52	14,76	0,93	1,39	6321	51,3	36,94	9,8	1,96	0	

Компонентный состав текстурно-структурных типов кимберлитов трубок Верхне-Мунского поля (подсчеты в штуфах, средние содержания - об.%)

В отличие от других трубок, где обнаруживаются многочисленные временные контакты между кимберлитами разных этапов консолидации, в кимберлитах Верхне-Мунского поля резкие, секущие контакты проявляются редко. Контакты характеризуются интервальной растянутостью с постепенными переходами и взаимным смешиванием петрографических признаков. Внутри каждого петрографического типа можно выделить разновидности, обусловленные соотношением порфировых и кластических структурных элементов, например, среди ПК: мегалофировые, медио-минофировые, минифировые и т.д. Среди кимберлитовых брекчий: мелко-, среднеобломочные и т.д.

Порфировые кимберлиты во всех трубках имеют примерно одинаковый состав и текстурноструктурные признаки. Небольшие различия обусловлены соотношением размерностей порфировых выделений и интенсивностью развития вторичной минерализации. Это породы серого, светло-серого цвета, иногда с незначительными оттенками: бледно-голубоватым либо буровато-коричневым. Незначительное осветление породы отмечается чаще всего вблизи контакта с вмещающими породами, где активнее проявлены процессы кальцитизации. Буровато-коричневый оттенок обусловлен широким развитием пироаурита, реже гетита и выделений гидроокислов железа на некоторых участках породы. Псевдоморфозы по оливину преимущественно овальной формы и сложены в основном серпентином, иногда совместно с карбонатом, причем первый всегда преобладает. В трубках Верхне-Мунского поля отмечается большое количество свежего оливина. Обычно он сохраняется в виде реликтов в довольно крупных зернах, частично замещенных серпентином. На месте некоторых зерен отмечаются пустоты и каверны выщелачивания серпентина, сохранившегося в виде корочек по стенкам своеобразных жеод. Наиболее интенсивно этот процесс проявлен в приповерхностных частях трубок. В целом структура пород – порфировая, текстура – массивная (см. вкл., рис. 6, а-г).

Обломки вмещающих пород в ПК единичны, но их количество несколько возрастает вблизи контакта с вмещающими породами. Кроме того, незначительное обогащение ПК ксенолитами осадочных пород фиксируется на границе раздела разных петрографических типов кимберлитов. В зонах взаимных переходов разных типов кимберлитов происходит некоторое выравнивание их текстурно-структурных признаков. ПК несколько обогащаются обломками осадочных пород, содержание же их в кимберлитовых брекчиях несколько снижается.

В порфировых кимберлитах обломки чаще угловатые, неправильной формы, средне-крупных размеров. Размеры и морфология обломков свидетельствуют, скорее всего, о более позднем попадании их в расплав, в отличие от мелких и угловато-сглаженных обломков в кимберлитовой брекчии, которые имели более длительный контакт с основной массой. Более того, различия отмечаются и в контакте обломков с основной массой. В первом случае – это четкий, резкий контакт, во втором – постепенный переход от ксенолита к основной массе.

Автолитовые кимберлитовые брекчии менее однородны, с отчетливо проявленной структурой. Породы, как правило, окрашены в серые цвета, с вариациями оттенков от голубовато-зеленоватого до коричневатого. Текстура породы в целом – брекчиевая или автолитовая, кимберлита-цемента – мелко- и среднепорфировая (см. вкл., рис. 6 д, е). Трубкам Верхне-Мунского поля свойственно относительно небольшое содержание автолитов и незначительный масштаб процессов «автолитообразования». Тем не менее, их присутствие является важным текстурным критерием.

В трубке Комсомольская-Магнитная, в отличие от других трубок Верхне-Мунского поля, шаровые обособления хорошо проявлены вокруг ксенолитов осадочного чехла. По-видимому, процесс дифференциации кимберлитового расплава в этой трубке осуществился по пути прохождения через толщу осадочных пород, а в остальных – до или после прохождения через эту толщу.

Содержание автолитов в брекчии может достигать 10–20%. Нередко мелкие автолиты – это оболочки раннего кимберлита, окружающие ксенолиты вмещающих пород или зерна глубинных минералов, в основном оливина, пиропа. Ядра автолитов нередко имеют неправильные очертания, тогда как общий контур автолитов – гладкий, овальный. Вещество автолитовой оболочки сглаживает неровности «ядра», заполняя выемки. Автолитовые оболочки хорошо различимы на фоне основной связующей массы брекчий благодаря более темной окраске. Текстура автолитов может быть как массивной, так и концентрически-флюидальной. В первом случае при достаточной ширине оболочки они могут содержать псевдоморфозы по оливину 1 генерации. Во втором – минеральные компоненты располагаются параллельно границам автолитов и имеют скрытокристаллическую структуру.

В целом, кимберлитовые брекчии трубок Верхне-Мунского поля характеризуются невысоким содержанием обломков осадочных пород (в среднем 12%) относительно диатрем из других кимберлитовых полей; тем не менее, по их присутствию петрографические типы различаются значительно.

Изучение компонентного состава большого количества образцов кимберлитовых пород по трубкам Верхне-Мунского и других полей показывает, что содержание псевдоморфоз по оливину размером более 4–5 мм в поперечнике в порфировых кимберлитах составляет 10–13% от общего их числа, тогда как в кимберлитовых брекчиях – 4–8% (практически в 2 раза меньше). Содержание же вкрапленников размером более 8 мм уменьшается почти на порядок. Для порфировых кимберлитов содержание псевдоморфоз класса 1–2 мм составляет не более 50%, для кимберлитовых брекчий этот показатель колеблется от 50 до 60%, причем КБ содержат большое количество псевдоморфоз по оливину II генерации. Соотношение зерен оливина разных классов крупности является одним из стабильных признаков, прослеживаемых во всех изучен-

ных трубках. Это соотношение может служить приоритетным критерием при типизации кимберлитовых пород [5, 6].

Спектр минералов основной массы кимберлитовых пород Мунских трубок достаточно близок, однако их содержания широко варьируют как по типам кимберлитов, так и в отдельных образцах. Судя по данным рентгенофазового анализа (табл. 2), как в ПК, так и в КБ преобладающими минералами являются серпентин и кальцит, в большинстве случаев присутствуют слюда и хлорит.

В связующей массе всех трубок в том или ином соотношении встречены монтичеллит и перовскит, количество последнего может достигать 10%. Обычно перовскит присутствует в виде мелкораспыленной вкрапленности в серпентин-карбонатном мезостазисе, а также в составе реакционных оторочек вокруг оливина. Повсеместно отмечается его зональный характер, причем, вероятно, не только в отношении петрогенных, но и редкоземельных элементов [7]. Монтичеллит встречается в виде изометричных и неправильной формы, иногда резорбированных, кристаллов, нередко имеющих зональное строение. Содержание его в различных типах (табл. 2) и отдельных образцах по разрезу скважин, судя по данным микроскопического изучения, неравномерное. Следует отметить, что наличие перовскита, монтичеллита и титаномагнетита в составе основной массы кимберлитов этого поля свидетельствует о высокотемпературном характере кимберлитового расплава, а развитие титаномагнетита на конечной стадии формирования кимберлитовых трубок указывает на повышение окислительно-восстановительных условий [8]. Прогрессирующее обогащение окислами титана и железа кимберлитовой магмы на конечной стадии кристаллизационного процесса отмечено также и в результате изучения зональности оливинов [7]. Необходимо отметить, что высокотемпературный характер кимберлитовой магмы и повышение окислительной обстановки на заключительной сталии кристаллизации подчеркивается широким развитием мощных келифитовых кайм на мегакристах гранатов из этих трубок. Это, в свою очередь, хорошо параллелизуется с интенсивным проявлением растворения и коррозии на алмазах из этих трубок, что, весьма вероятно, и является одной из причин низкой алмазоносности кимберлитов Мунского поля.

Временные взаимоотношения порфировых кимберлитов и кимберлитовых брекчий установлены по единичным образцам. Из изученной к настоящему времени коллекции лишь несколько образцов из трубок Заполярная и Комсомольская-Магнитная демонстрируют отчетливые контакты между порфировыми кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями. Результаты их изучения, а также факт частого присутствия единичных образцов ПК в виде ксенолитов в разрезах многочисленных скважин позволяют сделать вывод о том, что их консолидация проходила до образования кимберлитовых брекчий.

Таблица 2

Типы кимберлита	Серпентин	Оливин	Слюда	Хлорит	Кальцит	Монтичеллит	Пироаурит	Брусит		
	Поисковая									
ПК	<u>21-100</u> 55	<u>0-12</u> 1,4	<u>0-27</u> 7,6	<u>0-38</u> 5,6	<u>0-70</u> 13,3	Не уста- новлен	<u>0-63</u> 11,9	<u>0-14</u> 0,3		
КБ	$\frac{11-80}{49,2}$	$\frac{0-0}{0}$	$\frac{0-3}{0,3}$	$\frac{0-11}{2,1}$	<u>11-78</u> 45,7	_ "_	$\frac{0-5}{0,5}$	Не уста- новлен		
				Новинка						
ПК	<u>0-95</u> 51,8	<u>0-21</u> 1,5	<u>0-39</u> 8,3	$\frac{0-22}{2,1}$	<u>0-92</u> 15,6	<u>0-16</u> 1,7	$\frac{0-52}{7,1}$	$\frac{0-54}{3,2}$		
				Деймос						
ПК	<u>18-78</u> 38,8	$\frac{0-8}{2,2}$	$\frac{0-6}{3}$	$\frac{0-21}{6,7}$	<u>3-70</u> 29,1	$\frac{0-14}{3}$	$\frac{0-14}{2,1}$	Не уста- новлен		
КБ	$\frac{11-54}{25,1}$	$\frac{0-7}{1,4}$	<u>0-37</u> 10	<u>0-33</u> 6,5	<u>0-80</u> 49	$\frac{0-11}{3,2}$	<u>0-6</u> 0,3	_ "_		
	•	•	Комс	омольская-Ма	агнитная	•	•	•		
ПК	<u>0-87</u> 31	$\frac{0-20}{3,3}$	<u>0-45</u> 16,2	$\frac{0-29}{2,8}$	$\frac{0-74}{26,8}$	<u>0-19</u> 1,6	$\frac{0-33}{4,2}$	$\frac{0-15}{2,4}$		
КБ	$\frac{0-81}{33}$	$\frac{0-12}{1,2}$	<u>0-29</u> 6,4	$\frac{0-24}{4,6}$	<u>0-80</u> 39,3	<u>0-15</u> 1,1	$\frac{0-17}{2,5}$	<u>0-16</u> 1		
				Заполярная	I					
ПК	<u>23-100</u> 58,7	$\frac{0-75}{1,6}$	$\frac{0-38}{6,2}$	$\frac{0-46}{4,7}$	<u>0-59</u> 16,7	Не уста- новлен	$\frac{0-52}{7,6}$	$\frac{0-7}{0,3}$		
КБ	<u>13-98</u> 51,3	$\frac{0-32}{0,5}$	$\frac{0-22}{2,1}$	<u>0-32</u> 5,6	<u>0-86</u> 26,6	_ "_	<u>0-56</u> 10,6	$\frac{0-19}{0,2}$		

Результаты рентгенофазового анализа кимберлитов трубок Верхне-Мунского поля



Рис. 1. Распределение ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитах Верхне-Мунского поля: а – общее количество (об.%) глубинных ксенолитов в различных петрографических типах пород трубок Верхне-Мунского поля; б – распределение различных типов глубинных ксенолитов в кимберлитах трубки Комсомольская-Магнитная

Распределение ксенолитов глубинных пород в исследуемых трубках далеко неравнозначно. Наибольшее их количество и видовое разнообразие зафиксировано в трубках Заполярная, Новинка и Комсомольская-Магнитная, в трубке Деймос они встречаются реже; еще реже - в трубке Поисковая (рис. 1, а). При подсчетах компонентного состава отмечено 814 ксенолитов глубинных пород. В основном это дуниты и оливиниты, гранатовые лерцолиты и гранат-шпинелевые гарцбургиты. Практически все они в той или иной степени подвержены серпентинизации, поэтому часть из них представлена серпентинитами по дунитам, шпинелевым перидотитам и пироксенитам. Интенсивность процессов вторичного замещения ксенолитов ультраосновных пород находится в полном соответствии со степенью преобразования кимберлитовых пород, в которых они были отмечены.

Форма глубинных ксенолитов чаще всего овальная, поверхность их гладкая, реже шероховатая из-за выступов граната. Их размеры (в

штуфных образцах керна) небольшие: от 1–2 мм до 1–3 см по длинной оси, в единичных случаях до 20 см и более (ксенолиты перидотитов трубки Заполярная). Во всех трубках гранатсодержащие разновидности преобладают над безгранатовыми породами.

Содержание гранатов и хромшпинели в ксенолитах глубинных пород составляет от 2 до 10–15%, в мелких нодулях (размером 3–5 мм) – до 30–50%. Мелкие обломочки, в которых соотношение серпентина и граната составляет 50:50, скорее всего, являются фрагментами раздробленных более крупных ксенолитов мантийных пород. Хромшпинель в ксенолитах представлена ксеноморфными выделениями размерами от 0,05 до 0,5–0,7 мм.

В кимберлитах трубки Комсомольская-Магнитная в небольшом количестве (3% от общего объема) установлены богатые флогопитом ксенолиты глубинных пород (рис. 1, б). По минеральному составу выделяются оливин-флогопитовые, амфибол-двупироксен-флогопитовые и амфибол-оливин-флогопитовые разности. Породы мелко-среднезернистого строения и состоят преимущественно из оранжево-красного флогопита (80–85 об.%). Амфибол и клинопироксен присутствуют в виде примеси. В трубке Заполярная отмечены единичные включения эклогитов. В целом количество ксенолитов глубинных ассоциаций в порфировых кимберлитах почти в два раза превышает таковое в кимберлитовых брекчиях (табл. 1).

В меньшем количестве, чем мантийные, отмечаются ксенолиты метаморфических пород фундамента. Они распространены практически во всех трубках Верхне-Мунского поля, только в трубке Поисковая отмечены единичные включения. Представлены ксенолиты метаморфитов в основном обломками биотитгранатовых и амфибол-гранатовых гнейсов, реже кристаллическими сланцами. Породы кристаллического фундамента подвергнуты тем же вторичным изменениям, что и вмещающий кимберлит. Отдельные образцы интенсивно серпентинизированы, в меньшей степени карбонатизированы. Характерной чертой ксенолитов кристаллического фундамента является присутствие кварца. В отличие от мантийных ксенолитов, обломки пород фундамента характеризуются относительно крупными размерами. Преобладают ксенолиты размерами 1–5 см по длинной оси, реже до 7–10 см.

Кимберлиты трубок Верхне-Мунского поля характеризуются неравномерным распределением индикаторных минералов. Ассоциация индикаторных минералов – шпинель-пироксен-гранатовая, с участием ильменита. Лидирующее место в обоих петрографических типах занимает гранат. Наибольшее его количество отмечено в трубке Заполярная (среднее содержание по типам составляет 0,67 и 0,56 об.%). Распределение граната в породах неравномерное, отмечается его большее содержание в порфировых кимберлитах. Гранаты представлены округлыми, нередко трещиноватыми зернами и их обломками лиловой, малиновой, оранжевой окраски. Размеры их редко превышают 5 мм в поперечнике. Особенностью гранатов из трубок Верхне-Мунского поля является широкое развитие мощных келифитовых кайм и значительного количества гранатов, замещенных нацело. В ПК их количество составляет треть от общего объема выборки, в кимберлитовых брекчиях – около 1/5. Этот факт свидетельствует об особых условиях формирования рудных тел, возможно отразившихся на содержании полезного компонента.

Минимальные содержания гранатов отмечены в кимберлитах трубок Деймос (единичные знаки) и Поисковая (около 0,1%).

Гранаты из кимберлитов трубок Верхне-Мунского поля характеризуются очень близким химическим составом, преобладают титансодержащие гранаты ультраосновных парагенезисов. Содержание титана в гранатах составляет в среднем 0,5-0,6 мас.% (пределы колебаний: 0,0-1,6 мас.%). Из сравнительной диаграммы состава гранатов в различных трубках (рис. 2) вполне очевидно их сходство по содержанию основных компонентов Са, Mg и Fe.

Судя по данным зондовых анализов, гранаты из изученных трубок сходны также по вариациям Cr, Ti и Mn. Сопоставление составов граната из трубок Мунского поля с совокупностями гранатов из кимберлитов соседних полей (рис. 2) указывает на резкое отличие набора парагенетических типов гранатов в кимберлитах данного поля. Это выражается в почти полном отсутствии эклогитовых, и в первую очередь высококальциевых гранатов из кианитовых и других типов высокоглиноземистых эклогитов, которые распространены в трубке Удачная и других трубках Далдынского поля [9, 10].



Рис. 2. Сравнительная диаграмма химического состава гранатов из кимберлитов трубок Якутской алмазоносной провинции: *1 – поле составов гранатов из ксенолитов эклогитов трубки Удачная; 2 – поле составов гранатов из кимберлитов трубки Юбилейная*

Хромшпинелид в кимберлитах описываемых трубок является вторым по распространённости индикаторным минералом, его содержание составляет сотые доли процента. Представлены шпинелиды вицинальными октаэдрами и их обломками, размер выделений -2+0,5 мм.

Так же, как и гранаты, хромшпинелиды характеризуются повышенным средним содержанием титана 0,9–1,1 мас.%, большинство из них по химическому составу соответствует таковым из различных групп мантийных перидотитов.

Также в кимберлитах отмечены многочисленные включения пироксена (подсчет не производился) в псевдоморфозах по оливину, реже его индивидуализированные зерна в основной массе. Практически все они представлены хромдиопсидом. Ильменит среди индикаторных минералов встречается редко (в единичных знаках), содержание хромшпинели составляет сотые доли процента.

Петрохимическая характеристика исследуемых кимберлитовых тел показала, что слагающие их кимберлитовые породы представляют собой неоднородные образования. Их химический состав варьирует в пределах трубок от фазы к фазе и внутри каждой фазы. Одной из петрохимических особенностей изучаемых трубок является четкое разграничение петрографических пород разных фаз внедрения по содержанию некоторых петрогенных оксидов (табл. 3). Так, порфировые кимберлиты характеризуются повышенными содержаниями TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, K₂O и относительно низкими значениями кальциевости. Породы, выполненные кимберлитовой брекчией, более карбонатизированы (с высоким содержанием CaO, по сравнению с порфировым кимберлитом), содержат больше Al₂O₃, Na₂O и летучих компонентов. Высокие значения SiO₂, MgO определены значительным количеством неизмененного оливина, серпентина и более позднего пироаурита, который представлен двумя генерациями. Он присутствует в большинстве порфировых выделений,

Тип Кол-во SiO₂ Трубка TiO₂ Al₂O₃ Fe₂O₃ MnO MgO CaO Na₂O K₂O P_2O_5 ппп анализов пород ΠК 31,07 1,28 1,67 8,12 0,14 34,67 4,32 0,01 0,41 0,38 17,63 54 Заполярная 30,09 2,21 19,23 КБ 83 1,19 6,67 0,13 32,87 6,82 0,02 0.25 0,39 ПК 9 27.62 1.74 2.51 8.61 0.57 0.79 0.15 31.7 8.99 0.02 17.37 Деймос КБ 28,6 3,08 7,46 0,14 28,14 1,44 0,59 18,04 15 1,28 11,36 0 ПК 31 29,99 2,46 1,97 8,93 0,15 33,68 4,01 0,01 0,65 0,42 17,6 Поисковая 7,17 9 КБ 30,84 1,62 2,88 0,13 29,79 7,35 0,01 0,65 0,36 18,6 Новинка ΠК 103 30,34 1,41 2,12 8,82 0,15 33,64 6,61 0,01 0,76 0,47 16,02 ΠК 76 30,35 1.38 2.51 8.49 0.15 31.52 8.32 0.00 1.20 0.42 15,97 Комсомольская

Химический состав кимберлитовых пород трубок Верхне-Мунского поля (средние данные, мас.%)

широко развит в основной массе в виде прожилков самой различной ориентировки, отмечается практически по всему объему трубки.

7,66

0,14

ПК Заполярная

+ ПК Новинка

о ПК Кмс-Мгн

ПК Поисковая

30,12

9,65

2,83

Другая петрохимическая особенность, присущая всем пяти трубкам, заключается в устойчивой отрицательной корреляционной связи между CaO и MgO (рис. 3, а). При постоянстве суммы CaO + MgO, равной 40%, графики изменения содержаний оксидов связаны зеркальной симметрией, что отражает два полярных процесса – серпентинизацию и карбонатизацию [10]. Низкая карбонатизация пород является характерным Верхне-

3 2,5 2 K₂O 1,5 1 0,5 C 0 0 1 2 3 TiO₂

Рис. 3. Взаимоотношения петрогенных оксидов в кимберлитах разных фаз внедрения по трубкам Верхне-Мунского поля

нием ильменита. В кимберлитах Верхне-Мунских трубок ильменит также отмечается в редких единичных знаках. Однако, значения TiO_2 по результатам химических анализов в среднем изменяются в диапазоне 1,2–2,5 мас.% по разным трубкам, что определяется присутствием перовскита в составе основной массы всех трубок.

Характерными особенностями кимберлитов трубок Заполярная, Деймос и Поисковая является широкое развитие магнетитовой минерализации, в отличие от других трубок, где в большей степени проявлены процессы сульфидизации.

ж ПК Деймос 15 CaO БШ Заполярная 10 о КБШ Кмс-Мгн ♦ КБШ Поисковая 5 КБШ Деймос 0 0 10 20 30 40 50 б 3,5

29,88

54

1,11

Магнитная

а

25

20

КБ



0,00

0,98

0,39

17,58

Приповерхностные горизонты и приконтактовые с вмепородами щающими участки характеризуются интенсивной карбонатизацией, что выражается в повышенном содержании СаО, СО₂. На минеральном уровне это отражается значительным развитием кальцита, пироаурита и других карбонатов.

В кимберлитах трубок Верхне-Мунского поля повышено содержание TiO₂ (рис. 3, б), что обусловлено присутствием в них перовскита, хорошо диагностируемого в шлифах. Особенно много перовскита в кимберлитах трубки Поисковая. Практика показывает, что существует некоторая связь между содержанием ТіО₂ и продуктивностью кимберлитовых месторождений. Диатремы Интернациональная, Айхал, Ботуобинская, Нюрбинская характеризуются низкими значениями этого петрохимического показателя (0,3-0,7 мас.%), что на минеральном уровне контролируется невысоким содержа-

Заключение

Комплексное изучение вещественного состава кимберлитовых трубок Верхне-Мунского поля позволяет выявить общие и индивидуальные черты вещественного состава кимберлитов этого поля:

1. Все диатремы сложены двумя текстурно-структурными типами кимберлитов: порфировыми кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями, являющимися производными самостоятельных фаз внедрения. В пользу этого свидетельствуют находки включений одной (более ранней) фазы в другую. Характер контактов таких включений (автолитов) с вмещающей породой подтверждает существование временной границы между фазами кимберлитообразования, из чего можно предположить, что автолиты являются фрагментами кимберлитовых пород ранних фаз внедрения (порфировых кимберлитов), захваченными более поздними, сформировавшими кимберлитовые брекчии.

2. В целом кимберлиты Верхне-Мунских трубок – плотные породы, слабо измененные процессами вторичной минерализации. Они содержат меньшее количество обломков осадочных пород и большее количество ксенолитов шпинель-пироксеновой фации глубинности, в отличие от трубок из других кимберлитовых полей Западной Якутии. Кимберлиты Верхне-Мунского поля можно отнести к безильменитовым кимберлитам.

3. Отмечается большое количество гранатов с мощными келифитовыми каймами, либо нацело замещенных келифитовым веществом, что свидетельствует об агрессивном воздействии кимберлитового расплава на мантийные барофильные минералы, в том числе и на алмазы.

4. Среди ксенолитов глубинных пород существенно преобладают ультраосновные оливинсодержащие разновидности. Для кимберлитов всех изученных трубок характерно почти полное отсутствие ксенолитов эклогитов и пониженное количество гранатов эклогитового состава, что свидетельствует о специфичности литосферной мантии под кимберлитовыми трубками Мунского поля.

5. Высокотемпературный характер и повышенные окислительно-восстановительные условия на заключительных стадиях кристаллизации кимберлитовых магм в трубках Мунского поля, по-видимому, определили коррозию кристаллов и растворение части алмазов. С другой стороны, относительно низкую алмазоносность кимберлитов данного поля могли определить селективный захват мантийного вещества или отличие состава литосферы с резко подчиненным положением эклогитового субстрата и доминирующим – ультраосновного, что, в свою очередь, обусловило низкое содержание алмазов эклогитового парагенезиса в популяциях алмазов этих трубок.

Список литературы

1. Владимиров Б.В., Костровицкий С.И., Соловьева Л.В. и др. Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок. – М.: Наука, 1981. – 136 с.

2. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: ОАО Недра, 1998. – 555 с.

3. Корнилова В.П., Никишов К.Н. Взаимоотношения и природа разновидностей кимберлитовых пород в трубках Новинка и Заполярная // Геология, петрография и геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. – С. 122–130.

4. Серенко и др. Комплексное изучение вещественного состава кимберлитовых тел Верхне-Мунского поля (трубки Новинка, Поисковая, Комсомольская-Магнитная, Заполярная). – Мирный: ЯФ ЦНИГРИ, 1989.

5. Занкович Н.С., Рудакова Г.Н. Новые данные по петрографии кимберлитов трубок Верхне-Мунского поля (Якутия) // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 790–806.

6. Занкович Н.С. Вещественно-индикационные критерии типизации кимберлитовых пород и последовательность их формирования (на примере сложнопостроенных трубок Якутии): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 2004. – 23 с.

7. *Яковлев Д.А.* Особенности минералогии кимберлитового вулканизма Верхне-Мунского поля (Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 2004. – 23 с.

8. *Fedorchuck Y., Canil D. and Carlson J. A.* Oxygen fugacity of kimberlite magmas and their relationship to the characteristics of diamond populations // Abstr. 8th Int. Kimb. Conf. Victoria, Canada, 2003.

9. Spetsius, Z.V. Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia // Lithos 77, 2004. - P. 525-538.

10. Специус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. – М.: Наука, 1990. – 272 с.

К ВОПРОСУ О ПЕРВОИСТОЧНИКАХ АЛМАЗОВ ИЗ РОССЫПЕЙ ЛЕНО-АНАБАРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

О.Е. Ковальчук, А.Н. Липашова, И.Н. Богуш

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Приводятся результаты исследования морфологических и структурных особенностей, изотопного состава углерода алмазов из коренных месторождений и россыпей северо-востока Сибирской платформы. По комплексу полученных характеристик и характеру распределения по территории Лено-Анабарского междуречья установлена идентичность алмазов V, VII разновидностей и части I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова. Обосновывается их принадлежность к одному генетическому типу коренных источников. По специфичности типоморфных особенностей алмазов и по их распространенности в россыпях и открытых кимберлитовых телах выявлены различные и разновозрастные типы коренных источников. Полученные результаты указывают на необходимость пересмотра существующих классификаций и взгляда на первоисточники северных россыпей алмазов.

Север Якутской алмазоносной провинции является крупным россыпным регионом России. Повышенная алмазоносность в этом районе наблюдается как в неоген-четвертичных, четвертичных аллювиальных отложениях, так и прибрежно-морских конгломератах триасового возраста [1]. Несмотря на большой объем поисково-разведочных работ, проводимых традиционными минералогическими и геофизическими методами на протяжении нескольких десятилетий, коренные источники этих алмазов до настоящего времени не выявлены. Изученные минералы-спутники соответствуют убогоалмазоносным телам [2], а открытые на территории Лено-Анабарского междуречья кимберлитовые тела в основном не алмазоносны или с малым содержанием алмазов, что находится в явном противоречии с высокой алмазоносностью промышленно разрабатываемых россыпей. Кристалломорфологический спектр алмазов различных районов отличается от доминирования округлых кристаллов I, V, VII разновидностей по Ю.Л. Орлову [3] до преобладания алмазов ламинарного строения октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитуса. Считается [4], что россыпи сформировались за счет следующих пяти типов первоисточников:

1) высокоалмазоносные кимберлитовые тела (октаэдры + переходные формы + ламинарные ромбододекаэдры I разновидности + III + IV + VIII + IX разновидностей);

- 2) убогоалмазоносные кимберлитовые тела (типичные округлые алмазы «уральского» типа);
- 3) алмазы «жильного» типа (типичные округлые с шагренью и полосами пластической деформации);
- 4) кристаллы V, VII и II разновидностей невыясненного типа первоисточника;
- 5) взрывных кольцевых структур с лонсдейлит содержащими поликристаллами алмаза.

Первые три группы выделены по аналогии с ассоциациями алмазов из коренных месторождений Центрально-Сибирской субпровинции (ЦСС) с высокой, малой алмазоносностью и жил. Четвертая группа объединяет кристаллы из неизвестных источников – индивиды V, VII и II разновидностей. Существует ряд противоречий, например, высокое содержание в россыпях алмазов «уральского» и «жильного» типов не согласуется с предполагаемой убогой алмазоносностью их источников. В данной работе предпринята попытка выделения групп кристаллов, связанных общностью физических и минералогических характеристик, на основе изучения алмазов комплексом современных инструментальных методов с учетом данных по их распространенности в россыпях и в открытых кимберлитовых телах на севере Якутской алмазоносной провинции.

Объекты и методы исследований

Исследованы представительные геологические коллекции и выборки алмазов из промышленной добычи размерностью -8+0,5 мм из разновозрастных отложений Эбеляхской площади (Майат, Ырас-Юрэх, Холомолох, Моргогор, Верхний Биллях), Приленского района (Булкур, Молодо) и коренных тел Лено-Анабарского междуречья (трубки Малокуонапская, Дьянга). Также изучены алмазы различных участков провинции Жуина (Бразилия), так как их физические характеристики вызывают особый интерес в связи с распространенным употреблением термина «бразильский тип» при описании округлых ромбододекаэдров I разновидности из россыпей Лено-Анабарского междуречья. Объемы проведенных исследований приведены в табл. 1.

Изучение морфологии алмазов проводилось с использованием бинокулярных микроскопов фирмы Leica по методике, описанной в монографии [4]. Разновидности в работе указаны по классификации Ю.Л. Орлова.

Спектры оптической плотности регистрировались на ИК-Фурье спектрометре ФСМ-1201 в диапазоне 400–4000 см⁻¹ с разрешением 4 см⁻¹ через естественные грани с диафрагмами 1–2 мм. Рассматривались интегральные спектры, нормировка которых осуществлялась по поглощению в двухфононной области [6], с использованием программного обеспечения так, чтобы коэффициенты поглощения в диапазонах со

Наименование участка	Внешняя	ИК-спектро-	Фотолюми-	Изотопный состав
-	морфология	скопия	несценция	углерода
Трубка Малокуонапская	1763	247	1763	70
Трубка Дьянга	1587	292	1587	18
Россыпь «Верхнее Молодо»	3997	349	3997	35
– "– «Молодо»	1153	523	1153	-
– "– «Нижнее Молодо»	1765	340	1765	-
– "– «Майат»	522	379	522	-
— "— «Булкур»	1000	239	1000	34
– "– «Холомолох»	3306	207	3306	38
– "– «Моргогор»	1083	150	1083	-
– "– «Ырас-Юрэх»	1175	410	1175	-
— "– «Верхний Биллях»	1500	-	1500	27
Провинция Жуина, Бразилия	137	137	137	-

Объемы и методы исследований алмазов

средними значениями частот 2510 см⁻¹ и 2688 см⁻¹ составляли соответственно 4,56 см⁻¹ и 0,74 см⁻¹. По спектрам определялись концентрации *C*-, *A*-, *B1*-, *B2*-дефектов алмазов. Для расчёта спектров алмаза смешанного *IaAB* типа применяли предварительное разложение суммарного ИК-спектра с выделением контуров, соответствующих *A*- и *B*-системам полос [6]. Определение концентрации азота в *A* и *B1* формах вычисляли в соответствии с [7, 8]. Так как доля азота в *B2* не установлена, то суммарный азот *N_{tot}* определялся сложением выявленных концентраций этой примеси в *A*-, *B*-, *C*-формах. Содержание *B2*-дефектов оценивалось по коэффициенту поглощения полосы на 1358–1380 см⁻¹, а размер – по положению максимума его полосы [9]. Относительные погрешности определения коэффициентов поглощения для *A*, *B1* и *B2* центров составили около 10 % [10]. Наблюдаемые в спектрах индивидов узкие линии на 3107 см⁻¹ и 1405 см⁻¹ (*H*) приписываются колебаниям атомов в группе *C*-*H*, связанным с кристаллической решеткой [11].

Фотолюминесценция (ФЛ) алмазов изучалась визуально и инструментально. Свечение возбуждалось азотным лазером ЛГИ 505, работающим на длине волны 337 нм с частотой 100 Гц; фотоприемник – ФЭУ 106. Установка оборудована электронной схемой задержки, позволяющей регистрировать спектры медленных компонент люминесценции алмазов. Регистрация спектров производилась на компьютеризированном двойном призменном монохроматоре ДМР4 в диапазоне 345–800 нм при комнатной температуре. Измерения проводились с шагом 0,5 нм, диапазон напряжений ФЭУ 700–1000 В. Свечение алмазов обычно связано с *N3*-центром, дефектами группы *S*, термическими азотно-вакансионными центрами (*H3, H4*, 575 нм и 640 нм) [6].

Определения изотопного состава углерода алмазов (δ^{13} С) проводились в ГЕОХИ СО РАН (г. Москва), где применялась стандартная методика, по которой алмаз дробился в металлической ступке; его навеска от 0,1 до 15 мг подвергалась окислению в вакуумной установке за счет окиси меди в течение 25 мин при температуре 950°С. Полученный газ СО₂ собирался в ампулу, которая отпаивалась и поступала на измерение. Анализы выполнялись на масспектрометре Delta Plus фирмы Finnigan, обеспечивающем инструментальную точность измерения 0,061‰. Точность самих определений по причине возможной неоднородности образцов оценивается величиной 0,1‰.

Отдельным блоком были исследования, касающиеся распространенности алмазов с определенными характеристиками в северных россыпях Якутской алмазоносной провинции и кимберлитовых телах. Для сравнения особенностей изученных алмазов с кристаллами других месторождений использовалась информация из базы данных ЯНИГП ЦНИГРИ.

Результаты исследований

Трубка Малокуонапская расположена в Анабарском районе, принадлежит к числу объектов с полупромышленной продуктивностью. Проанализированные образцы преимущественно представлены бесцветными, реже коричневыми кристаллами с полосами пластической деформации (ППД) I разновидности, среди которых наиболее распространены ламинарные ромбододекаэдры, додекаэдроиды, а также переходные между октаэдром и ромбододекаэдром формы. Другие кристаллы присутствуют в резко подчиненном количестве. Единичны алмазы II разновидности.

Доминирующей структурной примесью в алмазах этого месторождения является азот в *A*-форме. У 98% кристаллов наряду с *A*-центрами отмечаются *B1*- и *B2*-дефекты, но степень агрегированности азота (процент азота в *B*-форме) в алмазах обычно невысокая (менее 40%), а коэффициент поглощения *B2*-центра составляет для большинства образцов 1–5 см⁻¹, размер этих пластинчатых образований около 45–58 нм. Структурная примесь водорода в кристаллах присутствует в незначительных количествах. Алмазы с параллельной или занозистой штриховкой и с блоковым строением граней, а также скрытослоистые и со снопо-

видной штриховкой додекаэдроиды относительно высокоазотны, со значением общего азота 600-900 at.ppm; доминирующая часть этих кристаллов имеет визуально однородное розово-сиреневое свечение, или внутренний фантом с зеленой фотолюминесценцией и внешней несветящейся или с зоной с розово-сиреневым свечением; в спектрах ФЛ обычно присутствуют дефекты N3, 640 нм или 575 нм. Додекаэдроиды с ППД, плоскогранный октаэдр, алмазы с полицентрическим строением граней и тонкослоистые ромбододекаэдры обычно средне- и малоазотные с концентрацией азота до 600 at.ppm, с желто-зеленой, реже синей люминесценцией, в спектрах ФЛ доминируют полосы N3 или H3(H4) центров.

В целом изотопный состав алмазов варьирует от -4,3 до -8,5‰ (в среднем -5,7‰). Но определены также значения δ^{13} C от -11,24 до -17,6‰ для трех додекаэдроидов с шагренью и ППД, два из которых лилово-коричневые, с желто-зеленой ФЛ, а один с сине-голубым свечением, бесцветен. Зафиксировано δ^{13} C \approx -22,5‰ для незакономерного сростка из тонкослоистых ламинарных ромбододекаэдров лилово-коричневой окраски и для серого, переполненного включениями, сростка октаэдров VIII разновидности. Алмазы по сравнению с таковыми из кимберлитов ЦСС отличаются несколько облегченным изотопным составом углерода, малыми содержаниями азота в плоскогранных октаэдрах и повышенных концентрациях этой примеси в индивидах с занозистой штриховкой.

Кимберлитовая трубка Дьянга расположена в Нижне-Оленекском районе и относится к низкоалмазоносным кимберлитовым телам. По кристаллохимическому составу кимберлиты трубки принадлежат к магнезиальному типу с несколько повышенной железистостью и повышенным содержанием титана. Характерной особенностью алмазов трубки Дьянга является в основном эклогитовый парагенезис сингенетических твердых включений [4]. Проанализированные образцы представлены дымчато-коричневыми (более 50%) или бесцветными кристаллами I разновидности, среди которых наиболее распространены додекаэдроиды, а также ламинарные ромбододекаэдры, переходные между октаэдром и ромбододекаэдром формы. Октаэдры присутствуют в изученной выборке в резко подчиненном количестве. Встречены кристаллы II и IV разновидностей.

В ИК-спектрах только у 52% проанализированных образцов обнаруживается слабое поглощение Aцентра и только у 19% – B1-дефектов. Усредненное содержание азота в A-форме в исследованных алмазах очень низкое – около 50 аt.ppm, процентное содержание в B-форме только 22%. Пластинчатые дефекты и водородные центры в исследованных алмазах регистрируются в спектрах редко и в очень малых концентрациях. Особенностью изученной коллекции является высокий процент кристаллов с яркой желто-зеленой люминесценцией. Полосы H3(H4) и S2, ответственные за это свечение, зарегистрированы в спектрах $\Phi Л$ у 91% и 10% алмазов, у 78% и 9% соответственно они доминируют. Изотопный состав алмазов варьирует от -7,2 до -12,7‰ (в среднем –10,1‰).

Согласно данным Ю.М. Биленко, алмазы из трубок Русловая, Светлана, Лорик, Аэрогеологическая – преимущественно низкоазотные и характеризуются повышенной долей кристаллов типа IIa [12], что сближает их с таковыми из трубки Дьянга. Изученные образцы по изотопному составу углерода и содержанию структурных дефектов совершенно не похожи на таковые из трубок других алмазоносных районов Якутии, что свидетельствует об их отличной истории.

Россыпь «Холомолох». Верхнечетвертичные отложения широко развиты в долине ручья Холомолох и включают в себя основные запасы алмазов по россыпи. В изученной выборке доминируют кристаллы V-VII разновидностей над округлыми алмазами (скрытослоистые, со сноповидно-занозистой штриховкой, блоковой скульптурой и кавернами) и додекаэдроидами с шагренью и ППД I разновидности, которые встречаются в равных долях. Алмазы II разновидности встречены в количестве около 2%. Большая часть кристаллов содержит средние и высокие концентрации азота, усредненное содержание этой примеси в *B*-форме около 30%. Но нередки и малоазотистые кристаллы. В спектрах индивидов II разновидности общее содержание азота невелико – 150-270 аt.ppm, доминируют *A*-полосы поглощения над *C*. В россыпи преобладают несветящиеся индивиды (34%), при примерно равном количестве алмазов с сине-голубым (25%) и розовосиреневым (23%), реже с желто-зеленым (11%) свечением в УФ-лучах.

Изотопно-легких (δ^{13} C<-19‰) алмазов более 42% (16 шт.), это округлые ромбододекаэдры V и VII разновидностей, с единичными октаэдром с полицентрическим строением граней и додекаэдроидом с блоковой скульптурой I разновидности. Это высокоазотистые индивиды с небольшой агрегацией этой примеси, в основном, с розовой ФЛ или несветящиеся. В группе с δ^{13} C>-7,2‰ (9 шт.) преобладают додекаэдроиды с шагренью и ППД с желто-зеленой, реже с розовой ФЛ, кроме того, встречен скрытослоистый додекаэдроид с голубой ФЛ. Додекаэдроид II разновидности обнаружил δ^{13} C=-7,1‰. Среди кристаллов с -19‰< δ^{13} C<-7,2‰ (9 шт.) встречены алмазы II, V, VII разновидностей, но преобладают додекаэдроиды с шагренью и ППД I разновидности.

Основные запасы алмазов руч. Моргогор содержатся в верхнечетвертичных отложениях погребенной долины. В россыпи превалируют типичные округлые алмазы I разновидности (23%) и додекаэдроиды с шагренью и полосами пластической деформации (17%). Алмазов II разновидности около 5%, а V-VII – около 30%. В основном в изученной выборке присутствуют средне- и высокоазотистые кристаллы с небольшой агрегацией этой примеси (~30-35%). Но встречаются и малоазотистые кристаллы. По характеру свечения в УФ-лучах преобладают несветящиеся индивиды (29%), и с сине-голубым (27%), реже с розово-сиреневым (16%) и желто-зеленым (15%) свечением.

Среди алмазов русловой и верхнечетвертичной россыпей р. Маят преобладают бесцветные округлые алмазы (скрытослоистые, со сноповидно-занозистой штриховкой, блоковой скульптурой и кавернами) (32%) при подчиненном значении округлых кристаллов с шагренью и ППД (12%) I разновидности. Алмазы V, VII и II разновидностей содержатся в количестве 22%, 8% и 6% соответственно. Большая часть кристаллов содержит средние и высокие концентрации азота (в среднем – 670 at. ppm); усредненное содержание этой примеси в агрегированной *B*-форме – около 39%, причем для кристаллов I разновидности – 45%; алмазы обогащены *B2*-центрами. Малоазотистые кристаллы редки. Общее содержание азота в алмазах II разновидности невелико – от 20 до 350 at. ppm, причем доминирует *A*-форма. По характеру свечения в УФ-лучах преобладают алмазы с сине-голубым (30%), розово-сиреневым цветом люминесценции (около 20%) и несветящиеся алмазы (около 20%).

В россыпи «Ыраас-Юрэх» преобладают кристаллы V-VII разновидностей над додекаэдроидами с шагренью и ППД и округлыми алмазами (скрытослоистые, со сноповидно-занозистой штриховкой, блоковой скульптурой и кавернами). Алмазы V, VII и II разновидностей содержатся в количестве 32%, 17% и 2% соответственно. Большая часть кристаллов как всей выборки, так и I разновидности содержит высокие концентрации азота (в среднем по выборке – 950 at. ppm); усредненное содержание этой примеси в агрегированной В-форме – около 30%, обогащено *B2*-центрами. В спектрах ФЛ всех кристаллов присутствует полоса *N3*, в 78% она доминирует. Полосы *H3(H4)* и *S2* зарегистрированы в спектрах люминесценции у 26% и 3% алмазов, у 14% и 1% соответственно они доминируют в спектрах. Дефекты 640 или 575 нм встречаются в 50% спектрах, но доминируют у 7% кристаллов.

В россыпи «Верхний Биллях», для которой характерно преобладание типичных округлых алмазов над кристаллами V-VII разновидностей, при несколько повышенном (более 10%) суммарном содержании ламинарных кристаллов ряда октаэдр-ромбододекаэдр и постоянном присутствии кубоидов II разновидности, смешаны алмазы разного изотопного состава со значениями δ^{13} С от -3,15 до -25,3‰. Они подразделяются на две основные группы: изотопно-легкую (легче -19,0‰, среднее значение δ^{13} С= -22,8‰) и относительно тяжелую (тяжелее -7,2‰, среднее значение δ^{13} С= -5,1‰) при относительно небольшой доле алмазов с промежуточными значениями изотопного состава. В группе изотопно-тяжелых алмазов преобладают додекаэдроиды с шагренью и ППД, скрытослоистые и со сноповидной штриховкой. Изотопно-легкие алмазы представлены додекаэдроидами V, VII разновидностей, а также кристаллами I разновидности – додекаэдроидами с шагренью и ППД, с блоковой скульптурой, октаэдры с полицентрическим строением граней. Алмазы относительно тяжелой группы в целом имеют тот же изотопный состав, что и алмазы трубки Малокуонапская, а с промежуточными значениями изотопного состава – трубки Дьянга.

Участок Булкур расположен в нижнем течении р. Лена. Повышенное содержание алмазов фиксируется в элювиально-делювиальных образованиях. Среди алмазов I разновидности преобладают округлые додекаэдроиды (30%), при высокой суммарной доле ламинарных кристаллов ряда октаэдр-ромбододекаэдр (20%) и низким числом додекаэдроидов с шагренью и ППД (6%). Алмазы V и VII разновидностей содержатся в количестве 25% и 12% соответственно. Алмазы II разновидности редки (до 1%). Все кристаллы V и VII разновидностей обогащены пластинчатыми образованиями (в среднем 8,5 см⁻¹) и азотом в A-форме (до 1800 at. ррт), причем агрегация этой примеси невысокая – около 25%. Малые концентрации азота, но большие примеси водорода показывают октаэдры с тригональными слоями роста. Наиболее высокоазотными (более 700 at.ppm) являются алмазы I разновидности со сноповидной штриховкой, с блоковым строением и с полицентрическими гранями. Только 24% додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации – малоазотистые, остальные регистрируют высокие содержания этой примеси (около 1000 at.ppm). Выделена группа алмазов с легким изотопным составом углерода, где доминируют додекаэдроиды V и VII разновидностей при подчиненной роли ламинарных и округлых ромбододекаэдров I разновидности. Среднее значение по группе δ^{13} C= -22,0‰. Для группы изотопно-тяжелых алмазов среднее значение δ^{13} C=-6,0‰ (13 из 34 шт.). В ней преобладают додекаэдроиды с шагренью и ППД, присутствуют тетрагексаэдроиды, додекаэдроиды с блоковой скульптурой и октаэдр с полицентрическим строением граней. По характеру свечения в УФ-лучах преобладают алмазы с розово-сиреневым (49%) свечением при примерно равных долях с синеголубой (17%) люминесценцией и несветящиеся алмазы (20%).

Исследованные алмазы современных отложений долинной россыпи р. Молодо представлены в большинстве ламинарными кристаллами ряда октаэдр-ромбододекаэдр (35%), реже типичными округлыми (более 20%) и додекаэдроидами с шагренью и ППД (15%). Количество изученных графитизированных алмазов V и VII разновидностей понижается вниз по течению. В резко подчиненном количестве отмечаются алмазы II и IV разновидностей (около 2%). Большая часть кристаллов р. Молодо обогащена пластинчатыми образованиями, содержит средние и высокие концентрации азота; усредненное содержание этой примеси в агрегированной *B*-форме – около 36–38%. В спектрах II разновидности выявлены полосы поглощения С-центра, распределенного по объему индивидов, причем общее усредненное содержание азота как в *C*-, так и в *A*форме невелико – 70–177 аt.ppm. Только у одного кристалла этой разновидности коэффициент поглощения основной С-полосы превышает поглощение *A*, что типично для коренных месторождений Далдыно-Алакитского района. В спектрах остальных алмазов, как и в других северных россыпях, доминирует *A*полоса.

На всех участках плоскогранные октаэдры – высокоазотистые, что характерно для кимберлитовых трубок ЦСС, а октаэдры с тригональными слоями роста верхнего и среднего течения регистрируют слабые

полосы поглощения азотных дефектов. Кристаллы ряда октаэдр-ромбододекаэдр со сноповидной штриховкой обогащены азотом, а для таковых додекаэдроидов усредненное N_{tot} повышается вниз по течению от 540 до 830 at.ppm, при этом доля с $N_{tot} \geq$ 700 at.ppm повышается до 45%.

В коллекции из р. Верхнее Молодо доминируют алмазы двух групп: с тяжелым (δ^{13} C>-7,2‰, 12 из 35 шт., среднее значение δ^{13} C=-6,2‰) и с облегченным (-17‰< δ^{13} C<-7,2‰, 22 из 35 шт., среднее значение δ^{13} C= -10,1‰) изотопным составом. Морфологический спектр обеих групп схож и характеризуется присутствием ламинарных и округлых ромбододекаэдров, октаэдров и ПФ. Для одного додекаэдроида с шагренью и ППД получено значение δ^{13} C=-21,7‰. Алмазы V-VII разновидностей из россыпи в основном изотопнолегкие – менее -18‰ δ^{13} C, но среди них неожиданным оказался достаточно тяжелый изотопный состав четырех алмазов V разновидности и додекаэдроида VII разновидности (от -2,5 до -8,3 ‰ δ^{13} C).

В спектрах ФЛ у 90% присутствует, а у 74% доминирует полоса N3, определяя синюю компоненту свечения. Полосы H3(H4) и S2 зарегистрированы в спектрах люминесценции у 32% и 9% алмазов, причем у 18% и 6% соответственно они доминируют. Кристаллов с бесструктурной полосой люминесценции в спектре, характерной для дефектов 575 и 640 нм – 30%, причем только у отдельных кристаллов (3%) она доминирует, определяя розовое свечение.

Интересно, что среди алмазов различных участков провинции Жуина (Бразилия) резко (более 55%) преобладают додекаэдроиды с шагренью и ППД I разновидности. В большинстве это кристаллы типа *IaB1* с малым содержанием примеси азота (в среднем около 70 аt.ppm) в основном в форме *B* (в среднем 85%). Поглощение центров *B2* в спектрах 90% кристаллов не регистрируется. Несмотря на малые концентрации азота, преобладают алмазы с розово-сиреневым (в среднем 40%) и сине-голубым (около 32%) свечением. Изотопный состав углерода преимущественно «тяжелый», с вариациями от -3 до -6‰ δ^{13} C [13]. Алмазы с такой совокупностью характеристик не встречены не только в северных россыпях, но и в кимберлитовых трубках Якутии.

Анализ и обсуждение результатов

Как показали исследования, алмазы россыпей Лено-Анабарского междуречья имеют смешанный характер по источникам. Часть кристаллов по своим характеристикам близка к алмазам из изученных кимберлитовых тел этой территории – трубок Малокуонапская и Дьянга. Выделяется и большая группа индивидов со специфическим комплексом свойств, не встреченных в кимберлитовых трубках. Прежде всего, это две большие группы алмазов V-VII разновидностей и часть I разновидности с изотопно-легким составом углерода, обогащенные примесью азота в слабоагрегированном состоянии и *B2*-центрами малых размеров. В изученных россыпях встречаются и кристаллы II разновидности. Проведенное комплексное изучение алмазов позволило выделить две отличающиеся группы, типичные для кимберлитовых трубок этой территории, и три группы, не характерные для открытых коренных месторождений севера Якутии:

1. Кристаллы I разновидности; бесцветные и дымчато-коричневые додекаэдроиды, ламинарные ромбододекаэдры, переходные между октаэдром и ромбододекаэдром формы, октаэдры. Кристаллы IV разновидности. Общее содержание азота менее 200 at.ppm, причем в *B*-форме не более 30%, коэффициенты поглощения *B2*- и *H*-центров не более 2 см⁻¹. Яркая желто-зеленая фотолюминесценция I разновидности и ядра IV. Изотопный состав углерода от -7 до -15‰. Эта ассоциация алмазов характерна для трубки Дьянга.

2. Кристаллы I разновидности; бесцветные и коричневые ламинарные ромбододекаэдры, додекаэдроиды, переходные между октаэдром и ромбододекаэдром формы, октаэдры, тетрагексаэдроиды, куборомбододекаэдры, псевдогемиморфные кристаллы. Алмазы VIII разновидности. Общее содержание азота от 200 до 900 аt.ppm, причем в *B*-форме 10-60%, коэффициенты поглощения *B2*-центров от 1 до 9 см⁻¹, $k_{3107} \le 2$ см⁻¹. Кристаллы имеют визуально однородное розово-сиреневое свечение или внутренний фантом с зеленой фотолюминесценцией и внешней несветящейся или с зоной с розово-сиреневым свечением ; с синей люминесценцией. Изотопный состав углерода алмазов от -4 до -10‰. Такие алмазы типичны для трубки Малокуонапская.

3. Кристаллы II разновидности. Общее содержание азота как в *C*-, так и в *A*- форме невелико – обычно до 350 at.ppm. В спектрах ИК-поглощения доминирует А-полоса. Изотопный состав углерода от -7 до -10‰.

4. Алмазы V-VII разновидностей. Общее содержание азота обычно более 900 аt.ppm, причем в *B*-форме 10-50%, коэффициенты поглощения *B2*-центров от 1 до 12 см⁻¹, размер пластинчатых образований менее 38 нм ($v_{B2} \ge 1370 \text{ см}^{-1}$), в среднем около 20–25 нм. Кристаллы имеют визуально однородное слабое розовое или оранжевое свечение, или несветящиеся. Как известно, одним из основных критериев, выделяющих алмазы V и VII разновидностей в классификации Ю.Л. Орлова, является резко облегченный изотопный состав углерода (менее -15‰ до -28 ‰ δ^{13} C) [3]. В отдельную группу их выделял Э.М. Галимов в своей классификации по изотопному составу углерода [15], подчеркивая тем самым их генетическую специфику. Для алмазов V и VII разновидностей характерно несколько большее количество включений графита, придающих им серый цвет (см. вкл., рис. 7). В работе [14] показано, что кристаллы V и VII разновидностей имеют много флюидных включений, стенки которых покрыты аморфным углеродом, из-за которых кристаллы и имеют темно-серый цвет. Другие авторы [5], изучая пластинки алмазов, отмечают, что кристаллы V разновидности бесцветны, а серый до черного цвет им придают микротрещины с кристаллическим графитом или аморфным углеродом, определяя и степень прозрачности.

5. Алмазы I разновидности; внешне в большинстве это полупрозрачные кристаллы с единичными включениями графита или без видимых твердых включений индивиды со следами растворения; окраска от бесцветной до интенсивной лилово-коричневой (додекаэдроиды), ламинарные ромбододекаэдры, переходные между октаэдром и ромбододекаэдром формы, октаэдры с блоковым строением граней, полицентрическими гранями, со сноповидной и занозистой штриховкой, тонкослоистые и скрытослоистые, с тригональными слоями роста. Общее содержание азота обычно более 900 аt.ppm, причем в *B*-форме 10-50%, коэффициенты поглощения *B2*-центров от 1 до 12 см⁻¹, размер пластинчатых образований менее 38 нм ($v_{B2} \ge 1370 \text{ см}^{-1}$), в среднем около 25 нм. Кристаллы имеют визуально однородное слабое розовое или оранжевое свечение, реже сиреневое или синее. Изотопный состав углерода алмазов менее -15‰ δ^{13} С. Подобный изотопный состав углерода отмечается у исследованных этим методом алмазов выделенной 4-й группы. В приповерхностных частях встречены газово-жидкие включения, идентичные 4-й группе (см. вкл., рис. 7).

Обилие газово-жидких включений в алмазах в 4-й и в приповерхностных частях 5-й группы указывает на ключевую роль при росте этих алмазов углеродсодержащих газов: углекислоты и углеводородов. Углерод – лёгкий элемент, и его изотопы значительно различаются по массе, а значит, и по физическим свойствам. Известно, что во многих природных процессах происходит разделение (фракционирование) изотопов углерода. Например, изотопный состав природного газа составляет от -29,5 до -50‰ δ^{13} С. Изотопный состав карбонатов, наоборот, утяжеленный. Выявленные различия изотопного состава углерода разных групп алмазов предположительно связаны с фракционированием углерода в алмазообразующей углеводородсодержащей среде.

Изучение алмазов 4-й и 5-й групп в поляризованном свете показало, что эти алмазы имеют схожее мозаично-блоковое внутреннее строение, большие внутренние напряжения, связанные с дефектностью (или деформацией) кристаллов. Для них характерно аномальное двупреломление и отсутствие ростовой зональности по распределению примесных центров. Таким образом, все выявленные проведенными исследованиями особенности и характеристики алмазов V разновидности очень близки к таковым I разновидности из выделенной 5-й группы.

Отдельным блоком работы были исследования, касающиеся распространенности алмазов данных групп на Лено-Анабарском междуречье. В табл. 2 приведено процентное содержание изученных минералогическими и оптико-спектроскопическими методами кристаллов каждой из групп в различных россыпях. При этом надо учитывать, что получить спектры ИК-поглощения значительной части кристаллов V, VII и II разновидностей не удалось, поэтому приведенные в этой таблице их процентные содержания зачастую меньше их частоты встречаемости в россыпях.

Т	а	б	Л	И	Ц	а	2
---	---	---	---	---	---	---	---

Россыпь	1 группа	2 группа	3 группа	4 группа	5 группа	Другие
«Майат»	0,8	65,1	8,7	7,9	17,3	0,2
«Ырас-Юрэх»	3,3	28,6	0	38,9	27,8	1,4
«Холомолох»	13,4	41,8	6,0	17,9	19,4	1,5
«Моргогор»	7,0	39,5	8,1	14,0	24,4	7,0
«Булкур»	0,7	32,4	0	34,5	28,5	3,9
«Верхнее Молодо»	6,6	45,9	1,6	14,8	9,7	21,4
«Молодо»	9,8	60,7	0,7	10,7	2,2	15,9
«Нижнее Молодо»	10,8	48,9	1,4	2,2	15,8	20,9

Содержание определенных групп алмазов в россыпях Лено-Анабарского междуречья, %*

* Приведено процентное содержание изученных минералогическими и оптико-спектроскопическими методами кристаллов.

Необходимо отметить, что алмазов, по своим характеристикам близким к кристаллам из россыпей Бразилии, среди изученных образцов не встречено. По оптико-спектроскопическим характеристикам, изотопному составу углерода это совершенно отличные кристаллы. По нашему мнению, употребление для алмазов из россыпей Лено-Анабарского междуречья термина «бразильский тип» не корректно, так как генетически это совершенно отличные индивиды с различной ростовой и постростовой историей.

Из приведенных в табл. 2 данных видно, что в россыпях «Майат», «Ырас-Юрэх», «Холомолох», «Моргогор» и «Булкур» содержание других, отличных от выделенных групп алмазов очень мало, а на отдельных участках р. Молодо их более 21%. По своим характеристикам некоторые из этих кристаллов россыпи Молодо близки к алмазам из коренных месторождений Верхне-Мунского поля, часть индивидов – к таковым участка Конгломератовый, что свидетельствует о поступлении кристаллов в Молодо-Далдынское россыпное поле из других коренных источников. Содержание кристаллов первых двух групп повышено, а последних – невысоко, что хорошо согласуется с данными по изотопии.

Распределение алмазов 4-й и 5-й групп имеет согласованный характер, частота встречаемости кристаллов в них прямо пропорциональна, коэффициент корреляции около +0,7, а для россыпей «Майат», «Ырас-Юрэх», «Холомолох», «Моргогор» и «Булкур» +0,9. Пропорциональность их частоты встречаемости с другими выделенными группами обратная, причем коэффициент корреляции больше +0,8. Полученная зависимость свидетельствует о том, что источники алмазов V, VII разновидностей и высокоазотистой I разновидности, возможно, общие или одновозрастные, отличные от таковых других групп.

Таким образом, результаты исследований показывают идентичность алмазов V, VII разновидностей и части I разновидности по комплексу морфологических, структурных, физических особенностей, изотопного состава углерода, характера распределения в россыпях. Различия заключаются лишь в количестве включений. На наш взгляд, разделение этих кристаллов в рамках классификации Ю.Л. Орлова было проведено изза отсутствия детальных исследований, имеет формальный характер и в определенной мере дискредитирует генетический аспект классификации. Кристаллы 4-й и 5-й групп образуют единую специфическую (по характеристикам, а следовательно, и по условиям образования) ассоциацию, коренные источники которой до настоящего времени не обнаружены. Вероятно, данные кристаллы составляют основу выделенных ранее как отдельные ассоциации «эбеляхского» или «приленского» типов. Распространенность этих кристаллов в некоторых россыпях, особенно в крупных классах алмазов (до 70%), указывает на высокую их алмазоносность.

Доля кристаллов 1-й группы невелика, а вот частота встречаемости алмазов 2-й группы, типичных для трубки Малокуонапская, значительно выше, что согласуется с алмазоносностью этих типов первоисточников. Частота встречаемости кристаллов 3-й группы в отдельных россыпях согласуется с индивидами 2-й, хуже – с 1-й, а с 4-й и 5-й группами – обратная зависимость. В отдельных выборках из трубок Малокуонапская их до 2%, Дьянга – около 3%, в изученных россыпях их несколько больше только в россыпях «Майат» и «Моргогор». Учитывая эти факты, можно предположить, что коренными источниками алмазов II разновидности на Лено-Анабарском междуречье являются подобные кимберлитовые тела.

Интересно, что заметная часть индивидов V и VII разновидностей из современных отложений долинной россыпи р. Молодо (до 43% в ее среднем течении и около 13% в ее верховье) – это нетипичные для этой разновидности малоазотистые (400-700 at.ppm) алмазы, не встреченные в нижнем течении этой реки, на участке Булкур и в россыпях Анабарского района. Именно на этих участках реки Молодо встречены изотопно-тяжелые алмазы V-VII разновидностей (от -2,5 до -8,3‰ δ^{13} C). Вероятно, причиной появления данных о тяжелом изотопном составе алмазов V разновидности является ненадежность идентификации разновидностей Ю.Л. Орлова только по физиографическим признакам под бинокуляром, так как по определению это должны быть «легкие» алмазы. В обратном случае необходимо выделить среди этой разновидности отдельную группу изотопно-тяжелых индивидов, определить их другие специфичные характеристики.

Самостоятельную группу составляют алмазы «импактного» генезиса, изучение которых не проводилось.

Выводы

Одним из основных результатов исследований является установление идентичности алмазов V, VII разновидностей и части I разновидности по комплексу морфологических, структурных, физических особенностей, изотопному составу углерода, характеру распределения в россыпях. Этим обосновывается их принадлежность к одной генетической группе из неизвестного типа коренных источников.

Следующим важным итогом исследований является выявление особых групп алмазов в россыпях северо-востока Сибирской платформы по специфичности комплекса изученных типоморфных особенностей и по их распространенности в россыпях и открытых кимберлитовых телах на севере Якутской алмазоносной провинции. Полученные результаты дают основание выделить четыре генетических типа различных и разновозрастных коренных источников, которым соответствуют специфические условия образования их алмазов:

1. Коренные месторождения типа трубки Дьянга. Для них характерны кристаллы со следующими характеристиками: I разновидности, бесцветные и дымчато-коричневые додекаэдроиды, ламинарные ромбододекаэдры, переходные между октаэдром и ромбододекаэдром формы, октаэдры. Кристаллы II и IV разновидностей. Общее содержание азота в алмазах менее 200 аt.ppm, причем в *B*-форме не более 30%, коэффициенты поглощения *B2*- и *H*-центров не более 2 см⁻¹. Яркая желто-зеленая фотолюминесценция I разновидности и ядра IV. Изотопный состав углерода от -7 до -15‰ δ^{13} C.

2. Коренные месторождения типа трубки Малокуонапская. Типичны кристаллы I разновидности; бесцветные и коричневые ламинарные ромбододекаэдры, додекаэдроиды, переходные между октаэдром и ромбододекаэдром формы, октаэдры, тетрагексаэдроиды, куборомбододекаэдры, псевдогемиморфные кристаллы. Алмазы II и VIII разновидностей. Общее содержание азота в кристаллах от 200 до 900 аt.ppm, причем в *B*-форме 10-60%, коэффициенты поглощения *B*2-центров от 1 до 9 см⁻¹, $k_{3107} \le 2$ см⁻¹. Кристаллы имеют визуально однородное розово-сиреневое свечение, или внутренний фантом с зеленой фотолюминесценцией и внешней несветящейся или с зоной с розово-сиреневым свечением; с синей люминесценцией. Изотопный состав углерода алмазов от -4 до -10‰ δ^{13} С.

3. Неизвестные коренные источники. Алмазы V-VII разновидностей и в основном округлые и ламинарные кристаллы I разновидности, реже другого габитуса, бесцветные, серые, лилово-коричневые. Общее содержание азота в кристаллах обычно более 900 at.ppm, причем в *B*-форме 10-50%, коэффициенты поглощения *B2*-центров от 1 до 12 см⁻¹, размер пластинчатых образований менее 38 нм ($v_{B2} \ge 1370$ см⁻¹), в среднем около 20-25 нм. Кристаллы имеют визуально однородное слабое розовое или оранжевое свечение, реже сиреневое или синее, или несветящиеся. Изотопный состав углерода алмазов менее -15‰ δ^{13} С. Предполагается фракционирование углерода при образовании алмазов в углеводородсодержащей флюидной формации.

Факты «родства» V и VII разновидностей с ювелирными кристаллами I разновидности, их распространенности в россыпях и большого среднего веса являются дополнительным обоснованием рентабельности и целесообразности продолжения поисков их источников на этой территории.

Употребление для алмазов из россыпей Якутской алмазоносной провинции термина «бразильский тип» вообще некорректно, так как по оптико-спектроскопическим характеристикам, изотопному составу углерода это совершенно отличные кристаллы.

При сравнении содержания в россыпях округлых алмазов «уральского» и «жильного» типов, что так распространено в практике описания алмазов Лено-Анабарского района, необходимо учитывать, что они могут содержать генетически отличные кристаллы и характерны для каждого из выделенных нами типов первоисточников.

Выделение в современных отложениях долинной россыпи р. Молодо заметного количества индивидов V и VII разновидностей с малыми концентрациями азота, тяжелых по изотопному составу углерода, указывает на их полигенность, как и полученные результаты по I разновидности, тем самым нарушая генетический принцип классификации Ю.Л. Орлова, либо указывает на ненадежность идентификации разновидностей только по физиографическим признакам под бинокуляром.

В любом случае полученные результаты указывают на необходимость пересмотра существующих классификаций и взгляда на первоисточники россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы.

Список литературы

1. *Граханов С.А*. Геологическое строение и алмазоносность россыпей Севера Якутской алмазоносной провинции. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2000. – 78 с.

2. Шамиина Э.А. Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1986. – 110 с.

3. *Орлов Ю.Л*. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1984. – 264 с.

4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. – 603 с.

5. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы происхождения алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. – 2000. – Вып. 5 (10). – С. 79–97.

6. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А. и др. Природные и синтетические алмазы. – М.: Наука, 1986. – 222 с.

7. Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond // Phil. Mag. B, 1994. – V. 69. – P. 1149–1153.

8. Boyd. S.R., Kiflawi I., Woods G.S. Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // Phil. Mag. B, 1995. - V. 72. - P. 351-361.

9. Соболев Е.В., Ленская С.В., Лисойван В.И. О пластинчатых образованиях в структуре природных алмазов // Журнал структурной химии, 1968. – Т.9, № 6. – С. 1029–1033.

10. Алмаз природный. Светопропускание в диапазоне длин волн 0,2–25 мкм. ГСССД 36–82. – М.: Государственный комитет СССР по стандартам, 1983. – 6 с.

11. Соболев Е.В., Лисойван В.И. Примесные центры в алмазах // Тез. VIII отчетн. научн. конф. – Новосибирск, 1971. – С. 60–61.

12. Владимиров Б.М., Дауев Ю.М., Зубарев Б.М., Каминский Ф.В. и др. Месторождения алмазов СССР. Методика поисков и разведки месторождений алмазов СССР. – М.: Изд-во ЦНИГРИ, 1984. – С. 31–49.

13. Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Davies R., Griffin W.I., Khachatryan G.K., Shiryaew A.A. Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brasil // Contrib Mineral. Petrol. 2001. – V. 140. – P. 734–753.

14. Рагозин А.Л., Шацкий В.С. Минералогия и вопросы генезиса округлых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. – С. 246–250.

15. Галимов Э.М., Клюев Ю.А., Ивановская И.Н. и др. Корреляция изотопного состава углерода, морфология структурных особенностей нанокристаллических алмазов из некоторых россыпей Якутии // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 249, №4. – С. 958–961.
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ АЛМАЗОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ И РАЗНОВОЗРАСТНЫХ РОССЫПЕЙ СРЕДНЕ-МАРХИНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

В.И. Коптиль, Т.В. Кедрова, Б.С. Помазанский, И.Н. Богуш, О.Е. Ковальчук, И.Ив. Антипин

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Приводятся результаты исследований типоморфных особенностей и сравнительный анализ алмазов из кимберлитовых тел Накынского поля, россыпей позднетриасового-раннеюрского и четвертичного возраста. По комплексу морфологических и физических особенностей алмазов известные кимберлитовые тела Накынского поля разделяются на две группы. Результаты минералогических исследований алмазов свидетельствуют о полигенности россыпных ореолов данного района. Россыпи мезозойского возраста Накынского поля близки по типоморфным особенностям алмазов к близлежащим кимберлитовым телам и отличаются от россыпей кайнозойского возраста рр. Марха, Конончан, Чилли.

В ходе многолетних систематических исследований представительных коллекций алмазов из кимберлитовых тел Накынского поля, имеющихся находок кристаллов из разновозрастных осадочных пород собраны сведения по минералогии, оптико-спектроскопическим свойствам и изотопии алмазов Средне-Мархинского района. На основании таких данных актуален сравнительный анализ особенностей алмазов из кимберлитовых тел и осадочных коллекторов. Знание поведения типоморфных особенностей алмазов из различных по генезису и времени формирования геологических образований имеет важное значение при региональных и локальных прогнозно-поисковых исследованиях на разных стадиях геологоразведочных работ.

В настоящей работе приведены результаты исследования и сравнительного анализа типоморфных особенностей алмазов из россыпей кайнозойского и мезозойского возраста. В пределах рассматриваемого поля изучены алмазы из мезозойских отложений, в том числе и россыпей укугутской (J₁uk) и дьяхтарской (T₃-J₁dh) свит. В последующем проведен анализ характера распределения особенностей алмазов в этих свитах. Россыпи кайнозойского возраста сгруппированы по близости основных типоморфных особенностей алмазов и в целях увеличения представительности выборки следующим образом: 1 – четвертичные отложения русла р. Марха (россыпи «Ласточка», «Средняя Марха», «Подпорожная» и единичные находки из русловых отложений) с притоками Дьяхтар-Юрягэ, Бадараннах, Даныра, Онкучах; 2 – четвертичные отложения долины р. Накын и ее правых притоков; 3 – неоген-четвертичные и четвертичные отложения бассейна верховьев рр. Конончан, Чилли.

Минералогические исследования проведены с использованием классификации Ю.Л. Орлова [1], с разделением алмазов отдельных генетических разновидностей по габитусу и морфологическим типам кристаллов [2, 3]. Изучены гранулометрия алмазов, кристалломорфологические особенности (разновидности, габитус, морфологические типы кристаллов, двойники и сростки, скульптуры травления), прозрачность, окраска и ожелезнение, фотолюминесценция, твердые включения в алмазах, сохранность, трещиноватость, характер сколов и степень механического износа. Привлечены данные изотопных определений, выполненных в ГЕОХИ РАН (г. Москва), и результаты оптико-спектроскопических определений (данные лаборатории аналитических исследований ЯНИГП ЦНИГРИ).

Типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых тел и россыпей мезозойского возраста Накынского поля

Высокопродуктивные трубки Нюрбинская и Ботуобинская расположены в верховье правого притока р. Накын и приурочены к осевой линии Дьяхтарского разлома. Трубки Ботуобинская и Нюрбинская находятся на глубине 60–80 м от дневной поверхности и перекрыты отложениями позднетриасового-раннеюрского возраста (T₃-J₁dh и J₁uk). Данные тела имеют сложное геологическое строение с несколькими фазами внедрения кимберлитовых пород [4]. Изучены алмазы из кимберлитовой брекчии (КБ), автолитовой кимберлитовой брекчии (АКБ) и порфирового кимберлита (ПК).

Минералогическое и оптико-спектроскопическое изучение представительных коллекций алмазов позволило установить, что типоморфными особенностями алмазов этих кимберлитовых тел в целом являются: преобладание кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов (41–45 %) при практическом отсутствии типичных округлых алмазов I разновидности по Ю.Л. Орлову (0,5–1 %); среди эксплуатируемых месторождений (за исключением трубки Айхал Алакит-

Мархинского кимберлитового поля) наиболее высокое содержание окрашенных алмазов с оболочкой IV разновидности (до 10 %); относительно невысокое (до 3 %) содержание поликристаллических сростков VIII разновидности. Следует отметить, что оболочка на кристаллах IV разновидности в трубке Нюрбинская имеет большую интенсивность окраски и большую толщину по сравнению с трубкой Ботуобинская. Другими типоморфными особенностями алмазов являются наиболее низкое (7,4–11,3 %) среди эксплуатируемых месторождений содержание двойников и сростков (в основном двойников по шпинелевому закону) и сравнительно высокое содержание кристаллов с признаками природного травления (шрамы, коррозия и матировка), высокая степень прозрачности и низкое содержание окрашенных камней, среди которых преобладают лилово-коричневые кристаллы I разновидности и желто-зеленые IV разновидности, низкое (31 %) содержание твердых включений, в основном эпигенетических графит-сульфидных. По содержанию алмазы с твердыми включениями трубки Накынского поля значительно отличаются от кристаллов из трубок Удачная и Сытыканская [5]. Среди сингенетических включений соотношение пиропа малинового и граната оранжевого составляет в среднем для трубок Нюрбинская и Ботуобинская 1:3. В целом для трубок Накынского кимберлитового поля характерна высокая (по сравнению с другими месторождениями Якутской алмазоносной провинции) доля включений эклогитового парагенезиса. Как в трубке Нюрбинская, так и в трубке Ботуобинская включения эклогитового парагенезиса представлены гранатом оранжевым и омфацитом, и в сумме их содержание достигает 20 % от общего количества алмазов с сингенетическими включениями [6]. Эти данные подтверждаются иструментальными исследованиями [7]. Для алмазов характерна преобладающая однородная розово-сиреневая фотолюминесценция при низком (10-20 %) количестве кристаллов с синеголубым свечением. Алмазы из этих двух трубок отличаются по содержанию кристаллов с ярко-желтым свечением, минимальное количество которых характерно для трубки Ботуобинская. Характерной является низкая степень сохранности (целостности) при резком преобладании камней с протомагматическими сколами и пониженная степень трещиноватости. Средний изотопный состав (δ^{13} C), полученный для алмазов трубки Ботуобинская, имеет значение – 4,30 ‰.

Исследование спектров ИК поглощения показало, что коэффициенты поглощения А-центра обычно 10-40 см⁻¹, В1- и В2-дефектов – 0-15 см⁻¹, полос на 3107 см⁻¹, приписываемые колебаниям С-Н связей, до 3 см⁻¹. У 0,8 % алмазов трубки Ботуобинская и 3 % трубки Нюрбинская полосы поглощения А- и В-дефектов не регистрируются и их можно отнести к типу Па. У кристаллов IV разновидности обнаруживается присутствие С-дефектов, как распределенного по всему кристаллу, так и сосредоточенного в оболочке, причем в оболочке содержание С-дефекта повышено и оболочки следует отнести скорее к кристаллам типа Ib. Обычно спектры этих кристаллов показывают и высокие коэффициенты А, В1, В2 полос, принадлежащих, очевидно, внутренней области кристалла.

Распределение по концентрациям А-дефекта алмазов трубки Ботуобинская имеет доминирующий максимум в области 300 at. ppm, в то время как для кристаллов трубки Нюрбинская – два равнозначных максимума в диапазоне 150–250 at. ppm и 400–500 at. ppm. Также для этой трубки характерно более высокое содержание кристаллов с содержанием азота в В-форме более 300 at. ppm, и отмечается больший процент алмазов с коэффициентом поглощения B2 (более 8 см⁻¹). Для трубки Нюрбинская установлена более высокая степень агрегации примеси азота (около 30 %), чем в трубке Ботуобинская (около 20 %).

Для обеих трубок характерна редкая регистрация в спектрах поглощения в видимой области N3дефекта. Чаще среди алмазов этих трубок встречаются кристаллы с однородным распределением центров фотолюминесценции, в основном с розово-сиреневым свечением.

В каждой из изученных трубок отличия алмазов разных петрографических типов кимберлитовых пород по большинству типоморфных признаков находятся, в основном, в пределах 10 %. Существующие более значимые вариации требуют дополнительной проверки в представительных коллекциях из ПК и КБ.

Кимберлитовые тела дайкового типа (тело «Мархинское» и дайка к юго-западу от трубки Нюрбинская) сложены порфировым кимберлитом (по данным геологов Ботуобинской ГРЭ). Для алмазов из этих тел характерен ряд общих типоморфных особенностей, отличающих их от кристаллов из близлежащих трубок (рис. 1–2, а). К таким особенностям относятся: повышенное (8 %) содержание типичных округлых алмазов «уральского» и «жильного» типов, отсутствие поликристаллических агрегатов VIII разновидности, (рис. 1) повышенное содержание алмазов с признаками природного травления, среди которых увеличена доля кристаллов с полосами пластической деформации и несколько выше – с треугольными впадинами.

Следует отметить, что по содержанию алмазов со скульптурами травления тело Мархинское очень близко к ПК трубки Ботуобинская, тогда как дайка рядом с трубкой Нюрбинская значительно отличается по этому признаку от ПК трубки Нюрбинская (рис. 2, б). Характерной особенностью изученных алмазов является пониженное (на 10 % и более), по сравнению с близлежащими кимберлитовыми телами, содержание кристаллов с розово-сиреневой фотолюминесценцией (рис. 3).

Содержание камней с ярко-желтой фотолюминесценцией, подтвержденное присутствием в спектрах фотолюминесценции полос центров H3-H4 и S2, является наиболее высоким среди кимберлитовых тел Средне-Мархинского алмазоносного района [6, 8, 9]. По общему содержанию примеси азота и в А-форме тела даечного типа близки к трубкам Нюрбинская и Ботуобинская. Отличительной особенностью изученных алмазов из дайковых тел от трубок является повышенная (в среднем до 36–41 %) степень агрегации азота и обогащенность (в среднем до 6–9 см⁻¹) пластинчатыми образованиями по сравнению с индивидами близле-



Рис. 3. Минералогические свойства алмазов из отложений дьяхтарской толщи и укугутской свиты: *a* – морфологические особенности: о, nф, p, то – габитус кристаллов I разновидности: о – октаэдры, nф – переходные формы, p – ламинарные ромбододекаэдры, то – типичные округлые додекаэдроиды; IV, VIII – разновидности алмазов по Ю.Л. Орлову; б – фотолюминесцентные свойства: с/г – сине-голубой, ж – ярко-желтый, о – оранжевый, ж/з – желто-зеленый, p/с – розово-сиреневый цвет фотолюминесценции; в – другие кристалломорфологические особенности: с – содержание алмазов со скульптурами травления, д – содержание двойников и сростков, вкл – содержание алмазов с твердыми включениями, о – содержание окрашенных кристаллов; г – ожелезнение и пигментация алмазов: ож – содержание ожелезненных камней, пп – содержание кристаллов с зелеными пятнами пигментации, мв – содержание кристаллов с окраской цвета морской волны

жащих высокопродуктивных трубок (в среднем 3-6 см⁻¹), что указывает на отличные постростовые условия [9]. В выборках алмазов из тел дайкового типа отмечен высокий процент кристаллов, в спектрах поглощения в видимой области которых зарегистрирована широкая бесструктурная полоса, имеющая коэффициент поглощения в синей области от 1 до 13 см⁻¹ и спадающей практически до нуля в красной области спектра. Такой спектр обычно связывают с процессами пластической деформации и значительными динамическими нагрузками на алмазы в постростовой период.

В пределах Накынского кимберлитового поля изучены алмазы из россыпей в пределах карьера трубки Нюрбинская и четырех участков к юго-западу от него позднетриасового-раннеюрского возраста (T₃-J₁dh и перекрывающие ее отложения J₁uk). Наиболее детально, с максимальной выборкой кристаллов, изучена россыпь в пределах карьера трубки Нюрбинская. Представительное количество кристаллов также было исследовано по участку «Карстовая воронка», который находится в 500 м к юго-западу от трубки Нюрбинская.

Алмазы из указанных россыпей имеют общие типоморфные особенности, отличающие их от верхних горизонтов трубки Нюрбинская, такие, как повышенные содержания типичных округлых алмазов и кристаллов с признаками природного травления (рис. 2). Такие признаки могут говорить о привносе алмазов из мелких дайковых тел. Для россыпей характерно также повышенное количество камней с зелеными пятнами пигментации, бледно-зеленой окраской (цвета морской волны) и ожелезнением. По другим типоморфным признакам алмазы из россыпей достаточно близки к кристаллам из верхних горизонтов трубки Нюрбинская.

Вместе с тем, алмазы из россыпи в пределах карьера трубки Нюрбинская и участка «Карстовая воронка» различаются между собой по таким особенностям, как содержание кристаллов октаэдрического габитуса, округлых додекаэдроидов «уральского» типа и алмазов с оболочкой IV разновидности, камней с признаками природного травления, с твердыми включениями, пятнами пигментации и ожелезнением. Так, для россыпи в пределах карьера трубки Нюрбинская, относительно участка «Карстовая воронка», характерно пониженное (на 10 %) содержание октаэдров, повышенное в 2 раза содержание округлых додекаэдроидов и кристаллов IV разновидности, повышенное (на 11-13%) содержание алмазов со скульптурами травления и твердыми включениями, повышенное (в 2 и более раза) количество кристаллов с зелеными пятнами пигментации и окраской цвета морской волны при очень низкой доле ожелезненных камней. Также обращает на себя внимание повышенное (в 2 раза) содержание кристаллов с сине-голубой фотолюминесценцией. По данным ИКспектроскопии, алмазы из россыпи в пределах карьера трубки Нюрбинская весьма близки к трубочным, а на участке «Карстовая воронка» отмечается более высокая частота встречаемости средне- и низкоазотных алмазов, а также более высокая степень агрегации примеси азота по сравнению с трубкой Нюрбинская. Такие различия россыпей между собой могут быть обусловлены различной степенью влияния на россыпеобразование мелких дайковых тел, а также коры выветривания и типов кимберлитовых пород верхней части трубки Нюрбинская.



Рис. 4. Сохранность и характер сколов алмазов из отложений дьяхтарской толщи и укугутской свиты: *a* – *сохранность* алмазов: *ų* – *целые*, *n* – *поврежденные*, *o* – *обломанные*, *p* – *расколотые*, *oб* – *обломки*, *oc* – *осколки без признаков* кристаллографической огранки; *б* – *характер сколов: м*+т – комбинированный механический+техногенный, *к* – коррозионный, *n* – *протомагматический*, *м*+*n* – комбинированный механический+техногенный, *к* – комбинированный механический

Сравнение алмазов из отложений дьяхтарской толщи и укугутской свиты показывает, что они практически не отличаются между собой (рис. 3–4). Для кристаллов из отложений дьяхтарской толщи характерно несколько пониженное содержание алмазов со скульптурами травления, повышенное – с желто-зеленым свечением в УФлучах. Характерным также является повышенное (по сравнению с укугутской свитой) содержание кристаллов с протомагматическими сколами и ожелезненных камней. Алмазы с окраской цвета морской волны встречены только в отложениях дьяхтарской толщи. Оптико-спектроскопические исследования в ИК-области не позволили выявить существенных отличий алмазов из отложений дьяхтарской толщи и укугутской свиты.

Россыпи кайнозойского возраста бассейна р. Марха и верховьев рр. Конончан, Чилли

Алмазы из этих россыпей характеризуются комплексом типоморфных особенностей, отличающих их как от индивидов Накынского кимберлитового поля, так и от других алмазоносных районов. В целом, алмазы из россыпей кайнозойского возраста Средне-Мархинского района сохраняют тенденцию преобладания кристаллов октаэдрического и переходного габитуса (в сумме) при высокой доле ламинарных ромбододекаэдров и низком (менее 10%) количестве типичных округлых алмазов (табл. 1).

Таблица 1

	Габитус, разновидности	Р. Марха с притоками	Р. Накын с правыми притоками	Южно-Накынская пло- щадь	Россыпи Накынского поля	Верхние горизонты тр. Нюрбинская	Верхние горизонты тр. Ботуобинская	Дайка к юго-западу от тр. Нюрбинская	Т. Мархинское
Р	Октаэдры	25,7	25,7	19,6	27,7	29,5	22,1	16,3	23,0
CL	Переходные формы	13,7	19,5	30,4	18,2	20,9	20,4	7,5	17,0
ДНС	Ламинарные ромбододекаэдры	43,6	37,0	27,2	19,4	16,6	24,9	40,0	27,0
BH,	Округлые додекаэдроиды «уральского типа»	4,6	4,7	2,2	2,1	0,7	0,2	3,8	3,0
ЗНС	Округлые додекаэдроиды с шагренью и ППД	3,7	0,8	5,4	0,8	0,6	0,3	3,8	5,0
pa	Кубы	-	0,2	1,1	1,9	0,4	1,0	-	-
Ι	Без типа	5,4	8,6	2,2	21,4	21,5	17,8	11,3	22,0
II p	азновидность	1,2	-	-	-	Ед.зн.	-	-	-
IV	разновидность	0,8	0,4	3,3	6,4	6,2	8,8	12,5	1,0
VII	I разновидность	0,8	3,1	8,7	2,0	1,3	1,5	-	-

Кристалломорфологические особенности (разновидности и габитус) алмазов из кимберлитовых тел и россыпей Средне-Мархинского района, %

Среди алмазов из россыпей в количестве до 5 % присутствуют псевдоромбододекаэдры мархинского типа без преломления по гранному шву, обнаруженные в сопоставимом количестве в трубках Накынского кимберлитового поля. В современных россыпях бассейна р. Марха присутствуют алмазы с оболочкой IV разновидности, характерные для Накынского кимберлитового поля, для них характерна сравнительно высокая степень сохранности (целостность) и ультраосновная ассоциация включений. Отмечается различие фотолюминесцентных особенностей алмазов из современного аллювия р. Марха, где преобладает синеголубая фотолюминесценция и повышена доля кристаллов с ярко-желтой и желто-зеленой люминесценцией, и трубок и россыпей Накынского кимберлитового поля, где доминируют кристаллы с розово-сиреневым свечением. Средний изотопный состав углерода, полученный по россыпи Средняя Марха, имеет значение 6,48 ‰. Сравнение изотопного состава алмазов россыпи Средняя Марха и трубки Ботуобинская показало, что эти объекты различаются по широте вариаций δ^{13} C. В россыпи, в отличие от трубки Ботуобинская, нет алмазов тяжелее -3,4 ‰. Среди кристаллов из россыпи встречены изотопно-легкие алмазы со значениями δ¹³С от -14,0 до -23,5 ‰. В основном кристаллы с таким изотопным составом представлены додекаэдроидами, один из которых желтого цвета II разновидности (по Ю.Л. Орлову). Встречен также алмаз со значением δ^{13} С -17.3 ‰ переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитуса с занозистой штриховкой. Значения δ^{13} С для кристаллов аналогичного габитуса из трубки Ботуобинская не превышают -4,5 ‰.

Алмазы из современных отложений левых притоков р. Марха в среднем течении (рр. Накын, Конончан, Икээ, Ньимилимэ и др.) по своим типоморфным особенностям близки к кристаллам из современных отложений р. Марха. Среди них также присутствуют псевдоромбододекаэдры мархинского типа. Вместе с тем сравнение алмазов из россыпей р. Марха с мелкими притоками, правобережья и русла р. Накын и верховья рр. Конончан, Чилли показало различия типоморфных особенностей алмазов этих трех площадей. Так, по соотношению кристаллов различного габитуса I разновидности и содержанию алмазов с оболочкой IV разновидности, а также количеству и характеру двойников и сростков, окрашенных камней и алмазов с пятнами пигментации алмазы из россыпей правобережья и русла рр. Накын и Марха весьма близки. Однако по таким особенностям, как содержание кристаллов с признаками природного травления, с твердыми включениями, с желтым и желто-зеленым свечением в УФ-лучах, по количеству кристаллов с ожелезнением они значительно отличаются (табл. 2). Для алмазов из россыпей бассейна р. Марха характерно пониженное содержание кристаллов со скульптурами травления при повышенной доле кристаллов с полосами пластической деформации, а также в 2 раза более высокое (по сравнению с р. Накын) количество кристаллов с твердыми включениями, среди которых отмечено и высокое содержание сингенетических включений ультраосновной ассоциации. Россыпи правобережья и русла р. Накын по этим признакам близки к алмазам из россыпей Накынского кимберлитового поля. Следует отметить отсутствие в алмазах из россыпей кайнозойского возраста включений эклогитового парагенезиса. Из россыпей правобережья и русла р. Накын алмазы с желтым и оранжевым свечением встречены единицами, а содержание кристаллов с сине-голубой и розово-сиреневой люминесценцией всего 7 %. Алмазы бассейна р. Накын отличаются также высокой долей ожелезненных кристаллов.

Оптико-спектроскопические характеристики большинства алмазов из р. Марха и устья р. Накын существенно отличаются от таковых индивидов из коренных и россыпных месторождений Накынского кимберлитового поля. Значительно выше среди них доля безазотных и малоазотных алмазов. Данные кристаллы резко отличаются высокой агрегацией примеси азота и обогащенностью пластинчатыми образованиями B2. Меньше доля кристаллов с однородным розовым свечением.

Таблица 2

	Признаки	Р. Марха с притоками	Р. Накын с правыми притоками	Южно-Накынская площадь	Россыпи Накынского поля	Верхние горизонты тр. Нюрбинская	Верхние горизонты тр. Ботуобинская	Дайка к юго-западу от тр. Нюрбинская	Т. Мархинское
4-0-	сине-голубые	44,2	35,5	42,4	7,9	12,8	13,9	23,8	16,0
аф с-	желтые	11,6	0,9	5,4	11,7	10,3	2,5	26,3	12,0
BeT DJTH HE HE	зеленые, желто-зеленые	24,2	12,6	14,1	16,4	16,9	18,9	15,0	18,0
Π ^Ξ ^Ξ	розово-сиреневые	16,8	28,1	14,1	55,0	53,4	59,9	31,3	51,0
Кристаллы	с включениями	56,8	25,5	63,0	27,5	34,3	29,0	26,3	24,0
Окрашенни	ые кристаллы	9,5	7,4	13,0	26,7	27,2	28,4	28,8	26,0
Кристаллы	с признаками природного травления	19,1	29,8	33,7	37,3	32,0	40,5	55,0	41,0
Двойники	и сростки	22,0	24,8	34,8	13,1	9,8	12,3	12,5	5,0
Кристаллы	с ожелезнением	41,9	61,2	38,0	1,1	0,1	0,3	1,3	1,0
Кристаллы	с окраской цвета морской волны	-	-	-	2,0	ед.зн.	0,2	-	-
Кристаллы и позелене	с зелеными пятнами пигментации нием по трещинам	0,4	1,8	-	1,2	0,1	-	-	1,0
Кристаллы	с механическим износом	1,7	1,0	3,3	-	-	-	-	-

Некоторые типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых тел и россыпей Средне-Мархинского алмазоносного района, %

Амакинской геологоразведочной экспедицией в 1971–1988 гг. в пределах обширной территории к юговостоку от р. Накын, в бассейне верховья рр. Конончан, Чилли и Тюкян были обнаружены многочисленные проявления россыпной алмазоносности неогенового и современного возрастов. Алмазы этой площади отличаются по некоторым типоморфным особенностям от россыпей бассейна р. Марха и правобережья и русла р. Накын. Количество алмазов по отдельным водотокам, а также типам алмазоносных отложений является недостаточным для их статистической характеристики, но позволяет сделать предварительные выводы об их типоморфизме. Алмазы этой площади характеризуются резким преобладанием кристаллов переходного габитуса, среди которых наиболее часто встречаются псевдогемиморфные кристаллы («двуликий янус»), при повышенной, по сравнению с другими россыпями бассейна р. Марха, доле округлых додекаэдроидов «жильного» типа, кристаллов IV и VIII разновидностей. Данные алмазы выделяются повышенной долей кристаллов с леденцовой скульптурой, тогда как среди кристаллов кимберлитовых тел Накынского поля и россыпей различного возраста Средне-Мархинского алмазоносного района такие кристаллы единичны. Характерной особенностью является повышенное содержание двойников и сростков, среди которых повышена доля камней с вростками. Следует отметить отсутствие среди изученных алмазов данной площади кристаллов с зелеными пятнами пигментации и повышенное содержание камней с механическим износом, которые представлены только износом выкрашивания. По другим типоморфным особенностям алмазы близки к россыпям русла и мелких правых притоков р. Марха в среднем течении.

Выводы

Таким образом, сравнение типоморфных особенностей алмазов из коренных и россыпных источников Средне-Мархинского алмазоносного района показало следующее. В пределах Накынского поля в настоящее время существует две группы кимберлитовых тел (высокопродуктивные кимберлитовые трубки Ботуобинская, Нюрбинская и мелкие тела дайкового типа), отличающиеся по комплексу морфологических и физических особенностей. Алмазы из россыпей мезозойского возраста ближнего сноса к юго-западу от трубки Нюрбинская и в пределах ее карьера в целом близки к ней. Отличия от кристаллов из верхних горизонтов трубки, возможно, связаны с влиянием тел дайкового типа, а повышенное количество камней с зелеными пятнами пигментации, бледно-зеленой окраской цвета морской волны и ожелезнением свидетельствуют об изменениях алмазов в гипергенных условиях. Алмазы из отложений дьяхтарской толщи позднетриасовогораннеюрского и укугутской свиты раннеюрского возрастов практически не отличаются между собой, что свидетельствует о происхождении последних за счет перемыва отложений дьяхтарской толщи. Алмазы из россыпей кайнозойского возраста отличаются от таковых из россыпей мезозойского возраста Накынского поля. В целом для кристаллов из россыпей кайнозойского возраста характерно увеличение доли округлых алмазов и кристаллов с сине-голубой фотолюминесценцией, ожелезненных кристаллов, присутствие кристаллов с механическим износом, а также снижение содержания алмазов с окраской цвета морской волны при отсутствии в алмазах твердых включений эклогитового генезиса. Сравнение комплекса типоморфных особенностей алмазов из россыпей среднего течения р. Марха и ее притоков с кимберлитовыми телами Накынского поля позволяет предположительно оценить роль известных коренных месторождений района в формировании россыпей не более чем в 10–20 % [6]. Сравнение изотопного состава алмазов из россыпи «Средняя Марха» и трубки Ботуобинская также подтвердило полигенность алмазов из россыпи. Для более детального минералогического районирования территории Средне-Мархинского алмазоносного района по типоморфным особенностям алмазов требуется дальнейшее систематическое изучение находок алмазов из россыпей с их детальной геологической привязкой, особенно самых новых коллекций, полученных в процессе текущих работ геологических экспедиций АК «АЛРОСА».

Список литературы

1. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. 2-е изд. – М.: Наука, 1984. – 264 с.

2. Афанасьев В.П., Ефимова Э.С., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Атлас морфологии алмазов России. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. – 291 с.

3. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А., Налетов А.М., Непша В.И. Природные и синтетические алмазы. – М.: Наука, 1986. – 221 с.

4. Черный С.Д., Фомин А.С., Яныгин Ю.Т. и др. Геологическое строение и вещественный состав кимберлитовых трубок Накынского поля Якутской провинции // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный, 1998. – С. 76–78.

5. Ефимова Э.С., Соболев Н.В. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 237, № 6. – С. 1475–1478.

6. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003. – 603 с.

7. Специус З.В., Митюхин С.И., Иванов А.С., Банзерук С.В. Ассоциация с алмазом в кимберлитовых трубках Накынского поля: приложение к методике поисков // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 1084–1095.

8. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Особенности коренной алмазоносности Сибирской платформы // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, экология. – СПб., 2002. – С. 586–602.

9. Коптиль В.И., Богуш И.Н., Кедрова Т.В. Характеристики алмазов из мелких дайковых кимберлитовых тел Накынского поля // Труды VII Межд. конф. «Новые идеи в науках о Земле». – М., 2005. – С. 36.

УДК 553.81

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ГРАНАТОВ ИЗ КОРЕННЫХ ТЕЛ И ШЛИХОВЫХ ОРЕОЛОВ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

В.П. Корнилова, В.В. Роговой, А.С. Иванов

Ботуобинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА», г. Мирный

Проведен статистический анализ результатов изучения гранатов из коренных тел и поисковых участков Накынского поля. Установлены различия выборок в зависимости от количества проанализированных зерен и их отбора. Показана возможность использования альмандина при прогнозировании новых кимберлитовых тел поля.

Введение

Изучение состава ИМК проводится с целью выявления типоморфных особенностей минералов из конкретных тел, оценки потенциальной алмазоносности кимберлитов, идентификации шлиховых ореолов при прогнозно-поисковых работах. В настоящее время в Накынском кимберлитовом поле открыты 5 коренных кимберлитопроявлений. Это кимберлитовые трубки Ботуобинская и Нюрбинская, кимберлитовое тело «Мархинское», представленное серией жильных образований, межтрубочная жила Д-96 и кимберлитовое проявление Майское. Накоплен достаточно большой массив рентгеноспектральных анализов по составам гранатов как из коренных тел поля, так и из поисковых скважин и мелкообъемных проб из аллювия pp. Накын и Дьяхтар. В общей сложности это свыше 8 000 полных химических анализов. Мы попытались проанализировать имеющиеся данные, используя классификацию Доусона-Стефенса [1], по которой в зависимости от содержания и корреляционных связей оксидов CaO, Cr₂O₃, MgO, FeO, TiO₂, Al₂O₃ вся совокупность гранатов, присутствующих в кимберлитовых породах, глубинных ксенолитах и алмазах подразделена на 12 кластерных групп. Несмотря на то, что классификация построена на небольшом количестве данных (использовано 392 анализа гранатов) и, вероятно, не учитывает всех парагенезисов гранатов в кимберлитах, она достаточно хорошо разделяет гранаты ультраосновных и основных парагенезисов. Классификация широко используется зарубежными геологами для выявления типоморфных особенностей гранатов из конкретных тел [2].

Результаты изучения

Средние кластерные значения составов групп гранатов Накынского поля приведены в табл. 1, 2. Причины отличий значений определенных групп гранатов от приведенных в статье [1] могут объясняться как более значительным массивом используемых анализов, охватывающих более широкое разнообразие парагенезисов, так и спецификой мантийного субстрата под Накынским полем [3, 4]. Анализ данных (табл. 3, 4) показал следующее:

1. Гранаты из тел Накынского поля представлены разностями 1, 3, 5, 9-12 групп используемой классификации за исключением выборки из трубки Майская, где гранаты 1 группы не обнаружены.

2. Среди проанализированных гранатов, как из трубочных, так и жильных тел полностью отсутствуют разности, соответствующие по классификации Доусона-Стефенса [1] гранатам 7 и 8 групп с высоким содержанием гроссулярового минала.

3. Гранаты 2, 4 и 6 групп представлены единичными зернами. 1 зерно 2 группы обнаружено в пробе Б-2 трубки Ботуобинская, 1 – в жиле Мархинская и 5 из 2627 зерен – в фабричном концентрате трубки Нюрбинская. Гранаты, соответствующие по составу гранатам 4 группы, найдены в виде единичных зерен в жилах Д-96 и Мархинская (всего 3 зерна) и полностью отсутствуют среди гранатов трубок Нюрбинская, Ботуобинская и жильного тела Майское. По одному зерну граната 6 группы отмечено в пробе 10567 трубки Ботуобинская и объединенной пробе жилы Мархинская и 3 зерна в теле Майская (табл. 3).

По [1], гранаты 2 кластерной группы отличаются от 1-й повышенными содержаниями титана. Среди рассматриваемой группы распространены крупные (1,2–2 см) зерна. Факт редкой встречаемости гранатов 2 группы среди проанализированных зерен хорошо согласуется вообще с редкостью находок гранатов класса –4+2 в трубках Накынского поля.

4 кластерная группа по [1] включает немногочисленные гранаты в основном из включений в алмазах. Группа характеризуется низкими содержаниями Cr_2O_3 и повышенными FeO (17,9 вес.%) и TiO₂ (0,90 вес.%). Группу 6 в основном образуют гранаты из кианитовых и корундовых эклогитов, в том числе алмаз- или графитсодержащие, но отсутствуют гранаты, включенные в алмаз.

4. Доля гранатов 3 группы составляет в различных выборках трубки Ботуобинская от 6 до 22 %, в трубке Нюрбинская – от 1 до 13%. В жиле Д-96 и объединенной выборке жилы Мархинская гранаты этой группы наиболее распространены среди всей совокупности зерен и составляют 28–30%. Данную группу, по классификации [1], образуют гранаты с высокими содержаниями FeO и CaO (16,49 вес.% и 6,5 вес.% соответственно) и пониженными содержаниями MgO (13,35 вес.%), TiO₂ и Cr₂O₃ из эклогитов, в том числе алмазоносных, и гранаты, включенные в алмазы.

Статистическая обработка анализов гранатов (материалы З.В. Специуса) из алмазоносных ксенолитов трубки Нюрбинская, среди которых основную долю составляли ксенолиты, отвечающие по составу граната различным типам эклогитов [5], показала, что подавляющее большинство гранатов этой коллекции (80%) представлено именно гранатами 3 группы.

5. Доля высокожелезистых (FeO в среднем 28,3 вес.%) гранатов 5 группы в различных выборках гранатов из трубки Ботуобинская варьирует от 0 (проба 10567) до 30% (проба Ботуобинская М), из трубки Нюрбинская – также от 0 (фабричный концентрат, проба Нюрбинская_Ф) до 21% (проба Н-3).

В пробе из жилы Д-96 доля гранатов этой группы составляет 4%, в пробах из жилы Мархинская содержание гранатов 5 группы равно содержанию гранатов 3 группы (по 15% в пробе М-7 и 28-30% в объединенной пробе). В эту же группу попадают и одиночные гранаты из алмазоносных ксенолитов (табл. 4).

6. Суммарная доля высокохромистых и высококальциевых гранатов 11 и 12 групп варьирует в разных выборках трубки Ботуобинская от 1 зерна до 3–10%, в выборках трубки Нюрбинская – от 2 до 13% и от 2 до 8% – в жиле Мархинская. В жиле Д-96 доля этих гранатов составила 13%. В теле Майское гранаты 11 группы не обнаружены, а доля гранатов 12 группы составила 1% (6 зерен из 407).

7. Среди гранатов из трубок Накынского поля наиболее распространены гранаты 9 группы, соответствующие в основном гранатам из четырех минеральных ксенолитов гранатовых лерцолитов, широко распространенных в кимберлитах. Доля таких гранатов в различных выборках трубки Ботуобинская составляет от 22 до 50%, в трубке Нюрбинская – от 21 до 44% (табл. 4). Гранаты данной группы обеднены оксидом титана (0,2 вес.%) и характеризуются пониженными содержаниями СаО (4,8 вес.%). Средние содержания Cr₂O₃ составляют в них 3,5 вес.%. Доля гранатов этой группы в жиле Д-96 составляет 21%, в проявлении Мархинское – от 10 до 29%.

На втором месте по распространенности в трубке Нюрбинская, в некоторых выборках этой трубки преобладают (пробы H-3 и фабричный концентрат) гранаты 10 группы (от 15 до 38%), а в трубке Ботуобинская – гранаты 1 группы (от 8 до 46%). Минимальной долей гранатов 1 группы в трубке Ботуобинская характеризуется выборка М, в которой значительную долю составляют высокожелезистые гранаты 3 и 5 групп. В выборках трубки Ботуобинская доля гранатов 10 группы варьирует от 2 до 15%.

По классификации [1] гранаты 10 группы характеризуются высокими содержаниями MgO (23,2 вес.%), повышенными содержаниями Cr₂O₃ (7,7 вес.%) и исключительно низкими содержаниями CaO (2,13 вес.%). Около половины этой группы составили гранаты из включений в алмазах и гранаты из оранжитов трубки Финш (ЮАР). Рассчитанные средние значения CaO для гранатов Накынского поля, образующих эту группу, оказались выше (5,5 вес.%), по сравнению с приведенными в статье.

Таблица 1

Кластерные	1	MgO	A	Al_2O_3	2	SiO ₂	0	CaO	Т	TiO ₂	C	Cr_2O_3	Ν	InO	F	FeO
группы	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел
1	20,4	15,7–23,6	20,1	14,1–23,67	41,7	38,7–44,9	4,7	2,7–9,8	0,5	0,2–0,9	3,4	0–7	0,4	0,1–0,7	8,1	5,9–14,1
2	19,9	18,1–26,6	18,8	14,95–21,5	41,9	40,38–44,9	5,0	0,1–6,8	1,0	0,84–1,61	3,4	0,1–9,17	0,3	0,2–0,6	8,6	5,2–12,4
3	12,8	3,2–19,1	21,9	19,7–23,71	40,0	37,6-42,19	5,7	2,38–13,3	0,2	0–0,6	0,1	0–2,5	0,4	0,11–1,25	18,4	11,7–23,4
4	12,1	7,4–14,2	21,5	20,9–21,9	40,1	39,1–41,1	7,6	4,8–10,9	0,7	0,6–1	0,0	0-0,1	0,4	0,3–0,4	17,2	14,5–20,7
5	8,4	2,4–15,2	21,2	18,7–22,7	38,7	36,2–40,2	5,7	1,4–11,1	0,0	0–0,49	0,1	0–1,98	0,4	0,05–1,2	25,1	21,1–35,3
6	14,8	10,4–17,3	22,0	19,3–23,3	40,7	39–42,1	10,8	8,8–11,7	0,1	00,2	0,8	0–4,3	0,2	0-0,7	9,4	5,1–14,6
7	9,0	9,0	12,9	12,9	37,6	37,6	18,9	18,9	0,2	0,2	10,8	10,8	0,5	0,5	7,3	7,3
9	20,1	16,2–25	20,5	13,3–24,16	41,6	39,3–44,8	4,8	1,9–20,1	0,2	0-0,4	3,5	0–7,7	0,4	0–0,8	8,1	5,96–12
10	19,8	16,6–25,5	17,0	13,1–21,5	41,0	37,5–44,2	5,5	0,6–8,4	0,1	0–0,4	8,0	2,9–13	0,4	0,1–0,8	7,3	5,6–9,2
11	19,0	11,46–21,5	16,1	11,6–21,07	40,8	38,9–42,6	6,3	4,2–15,6	0,5	0,2–1,1	8,6	5,5–14,8	0,4	0,2–0,7	7,3	6,2–9,45
12	17,5	14,6–20,5	13,7	10,8–15,9	40,0	38,3–41,6	7,8	4,2–11,3	0,1	0–0,4	12,1	10,18–15,5	0,5	0,21–0,7	7,3	6,2–8,72

Средние и предельные значения оксидов	(в %	🛛 групп гранатов Накынс	кого поля*
---------------------------------------	------	-------------------------	------------

* Гранаты 8-й кластерной группы не обнаружены.

Таблица 2

Сопоставление средних содержаний оксидов в кластерных группах

Окислы	Ti	O ₂	Cr	₂ O ₃	M	gO	Ca	aO
Кластеры	Н	Д	Н	Д	Н	Д	Н	Д
1	0,48	0,58	3,40	1,34	20,36	20,00	4,68	4,82
2	1,01	1,09	3,43	0,91	19,95	20,30	5,03	4,52
3	0,21	0,31	0,11	0,30	12,75	13,35	5,67	6,51
4	0,74	0,90	0,04	0,08	12,06	9,87	7,58	9,41
5	0,04	0,05	0,09	0,03	8,46	7,83	5,69	2,44
6	0,09	0,24	0,77	0,27	14,78	10,38	10,77	14,87
7	0,20	0,29	10,80	11,52	9,00	8,61	18,90	21,60
8		0,25		0,04		4,69		24,77
9	0,17	0,17	3,45	3,47	20,08	20,01	4,82	5,17
10	0,13	0,04	7,97	7,73	19,78	23,16	5,47	2,13
11	0,47	0,51	8,57	9,55	19,04	15,89	6,29	10,27
12	0,14	0,18	12,06	15,94	17,49	15,40	7,82	9,51

Примечание: Н – средние для групп гранатов Накынского поля, Д – по [1].

Таблица З

Количество зерен гранатов в кластерных группах

			-	-		-		•				
Проба / Кластеры	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	Итого
450 м ю-з Нюрбинской	10					1		55	78	11	11	166
AH R-2	2	1	1		1			6	13	3		27
AH R-3	3							10	12	2	2	29
Ботуобинская Б-2	15	1	3		9			15	2	4	1	50
Ботуобинская 10567	99		23			1		85	4	1		213
Ботуобинская (М)	22		63		88			65	45	6	3	292
Ботуобинская (Ф)	27		27		4			73	11	4		146
Водораздельный	6	4			3			9	9	1		32
Д-96	38		97	2	15	1		75	75	40	7	350
Дьяхтарский	11	8	1		2	1		10	13	4		50
Мархинская	67	1	227	1	211	1		73	145	18	3	747
Мархинская (О)	2	1	7		7			14	13	3		48
Межтрубочный	26	2	36	1	4			64	82	23	5	243
Майская			33		170	3		160	35		6	407
Нюрбинская Н-3	13		1		11			11	15	1		52
Нюрбинская фабр.концентрат	456	5	17		1			855	1006	223	64	2627
Нюрбинская (Ф)	11		10					33	11	7	3	75
р. Дьяхтар	9	1	1		2			7	5			25
р. Накын	85	17						68	40	10		220
Северный	7	1						17	13	2		40
северо-западный	109		1					360	422	128	29	1050
ссз. от Ботуобинской	2		4					12	7	1		26
Ханинский	47		1		1		1	202	236	50	30	568
Шлиховая аномалия	12							27	122	18	62	241
юв. от Ботуобинской	3	1	1					23	4			32
юг от Ботуобинской	25		53	1	2	1		54	27	15	1	179
Южный пром.	9				3			43	48	14	7	124
Южный-2	7							34	62	6	25	134
Итого	1123	43	607	5	534	9	1	2460	2555	595	259	8193

186

Распространенность	(в	%)	гранатов	различных	кластерных	групп	в пробах	Накынского поля
--------------------	----	----	----------	-----------	------------	-------	----------	-----------------

Проба / Кластеры	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	Сумма	К-во зерен
450 м юз. Нюрбинки	6	0	0	0	0	1	0	33	46	7	7	100	166
AH R-2	7	4	4	0	4	0	0	22	48	11	0	100	27
AH R-3	10	0	0	0	0	0	0	34	41	7	7	100	29
Ботуобинская, Б-2	30	2	6	0	18	0	0	30	4	8	2	100	50
Ботуобинская,10567	46	0	11	0	0	0	0	40	2	0	0	100	213
Ботуобинская (М)	8	0	22	0	30	0	0	22	15	2	1	100	292
Ботуобинская (Ф)	18	0	18	0	3	0	0	50	8	3	0	100	146
Водораздельный	19	13	0	0	9	0	0	28	28	3	0	100	32
Д-96	11	0	28	1	4	0	0	21	21	11	2	100	350
Дьяхтарский	22	16	2	0	4	2	0	20	26	8	0	100	50
Мархинская	9	0	30	0	28	0	0	10	19	2	0	100	747
Мархинская (О)	4	2	15	0	15	0	0	29	27	6	2	100	48
Межтрубочный	11	1	15	0	2	0	0	26	34	9	2	100	243
Майская	0	0	8	0	42	1	0	39	9	0	1	100	407
Нюрбинская, Н-3	25	0	2	0	21	0	0	21	29	2	0	100	52
Нюрбинская,	17	0	1	0	0	0	0	33	38	8	2	100	2627
фабр. концентрат	17	0	1	0	U	0	0	55	50	0	2	100	2027
Нюрбинская (Ф)	15	0	13	0	0	0	0	44	15	9	4	100	75
р. Дьяхтар	36	4	4	0	8	0	0	28	20	0	0	100	25
р. Накын	39	8	0	0	0	0	0	31	18	5	0	100	220
Северный	18	3	0	0	0	0	0	43	33	5	0	100	40
северо-западный	10	0	0	0	0	0	0	34	40	12	3	100	1050
ссз. от Ботуобинской	8	0	15	0	0	0	0	46	27	4	0	100	26
Ханинский	8	0	0	0	0	0	0	36	42	9	5	100	568
Шлиховая аномалия	5	0	0	0	0	0	0	11	51	7	26	100	241
юв. от Ботуобинки	9	3	3	0	0	0	0	72	13	0	0	100	32
юг от Ботуобинки	14	0	30	1	1	1	0	30	15	8	1	100	179
Южный_пром	7	0	0	0	2	0	0	35	39	11	6	100	124
Южный-2	5	0	0	0	0	0	0	25	46	4	19	100	134
Итого	14	1	7	0	7	0	0	30	31	7	3	100	8193

8. Среди гранатов из жильного тела Майское примерно в равных количествах присутствуют гранаты 9 и 5 групп, каждая из которых составляет около трети всей совокупности. Гранаты 10 группы составляют 9%, гранаты 12, как уже упоминалось, – не более 1% выборки, отсутствуют гранаты 1 группы.

В жиле Д-96 и в выборке гранатов из пробы М-7 трубки Мархинская содержание гранатов 10 группы равно содержанию гранатов 9 группы (21 и 27% соответственно), а в объединенной выборке на 9% выше содержания гранатов 9 группы (19%). Количество гранатов 1 группы из жил Мархинская и Д-96 составляют от 4–9 (Мархинская) до 11% (Д-96) выборки.

Как видно из представленных выше фактов, разные выборки гранатов из одного тела характеризуются различными соотношениями гранатов определенных групп. Статистическая обработка выделенных групп гранатов методом кластерного анализа показала (табл. 5, 6), что отдельные выборки из трубки Ботуобинская попадают в три кластерных ранга (2, 4 и 5), отличающихся, кроме содержания наиболее распространенных групп гранатов ультраосновного парагенезиса (1, 9, и 10), содержаниями железистых гранатов 3 и 5 групп внутри выделенных кластерных рангов. Вариации содержаний гранатов 1 группы в выборках этой трубки составляют от 8 до 46%, 9 группы – от 0 до 30%, 10 группы – от 2 до 15%. Аналогичные отличия установлены и для гранатов из кимберлитов трубки Нюрбинская, выборки из которых также попадают в три кластерных ранга (4, 6, 7) в зависимости от процентного соотношения гранатов 3, 5 и 10 групп.

Полученные результаты сравнительного анализа гранатов из поисковых участков и коренных тел сводятся к следующему:

1. Гранаты из поисковых участков Водораздельный и Дьяхтарский попадают в один 6 кластерный ранг с выборкой H-3 трубки Нюрбинская, но заметно отличаются от нее по распространенности гранатов 2 группы, составляющих 13 и 16% или 4 из 32 и 8 из 50 зерен от всей выборки гранатов участков. Гранаты этой группы (крупные зерна, по [1]) в этой выборке трубки Нюрбинская отсутствуют, а в других выборках из коренных тел поля встречены в виде единичных зерен.

Т	а	б	п	и	п	а	5
	u	v	21		щ	u	~

Результаты 1	кластерного	анализа	групп г	ранатов

	1	1	1	1	r	r	1	1	r					
Проба / Гр. Доусона	Ранги	Пирсон	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G9	G10	G11	G12	Кол-
ю -в от Ботуобинской	1	0.63	9	3	3	0	0	0	0	72	13	0	0	32
р. Льяхтар	2	0.85	36	4	4	0	8	0	0	28	20	0	0	25
Ботуобинская Б-2	2	0.88	30	2	6	0	18	0	0	30	4	8	2	50
Ботуобинская 10567	2	0.90	46	0	11	0	0	0	0	40	2	0	0	213
р. Накын	2	0,21	39	8	0	0	0	0	0	31	18	5	0	220
Майская	3	0,53	0	0	8	0	42	1	0	39	9	0	1	407
ссз. от Ботуобинской	4	0,94	8	0	15	0	0	0	0	46	27	4	0	26
Нюрбинская (Ф)	4	0,96	15	0	13	0	0	0	0	44	15	9	4	75
Ботуобинская (Ф)	4	0,86	18	0	18	0	3	0	0	50	8	3	0	146
юг от Ботуобинской	4	0,74	14	0	30	1	1	1	0	30	15	8	1	179
Мархинская О (проба М-7)	5	0,79	4	2	15	0	15	0	0	29	27	6	2	48
Ботуобинская (М)	5	0,64	8	0	22	0	30	0	0	22	15	2	1	292
Д-96	5	0,67	11	0	28	1	4	0	0	21	21	11	2	350
Мархинская	5	0,27	9	0	30	0	28	0	0	10	19	2	0	747
Водораздельный	6	0,94	19	13	0	0	9	0	0	28	28	3	0	32
Дьяхтарский	6	0,76	22	16	2	0	4	2	0	20	26	8	0	50
Нюрбинская (Н-3)	6	0,71	25	0	2	0	21	0	0	21	29	2	0	52
AH R-2	7	0,93	7	4	4	0	4	0	0	22	48	11	0	27
AH R-3	7	0,94	10	0	0	0	0	0	0	34	41	7	7	29
Северный	7	0,93	18	3	0	0	0	0	0	43	33	5	0	40
Южный_пром	7	0,98	7	0	0	0	2	0	0	35	39	11	6	124
450 м юз. Нюрбинской	7	0,91	6	0	0	0	0	1	0	33	47	7	7	166
Межтрубочный	7	0,92	11	1	15	0	2	0	0	26	34	9	2	243
Ханинский	7	0,99	8	0	0	0	0	0	0	36	42	9	5	568
северо-западный	7	0,98	10	0	0	0	0	0	0	34	40	12	3	1050
Нюрбинская	7	0.87	17	0	1	0	0	0	0	33	38	8	2	2627
фабр. концентрат	,	5,07	1/	Ŭ	1		Ŭ	Ŭ	Š	55	50	<u> </u>		2021
Южный-2	8	0,94	5	0	0	0	0	0	0	25	46	4	19	134
Шлиховая аномалия	8		5	0	0	0	0	0	0	11	51	7	26	241

Таблица б

Ранги / Кластеры	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G9	G10	G11	G12
Ранг 1	9	3	3	0	0	0	0	72	13	0	0
Ранг 2	38	3	5	0	7	0	0	32	11	3	1
Ранг 3	0	0	8	0	38	2	0	39	12	0	2
Ранг 4	14	0	19	0	1	0	0	43	16	6	1
Ранг 5	8	1	24	0	19	0	0	21	21	6	1
Ранг б	22	10	1	0	12	1	0	23	28	4	0
Ранг 7	11	1	2	0	1	0	0	33	40	9	4
Ранг 8	5	0	0	0	0	0	0	18	48	6	22

Среднее ранговых частот встречаемости составов пиропов

2. Гранаты из поисковых участков Шлиховая аномалия и Южный-2 образуют особый кластерный ранг, характеризующийся широким распространением гранатов 9 и 10 групп, наряду с гранатами 11 и 12 групп. Содержание зерен последних двух групп в пробах составляет в сумме в пробах участка Шлиховой аномалии 33%, в пробах участка Южный-2 – 23%. Кроме того, в пробах из этих участков не обнаружены гранаты, соответствующие гранатам эклогитовых парагенезисов (3–6 групп), также отсутствуют гранаты 7 и 8 групп.

3. Гранаты из участков Ханинский и Южный-пром образуют один кластерный ранг с выборкой гранатов из фабричного концентрата трубки Нюрбинская, Межтрубочного, Северо-западного и из более мелких участков. Гранаты из этих участков характеризуется высоким процентом высокохромистых и высококальциевых гранатов 11 и 12 групп (до 15%) и небольшим содержанием гранатов 5 группы (0–2%), гранатов из эклогитов 3 группы и малой распространенностью гранатов 1 группы. Кроме того, на участке Ханинский отмечено 1 зерно граната 7 группы, которые отсутствуют в выборках известных тел поля.

4. Гранаты участка р. Накын. Данный участок интересен тем, что в пробах отмечается довольно большое количество альмандинов, составляющих от 5 до 15% пробы, наряду с присутствием значительного количества пиропов, характеризующихся кубоидным типом растворения. Кроме того, в шлиховой пробе (№ 5288) отмечено высокое содержание пиропов класса -4+2, нехарактерных для известных коренных тел. Составы гранатов из этого участка образуют один кластерный ранг с 2 выборками из трубки Ботуобинская, но заметно отличаются от них по распространенности гранатов 10 группы (18% против 2–4% в трубке Ботуобинская). В данный кластерный ранг попадает и выборка гранатов с участка р. Дьяхтар.

Обсуждение результатов

Как видно из приведенных данных, наблюдаются значительные статистические различия отдельных выборок гранатов из конкретных кимберлитовых тел поля и отличия их от выявленных шлиховых ореолов. Причины отличий могут быть как объективными (условия формирования осадочных коллекторов, наличие невыявленных кимберлитовых тел, отбор проб из различных разновидностей пород), так и субъективными. Субъективные причины определяются количеством зерен и совокупностью цветовых оттенков гранатов, представленных для анализа.

Из рассмотрения распространенности различных парагенетических ассоциаций гранатов видно, что исследуемые выборки отличаются в основном содержаниями гранатов 3 и 5 групп, которые объединяют высокожелезистые гранаты эклогитового парагенезиса и гранат коровых пород фундамента. Исходя из этого, наиболее вероятен вариант методически неверного отбора зерен для анализа. По методике, разработанной Н.В. Соболевым и Н.П. Похиленко для характеристики потенциальной алмазоносности кимберлитов, для анализа необходим отбор 100–200 случайных зерен граната, включая альмандины. В последние годы зерна, определенные минералогами как альмандины, только фиксируются и не изучаются и, соответственно, не участвуют в дальнейших построениях. Особенно это касается поисковых проб. Как видно из табл. 3, из ряда шлиховых участков не проанализировано ни одного зерна граната этих групп, хотя по результатам минералогического анализа проб количество их может достигать 10–20% объема тяжелой фракции.

Ранее исследователями уже указывалось, что доля гранатов эклогитового парагенезиса в трубках Накынского поля может быть значительно выше за счет зерен оранжевого и розового цветов, отбракованных при отборе зерен на микрозондовые исследования, и необходимо учитывать этот факт при поисковых работах [5]. Отбраковка зерен не только возможного эклогитового парагенезиса, но и корового происхождения негативно сказывается при поисках кимберлитовых тел в Накынском поле. Изучение вещественного состава кимберлитов Накынского поля показало широкое распространение в них ксенолитов пород кристаллического фундамента (3–5%), доля которых в отдельных интервалах достигает 15–20% объема породы. Соответственно, основной процент среди минералов тяжелой фракции коренных тел составляют альмандины. Вес пиропа в тяжелой фракции из трубок поля варьирует в пределах 0,08–0,20 кг/т, хромита – 0,02–0,09 кг/т (табл. 7). Для сравнения: в трубке Мир вес пиропа в различных фазах варьирует от 1,7 до 3,5 кг/т, хромшпинелидов – от 0,04 до 0,06 кг/т, пикроильменита – от 3,5 до 5,8 кг/т [6].

Таблица 7

Трубка		Ботуобинская	Нюрбинская		
Тип пород	АКБ	ПК	КТБ	АКБ	ПК
Кол-во проб	67	60	48	276	20
Вес т. фр.	1,27	2,68	1,72	2,66	2,13
Пироп	0,20	0,13	0,10	0,16	0,08
Хромшпинелиды	0,07	0,09	0,05	0,05	0,02
Оливин					0,02
Альмандин	0,60	0,88	0,22	1,50	1,73
Магнетит	0,05	0,66	0,03	0,24	0,10
Ильменит	р.з.	р.з	р.з.	0,02	0,03
Сульфиды	0,24	0,77	1,10	0,49	0,04
Рутил	0,01	р.з.	р.з.	0,01	р.з.
Апатит	р.з.	р.з.	р.з.	р.з.	р.з.
Барит	0,02	0,09	0,18	0,06	0,03
Другие минералы	0,08	0,06	0,04	0,13	0,08

Средние содержания минералов тяжелой фракции (кг/т) в трубках Ботуобинская и Нюрбинская [4]

Результаты полного минералогического анализа протолочных проб из скв. 509/416, вскрывшей тело Майское, показали, что все протолочные пробы характеризуются очень низким содержанием тяжелой фракции. Среди МСА установлены только пироп и хромшпинелиды. Пикроильменит отсутствует. Минеральная ассоциация протолочки с глубины 94 м представлена альмандином (0,115 кг/т) и пиритом (0,069 кг/т), а весовое содержание пиропа и хромшпинелидов здесь составляет 0,069 и 0,023 кг/т соответственно. В тяжелой фракции протолочной пробы с гл. 103,6 м преобладают альмандин и пирит в соотношении 1:1. Пересчитанные весовые количества этих минералов достигают 0,028 кг/т. Пироп и хромшпинелиды отмечены в виде единичных знаков. Минеральный состав тяжелой фракции с гл. 146,2 м представлен пиритом (1,302 кг/т), альмандином (0,030кг/т) и баритом (0,015 кг/т). Кимберлитовые минералы обнаружены в незначительных количествах в гранулометрическом классе – 0,5 мм: пироп – 4 знака красно-фиолетового цвета с остатками келифитовых кайм и хромшпинелиды – 9 знаков неопределенного габитуса.

Анализ шлиховой ситуации вокруг нового тела показал, что 15% тяжелой фракции пробы из скв.160/7, располагающейся примерно в 100 м северо-восточнее нового тела, составляют альмандины, тогда как пиропы в той же пробе с интервала 67-68 м были представлены 8 знаками 1 класса сохранности. Аналогично в шлиховых пробах скв. 508/414, располагающейся в 150 м южнее нового тела, количество альмандина составило 5%, а пиропы обнаружены в количестве 65 знаков и представлены зернами с дислокационным типом растворения при подчиненном количестве пиропов с кубоидным типом коррозии.

Таким образом, основной объем тяжелой фракции в коренных телах поля и шлиховых ореолах представлен альмандином, наряду с магнетитом, пиритом, а также сидеритом, характерным для коры выветривания верхних горизонтов трубки Нюрбинская. Вес альмандина в пробах коренных тел составляет от 53 до 70% веса тяжелой фракции и в 21,6 раза превышает вес пиропа в ПК, в 9,2 раза – в АКБ трубки Нюрбинская, соответственно, в 7,5 и 3 раза в ПК и АКБ трубки Ботуобинская.

В связи с вышеизложенным нами рассмотрена распространенность железистых гранатов альмандинового и пироп-альмандинового ряда (химический состав зерен не определялся) поискового участка Ханинский Нижне-Накынского объекта. На этом участке редкие зерна пиропов, хромшпинелей и алмаза обнаружены в отдельных поисковых пробах, не позволяющих объединять находки в шлиховые ореолы. Как выяснилось из просмотра результатов минералогического изучения проб, железистые гранаты широко распространены в пределах поискового участка. Содержание их в тяжелой фракции варьирует от знаковых количеств до 20% и более. Присутствуют они в пробах из рыхлых отложений юрского возраста и подошве нижнеюрских отложений, залегающих на нижне-палеозойском цоколе, образуя локальные ореолы распространения. Ореолы имеют линейную форму, вытянутую в северо-западном направлении и совпадают по простиранию как с тектоническими нарушениями, уверенно трассируемыми на площади, так и с предполагаемыми по геофизическим данным рудовмещающими нарушениями. Выделено несколько таких ореолов, перспективных на обнаружение новых кимберлитовых тел.

Выводы

1. Статистическая обработка электронно-зондовых анализов гранатов Накынского поля показала значительные вариации соотношений парагенетических ассоциаций в разных пробах из коренных тел, зависящих от ряда причин, в первую очередь от методики отбора зерен на анализ, при которой происходит искусственное обогащение выборок гранатами глубинных ультраосновных парагенезисов. В этом отношении особенно показателен проанализированный фабричный концентрат трубки Нюрбинская, в котором из 2627 зерен только 18 (!) (1%) по составу отвечают гранатам эклогитового парагенезиса.

2. Высокие содержания в тяжелой фракции альмандина при низких содержаниях пиропа и хромшпинелидов позволяют эффективно использовать этот минерал при поисковых работах наравне с другими индикаторными минералами, независимо от его генетической принадлежности и цветовых оттенков. Использование альмандина поможет усилить контрастность шлихоминералогических аномалий Накынского поля и более достоверно определять контуры участков, перспективных на обнаружение неизвестных коренных источников алмазов. Отсутствие в районе Накынского поля выходов метаморфических пород фундамента, с которыми в кимберлитовых полях Анабарской группы связана значительная доля альмандина в пробах, является благоприятным фактором, поскольку есть уверенность, что весь альмандин с низким классом износа попадает в осадочные коллекторы из кимберлитовых пород.

3. Необходимо разработать обязательную для всех геологических предприятий АК «АЛРОСА» методику отбора зерен гранатов для рентгеноспектрального анализа, единую как для коренных источников, так и поисковых проб.

Список литературы

1. Dawson J.B. and Stephens W.E. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // Journal of Geology. - Vol. 83. - 1975. - P. 589-607

2. Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. Plenum Press, New York. - 1986. - 442 p.

3. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Черный С.Д. и др. Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и района Снэп-Лейк (провинция Слейв, Канада): свидетельства аномального строения литосферы // ДАН. – 2000. – Т. 372, №3. – С. 356–360.

4. Корнилова В.П., Фомин А.С., Зайцев А.И. Новый тип алмазоносных кимберлитовых пород на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. – 2001. – №13–14. – С. 105–117.

5. Специус З.В., Митюхин С.И., Иванов А.С., Банзерук С.В. Ассоциации с алмазом в кимберлитовых трубках Накынского поля (Якутия); приложение к методике поисков // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 1083– 1095.

6. *Тирский Г.А., Борковец Е.Н.* Вещественные признаки кимберлитов, взаимосвязанные с фазами внедрения в крупных сложных месторождениях (на примере куста трубок Мир-Спутник) // Геология, закономерности размещения, методы прогноза и поисков месторождений алмазов: Мат-лы науч.-практ. конференции. – Мирный, 1998. – С.149–152.

ТИПОХИМИЗМ ГРАНАТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ РЯДА ТРУБОК АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЯ В СВЕТЕ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ ИХ АЛМАЗОНОСНОСТИ

А.Ю. Никифорова, О.В. Тарских

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

В результате изучения особенностей химического состава граната из кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля получены новые данные о перспективах алмазоносности малых тел Алакит-Мархинского поля, ранее считавшихся неалмазоносными. Анализ собранных и систематизированных (литературных и оригинальных) электронно-зондовых анализов с помощью известных химико-генетических классификаций позволил выявить коренные тела с высокой потенциальной алмазоносностью. Для этих кимберлитовых тел установлен спектр алмазоносных мантийных пород, отличающийся от большинства промышленно алмазоносных тел Алакит-Мархинского поля.

В составе Алакит-Мархинского кимберлитового поля, расположенного в пределах Далдыно-Оленёкской минерагенической зоны глубинных разломов, к настоящему времени выявлено 66 кимберлитовых тел (56 трубок, 10 жил и даек, среди которых 7 жил картируются обособленно от известных трубок) и 3 отторгнутых тела пластообразной формы. На территории поля располагаются следующие промышленно алмазоносные кимберлитовые тела: «Айхал», «Сытыканская», «Юбилейная», «Краснопресненская» и «Комсомольская». Большинство же кимберлитовых тел, расположенных в Алакит-Мархинском поле, характеризуются убогой алмазоносностью. Исследования показали, что в большинстве кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля доминируют хромсодержащие гранаты ультраосновных парагенезисов. Исключение составляют трубки Коллективная и Светлая, в которых доминируют гранаты эклогитового парагенезиса, что не характерно для трубок этого поля.

Трубки Коллективная и Светлая расположены на севере Алакит-Мархинского поля, в водоразделе ручьев Веселый и Светлый. В плане трубка Коллективная имеет округлую форму диаметром около 60 м, Светлая – форму правильного овала размером 50х80 м, вытянутого в направлении с юго-востока на северо-запад. Кимберлиты трубок характеризуются гранат-пикроильменитовой ассоциацией индикаторных минералов.



Рис. 1. Диаграмма парагенетической принадлежности по Н.В. Соболеву [2] гранатов из кимберлитов тел Якутской алмазоносной провинции: 1 – дунит-гарцбургитовый; 2 – верлитовый; 3 – лерцолитовый; 4 – эклогитовый

По данным [1], содержание гранатов в кимберлитах обеих трубок невысоко и составляет 0,11 % в трубке Светлая и 0,075 % - в трубке Коллективная. Гранаты представлены обломками и осколками, редко округлыми зернами, иногда с реликтами келифитовых кайм. Цвет грана-TOB преимущественно оранжевокрасный. Изучено 98 зёрен гранатов из кимберлитов трубки Коллективная и 92 - из кимберлитов трубки Светлая. Выполненные исследования показали преобладание низкохромистых гранатов эклогитового парагенезиса по Н.В. Соболеву [2], к которому отнесены гранаты с содержанием Cr₂O₃≤0,2 мас. %, их количество составляет 91,7 и 74,4 % соответственно. Оставшиеся гранаты относятся к лерцолитовому парагенезису, гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса не установлено (рис. 1).

Гранаты эклогитового парагенезиса представлены по классифика-

ции Дж. Доусона и В. Стефенса [3] кальциевыми пироп-альмандинами (87,8 отн. % для трубки Коллективная и 53,3 отн. % для трубки Светлая) и магнезиальными альмандинами (4 % и 20 % соответственно). При общем сходстве, выборка гранатов из кимберлитов трубки Светлая характеризуется несколько большим разнообразием составов эклогитовых гранатов. Так, установлены титанистые кальциевые магнезиальные альмандины (1 %) и пироп-гроссуляровые альмандины (2 %) (рис. 2).



Рис. 2. Диаграмма групповой принадлежности по [3] гранатов эклогитового парагенезиса кимберлитов тел Якутской алмазоносной провинции: 1 – титанистый пироп; 2 – высокотитановый пироп; 3 – кальциевый пиропальмандин; 4 – титанистый кальциевый магнезиальный альмандин; 5 – магнезиальный альмандин; 6 – пироп-гроссуляровый альмандин

теризуются относительно повышенным содержанием титана и натрия.

нина [4] среди эклогитовых широко распространены гранаты из потенциально алмазоносных групп. Так, обе выборки характеризуются преобладанием гранатов группы 19, близких по составу к таковым из алмазоносных ильменит-рутиловых магнезиальножелезистых эклогитов, они составляют 82,3 % (трубка Коллективная) и 53,3 % (трубка Светлая) от количества изученных. Содержания основных оксидов в гранатах группы 19 из кимберлитов обеих трубок достаточно близки (таблица), но гранаты из кимберлитов трубки Светлая характеризуются относительно повышен-

По классификации В.К. Гара-

В изученных выборках отмечены также гранаты группы 20 (близкие по составу к таковым из алмазсодержащих магнезиально-железистых эклогитов), их количество в изученных выборках составляет 7,3 и 7,8 % соответственно. Так же, как и гранаты группы 19, гранаты группы 20 из кимберлитов трубки Светлая харак-

ным содержанием титана и натрия.

Как уже отмечалось, для гранатов из кимберлитов трубки Светлая характерно большее разнообразие гранатов эклогитового парагенезиса. Так, отмечены в значимых количествах гранаты групп (по [4]) 24 (близкие по составу к таковым из высокохромистых алмазсодержащих магнезиальных эклогитов) и 21 (из глинозёмистых алмазсодержащих эклогитов), их количество составляет 4 и 1 % соответственно. Также в изученных выборках присутствуют гранаты, сходные по составу с таковыми из высокожелезистых рутиловых эклогитов, их количество составляет 13,3 % от выборки гранатов из кимберлитов трубки Светлая и 2,08 % – трубки Коллективная. Гранаты этой химико-генетической группы также характеризуются относительно близким составом, но при этом гранаты из кимберлитов трубки Светлая характеризуются повышенным содержанием марганца и титана, при несколько пониженных – натрия и кальция (таблица).

Частота встречаемости хромсодержащих гранатов в изученных выборках невысока. По классификации Дж. Доусона и В. Стефенса они представлены преимущественно хромовыми пиропами, отмечены также титанистые и высокотитановые пиропы. По классификации В.К. Гаранина большая часть хромсодержащих гранатов относится к группе 9 (гранаты из лерцолитов и вебстеритов), которая характеризуется относительно низким содержанием Cr_2O_3 (0,25–3,28 мас. %). Гранаты этой группы из кимберлитов трубки Светлая по сравнению с аналогичными из кимберлитов трубки Коллективная характеризуются повышенным содержанием Cr_2O_3 и TiO₂, при пониженном – FeO.

Трубка Светлая характеризуется более широким спектром составов и хромсодержащих гранатов. Так, в изученной выборке установлены гранаты групп 4 и 5 (гранаты из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов с низко- и среднехромистым гранатом), их количество составляет 2 % от выборки, также отмечены гранаты группы 8 (слабо алмазоносных равномернозернистых ильменитовых лерцолитов с низкохромистым титанистым гранатом).

Количество гранатов, близких по составу к таковым из потенциально алмазоносных пород по классификациям В.К. Гаранина и Дж. Доусона и В. Стефенса для трубки Коллективная составляет 41,4 отн. %, для трубки Светлая – 28,7 %.

Таким образом, гранаты из кимберлитов трубок Коллективная и Светлая отличаются от таковых из большинства кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля как по цветовым, так и по химическим характеристикам. Так, для ураганноалмазоносной [5] трубки Айхал характерно доминирование фиолетовых и малиновых зёрен. Установлено, что в изученной выборке (538 анализов) преобладают гранаты ультраосновных парагенезисов (91,52 %), а гранаты эклогитового парагенезиса составляют 8,47 % от количества изученных.

Гранаты лерцолитового парагенезиса доминируют в изученной выборке и характеризуются широким разнообразием состава по классификации Дж. Доусона и В. Стефенса, но преобладают среди них хромовые и малокальциевые хромовые пиропы, их количество составляет 27,8 и 29,8 отн. % соответственно. Также отмечены титанистые пиропы (27,4 %), высокотитановые пиропы (11,06 %), уваровит-пиропы (1,92 %), кноррингитовые уваровит-пиропы (1,44 %) и кальциевые пироп-альмандины (0,48 %) (рис. 3).

Трубка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O			
Группа 19												
Ильменит-рутил±алмазсодержащие магнезиально-железистые эклогиты												
Коллективная	<u>40,5-38,52</u>	<u>0,14-0</u>	<u>22,8-21,1</u>	<u>0,19-0,0</u>	22,5-14,7	<u>0,49-0,25</u>	14,1-6,1	<u>11,7-3,9</u>	<u>0,09-0,0</u>			
	39,4	0,06	21,8	0,07	19,36	0,38	10,1	7,9	0,04			
Светлая	40,4-38,2	<u>1,47-0,01</u>	<u>22,8-21,0</u>	<u>0,15-0,0</u>	<u>23,7-13,8</u>	<u>0,49-0,24</u>	<u>13,7-5,5</u>	10,3-3,8	<u>0,15-0,0</u>			
	39,6	0,10	22,0	0,06	19,7	0,37	10,4	7,2	0,05			
Группа 20												
Алмазсодержащие магнезиально-железистые эклогиты												
Коллективная	<u>41,2-40, 9</u>	0,15-0,06	<u>22,6-22,3</u>	<u>0,14-0,14</u>	<u>11,9-11,6</u>	<u>0,35-0,31</u>	<u>17,7-17,1</u>	5,0-4,7	<u>0,06-0,01</u>			
	41,02	0,11	22,4	0,14	11,7	0,33	17,4	4,8	0,04			
Светлая	40,93-40,1	0,45-0,01	23,5-22,4	0,19-0,09	<u>15,4-13,4</u>	0,36-0,29	16,6-15,2	6,3-3,4	0,1-0,03			
	40,7	0,16	23,0	0,14	14,0	0,33	16,2	4,8	0,05			
Группа 24												
Высокохромистые±алмазсодержащие магнезиальные эклогиты												
Светлая	<u>41,6-41,0</u>	0,58-0,22	<u>23,2-21,1</u>	<u>1,65-0,14</u>	<u>11,3-7,4</u>	<u>0,48-0,3</u>	<u>20,9-18,3</u>	<u>4,8-3,6</u>	<u>0,12-0,06</u>			
	41,4	0,43	22,0	1,10	9,3	0,38	19,8	4,3	0,09			
Группа 28												
Высокожелезистые рутиловые эклогиты												
Коллективная	<u>38,5-38,2</u>	<u>0,07-0,05</u>	<u>21,7-21,6</u>	<u>0,04-0,04</u>	<u>29,3-28,1</u>	<u>0,77-0,5</u>	<u>9,1-7,3</u>	<u>2,0-1,6</u>	<u>0,08-0,06</u>			
	38,4	0,06	21,7	0,04	28,7	0,64	8,2	1,8	0,07			
Светлая	<u>39,8-38,1</u>	<u>0,11-0,04</u>	<u>22,6-21,2</u>	<u>0,09-0,02</u>	<u>29,3-26,1</u>	<u>0,92-0,53</u>	<u>9,5-7,4</u>	<u>1,9-1,4</u>	<u>0,08-0,0</u>			
	38,54	0,06	21,9	0,05	27,5	0,71	8,6	1,7	0,04			
Группа 9 Периолиты и ребстериты с низкохромистым гранатом												
	41 4 40 8	0.14.0.02	23.0.20.6	3 25 0 25	11285	0.46.0.23	20.0.18.1	6240	0.05.0.03			
Коллективная	$\frac{41,4-40,6}{41,01}$	0.14-0.02 0.08	22.2	1 26	94	0.36	$\frac{20,0-10,1}{18.9}$	$\frac{0,2-4,0}{5,00}$	0.04			
Светлая	42 0-41 0	0.22-0.03	21.9-20.3	3 28-1 5	90-86	0.45-0.36	20.3-10.2	5244	0.07-0.0			
	41,4	0,17	21,9-20,5	2,34	8,7	0,42	19,6	4,7	0,04			

Химический состав (мас.%) гранатов из различных химико-генетических групп [4] гранатов из кимберлитов трубок Коллективная и Светлая*

*В числителе первая цифра – максимальное содержание, вторая – минимальное, в знаменателе – среднее.



Рис. 3. Диаграмма групповой принадлежности по [3] гранатов кимберлитов тел Якутской алмазоносной провинции: 1 – титанистый пироп; 2 – высокотитановый пироп; 3 – кальциевый пиропальмандин; 4 – титанистый кальциевый магнезиальный альмандин; 5 – магнезиальный альмандин; 6 – пироп-гроссуляровый альмандин; 7 – железомагнезиальный гроссуляр; 8 – железомагнезиальный гроссуляр; 9 – хромовый пироп; 10 – малокальциевый хромовый пироп; 11 – уваровит-пироп; 12 – кноррингитовый уваровит-пироп Гранаты эклогитового парагенезиса сравнительно редки в изученной выборке (12,81 %), среди них большую часть составляют железистые разности. По классификации Дж. Доусона и В. Стефенса среди них преобладают магнезиальные альмандины (71,4 %), отмечены также кальциевые пироп-альмандины, титансодержащие пиропы (5,7 %), пироп-гроссуляровые альмандины (2,9 %).

Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют 35,6 % от изученной выборки. Преобладающая разновидность – малокальциевые хромовые пиропы (87 отн. %), отмечены также хромовые пиропы (8,8 %), кноррингитовые уваровит-пиропы (2,01 %), титансодержащие пиропы (1,3 %).

Самыми редкими в кимберлитах трубки являются гранаты верлитового парагенезиса, их количество составляет 5,57 % от количества изученных. Преобладающей разновидностью являются хромовые пиропы (39 %), отмечены также титанистые пиропы (21,7 %), уваровит-пиропы (17,4 %), железомагнезиальные уваровитгроссуляры (8,7 %), кноррингитовые уваровит-пиропы (4,36 %).

Гранаты из потенциально алмазоносных групп распределены следующим образом: гранаты ультраосновных парагенезисов составляют 53,8 %, эклогитового – 10 % от количества изученных.

Для высокоалмазоносной [5] трубки Юбилейная характерно преобладание оранжевых гранатов. Изучен химический состав 543 зерен гранатов. Преобладают в выборке гранаты из ультраосновных парагенезисов (86 %), гранаты эклогитового парагенезиса составляют 14 %.

По парагенетической принадлежности среди гранатов преобладают гранаты лерцолитового парагенезиса (61,14 % от всего количества изученных). По классификации Дж. Доусона и В. Стефенса, среди них преобладают титанистые (33,7 %) и высокотитановые пиропы (30,1 %). Отмечены также хромовые пиропы (13,9 %), малокальциевые хромовые пиропы (15 %), уваровит-пиропы (4 %) (рис. 3).

Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют 22,65 % от количества изученных, преобладают среди них малокальциевые хромовые пиропы (81 %). Отмечены также уваровит-пиропы (7 %), хромовые пиропы и титанистые пиропы (по 5 %) и кноррингитовые уваровит-пиропы (3 %).

Гранаты верлитового парагенезиса – самые редкие в изученной выборке (2,21 %), представлены они титанистыми пиропами и уваровит-пиропами.

Среди потенциально алмазоносных групп гранатов из кимберлитов трубки Юбилейная также преобладают гранаты ультраосновных парагенезисов.

Кимберлиты среднеалмазоносной [5] трубки Комсомольская характеризуются преобладанием фиолетовых и малиновых гранатов при относительно невысокой частоте встречаемости оранжевых и оранжево-красных. Имеются данные о составе 367 зерен гранатов. По химическому составу в изученной выборке преобладают гранаты ультраосновных парагенезисов (95,63 %), гранаты эклогитового парагенезиса составляют 4,37 %.

Среди ультраосновных гранатов преобладают гранаты лерцолитового парагенезиса, их количество составляет 53,01 % от выборки.

По классификации Дж. Доусона и В. Стефенса среди гранатов лерцолитового парагенезиса преобладают титансодержащие пиропы (45,88 %), несколько реже встречаются хромовые пиропы (28,87 %). Отмечены также малокальциевые хромовые пиропы (18,04 %), уваровит-пиропы (6,19 %), и кноррингитовые уваровит-пиропы (1,03 %) (рис. 3).

Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют 29,23 % от количества изученных. По классификации Дж. Доусона и В. Стефенса преобладающей разновидностью гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса и алмазной ассоциации является малокальциевый хромовый пироп (79,23 %). Отмечены также титансодержащие пиропы (17,7 %) и хромовые пиропы (10,7 %). Самые редкие гранаты дунитгарцбургитового парагенезиса – уваровит-пиропы (1,54 %) и кноррингитовые уваровит-пиропы (1,54 %).

Кимберлиты трубки Комсомольская характеризуются высокой частотой встречаемости гранатов верлитового парагенезиса, их количество составляет 13,39 % от количества изученных. Среди них преобладают хромовые пиропы (42,3 %), широко проявлены уваровит-пиропы (23 %), отмечены также малокальциевые хромовые пиропы (19,2 %) и титансодержащие пиропы (15 %).

Самыми редкими в кимберлитах трубки являются эклогитовые гранаты, их количество в изученной выборке составляет 4,37 %. Представлены они кальциевыми пироп-альмандинами (50 %), магнезиальными альмандинами (31,25 %) и титанистыми пиропами (18,75 %).

Для трубки Комсомольская характерно минимальное количество низкохромистых гранатов из потенциально алмазоносных групп (2,19 %), тогда как количество ультраосновных гранатов составляет 27,6 % от общего количества изученных.

Следует отметить, что для расположенной в непосредственной близости и относящейся по данным [1] к этому же кусту убогоалмазоносной трубки Искорка характерен спектр составов гранатов (97 анализов), существенно отличный от описанных для трубок Коллективная и Светлая: при сохраняющемся преобладании гранатов эклогитового парагенезиса (63,9 %) и широком распространении гранатов лерцолитового парагенезиса (28,9 %) отмечено присутствие дунит-гарцбургитовых (6,2 %) и верлитовых (1,03 %) гранатов.

Гранаты лерцолитового парагенезиса представлены преимущественно титанистыми пиропами, отмечены также хромовые пиропы, малокальциевые хромовые пиропы и уваровит-пиропы.

В изученной выборке гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса представлены исключительно хромовыми пиропами с низким содержанием кальция (группа G10 по классификации Дж. Доусона и В. Стефенса [3]), более того, их химический состав соответствует алмазной ассоциации по Н.В. Соболеву (рис. 3). Гранаты эклогитового парагенезиса, по классификации Дж. Доусона и В. Стефенса, представлены преимущественно магнезиальными альмандинами (55,7 %), в отличие от гранатов эклогитового парагенезиса из трубок Коллективная и Светлая, в которых доминируют кальциевые пироп-альмандины (87,8 отн. % для трубки Коллективная и 53,3 отн. % для трубки Светлая), содержание которых в кимберлитах из трубки Искорка составляет 6,2 отн. %.

В отличие от гранатов из кимберлитов трубок Коллективная и Светлая, где среди потенциально алмазоносных групп эклогитового парагенезиса доминируют (по классификации В.К. Гаранина) гранаты группы 19, близкие по составу к таковым из алмазоносных ильменит-рутиловых магнезиально-железистых эклогитов, для трубки Искорка характерно преобладание группы 28 (из неалмазоносных высокожелезистых рутиловых эклогитов).

Количество гранатов, близких по составу к таковым из потенциально алмазоносных пород по классификациям В.К. Гаранина и Дж. Доусона и В. Стефенса для трубки Искорка составляет 14 отн. % с небольшим преобладанием гранатов ультраосновных парагенезисов.

Выводы

Таким образом, гранаты из кимберлитов трубок Коллективная и Светлая отличаются от таковых из большинства кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля (вне зависимости от их продуктивности) как по цветовым, так и по химическим характеристикам.

Известно [6, 7], что гранаты основных парагенезисов широко проявлены в кимберлитах Накынского поля (Средне-Мархинский алмазоносный район). Эти данные подтверждены и исследованиями авторов. В исследованной выборке гранатов (528 зёрен) из кимберлитов трубки Нюрбинская зафиксирована высокая доля гранатов эклогитового парагенезиса (41,5 %), более того, среди них высока доля гранатов алмазной ассоциации (около 7 %). Так же, как и в изученных выборках гранатов из кимберлитов трубок Коллективная и Светлая, среди гранатов алмазной ассоциации эклогитового парагенезиса преобладают кальциевые пиропальмандины. Более того, наблюдается их сходство и в химическом составе (рис. 4).

Полученные данные свидетельствуют о неоднородном составе верхней мантии в пределах куста трубок, поскольку в её разрезе под трубкой Искорка наблюдается преобладание ультраосновных пород, тогда как для трубок Коллективная и Светлая – основных. Соответственно, есть основания предполагать и неравномерное распределение алмазоносности в этом кусте, т.е. нельзя исключать вероятность того, что, подобно трубкам Удачная и Зарница, Айхал и Юбилейная, трубка с большей площадью характеризуется меньшей алмазоносностью.



Рис. 4. Диапазоны содержаний оксидов в гранатах эклогитового парагенезиса, близких по составу к таковым из включений в алмазах из кимберлитов трубок Якутской алмазоносной провинции

В связи с этим возникает вопрос о пересмотре перспектив алмазоносности данных тел, для чего необходимо провести детальные петрографические, петрохимические и минералогические исследования кимберлитов трубок Коллективная и Светлая.

Список литературы

1. *Илупин И.П.* Разработка комплекса вероятностных критериев алмазоносности кимберлитов и проведение переоценки перспектив алмазоносности трубок Далдыно-Алакитского района и ряда мезозойских трубок северной части провинции с выделением объектов первой очереди под переопробование. – М., 1995. – 37 с.

2. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 264 с.

3. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. – М.: Мир, 1983. – 300 с.

4. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 240 с.

5. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998. – 555 с.

6. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. и др. Петрохимическая модель и минералогические особенности трубки Ботуобинская // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный, 1998. – С. 102–105.

7. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003. – 603 с.

УДК 549.6 : 552.52

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ ИЗ ПОТЕНЦИАЛЬНО АЛМАЗОНОСНЫХ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

И.И. Никулин

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Изучались минеральные особенности пелитовой фракции из трёх различных фациальных типов нижнеюрских осадочных горных пород Накынского кимберлитового поля. Это базальные горизонты укугутских отложений (J₁uk), смежные делювиальные и карстовые образования дьяхтарской толщи (T₃-J₁). Намечены основные ассоциации минералов цемента из базальных горизонтов с потенциальной алмазоносностью данных отложений. Проведены исследовательские и опытнометодические работы по данному направлению – диагностическое изучение глинистой составляющей в гетерогенных осадочных толщах и оценка возможности определения в их составе переотложенных продуктов разрушения кимберлитов.

Генезис разных модификаций слоистых силикатов может быть чрезвычайно различным и в осадочных породах не всегда поддающимся однозначной интерпретации: они могут формироваться в результате преобразования (трансформации) других минералов со слоистыми структурами, образовываться синтетическим путём или присутствовать в качестве обломочных компонентов. Широкая распространённость и разнообразие минеральных разновидностей глин создают благоприятную основу для выявления генетических связей между структурой, химическим составом, парагенезисами сопутствующих компонентов и геологическими обстановками распространения этих минералов.

Литологические исследования описываемых отложений проводились при изучении кернового материала по 46 разведочным, более 300 поисковым и 15 параметрическим скважинам, охватывающим различные структурно-фациальные зоны междуречья Хання-Накын. Также были использованы данные Ботуобинской ГРЭ АК «АЛРОСА» и комплекса лабораторных исследований ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Аналитические работы производились в лабораториях ЯНИГП ЦНИГРИ, Центральной аналитической лаборатории БГРЭ и Воронежского государственного университета. С помощью рентгенографии определялся полуколичественный состав.

Объекты исследований

Дьяхтарская толща (J_1 dh) (геттанг (?) – ранний плинсбах) в целом приурочена к разломно-карстовой зоне северо-восточного простирания в пределах центральной ветви Вилюйско-Мархинской кимберлитовой зоны и выполняет открытые карстовые полости. Рассматриваемые отложения занимают приблизительно до 30 % площади и залегают с перерывом на породах нижнего ордовика (O_1 ol), частично на среднепалеозойских кимберлитах (D_3 - C_1) и перекрываются с размывом нижнеюрскими отложениями укугутской (J_1 uk) и тюнгской свит (J_1 tn) [1]. По данным Ботуобинской ГРЭ, выделяются следующие литогенетические типы отложений: 1) алевритовые и песчано-алевритовые пролювиально-озерные осадки проточных карстовых

озер; 2) глинисто-песчаные пролювиальные осадки наземных и подземных карстовых водотоков; 3) щебнисто-галечные пролювиальные отложения обломочно-грязевых и водных потоков карстовых депрессий; 4) глинистые и обломочно-глинистые делювиальные (эллювиально-делювиальные) осадки склонов, эрозионных и эрозионно-карстовых депрессий и понижений рельефа; 5) песчаные и глинистые инфлювиальные осадки подземно-карстовых полостей; 6) коллювиальные глыбовые брекчии оползневого, просадочного и обвального происхождения.

Наиболее широким площадным распространением пользуются закарстованные (элювиальноделювиальные) образования, представленные уплотненными алевритистыми глинами [2] мощностью до 15 м (см. вкл., рис. 8, а). Это в основном слабо смещенные продукты выветривания коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего ордовика. От элювиальных образований коры выветривания они отличаются по включениям щебня, реже галек, гравия, песка и траппового ильменита. Переотложенные и повторно литифицированные, так называемые «карбонатные», глины характеризуются пестроцветной окраской, отсутствием слоистости, кусковой отдельностью со следами гравитационного скольжения, наличием сферолитов сидерита. Наиболее благоприятными для поисков здесь являются депрессии, образованные близ расположенных кимберлитовых диатрем [3]. Грубообломочный материал остроугольной и окатанной формы представлен только местными выветренными или окремнелыми терригенно-карбонатными породами нижнего ордовика. Среди обычно мелких обломков нередко встречаются довольно крупные (20–40 см), состоящие из алевролитов, реже – известняков нижнего палеозоя. Данные отложения сформированы в результате плоскостного смыва при существенной роли гравитационных процессов.

Центральные части полостей сложены щебнистыми конгломератами, гравелитами, галечно-песчаными осадками флювиальных фаций, а также алевролитами, глинами и их углистыми разностями озерного и озерно-болотного генезиса. Крутые бортовые части – обвально-осыпными и оползневыми отложениями. Провально-оползневые процессы при формировании толщи характерны для всех типов депрессий. Мощность толщи варьирует от 3 до 36 м.

Укугутская свита (J_1 uk) (ранний плинсбах) залегает на эродированной поверхности нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород (O_1 ol), среднепалеозойских траппах, кимберлитах и с неглубоким размывом на карстовых отложениях дьяхтарской толщи. Перекрывается морскими отложениями тюнгской (J_1 tn), а на отдельных участках и сунтарской (J_1 sn) свит [1]. Состав песчано-алевритовый, с подчиненным количеством алевролитов, глин, гравийников, галечников и конгломератов [2].

Зачастую в основании свиты залегают базальные горизонты (см. вкл., рис. 8, б). В единичных разрезах встречаются максимум два базальных горизонта. Это обычно брекчиевидные конгломераты (конглобрекчии), серые, прослоями зеленоватые, среднеобломочные плотные с обилием траппового ильменита. Содержание обломочного материала угловато-окатанной и окатанной формы варьирует от 50–60 % до 90 %. Обломочный материал в основном представлен выветрелыми окремнелыми и кремнистыми породами нижнего палеозоя либо мелкогалечным конгломератом серого, коричневато-серого цвета брекчиевидной текстуры с содержанием обломочного материала до 60 %. Обломки преимущественно угловато-окатанной, угловатой формы представлены существенно окремнелыми и маршаллитизированными разностями известняков и доломитов нижнего палеозоя. Вверх по разрезу эти прослои сменяются тонкогоризонтальнослоистыми углистыми аргиллитами темно-коричневого цвета.

Базальные горизонты характеризуются двумя типами: в большинстве площадей они образовывались за счёт кратковременного наступления моря с затоплением суши и образованием озёрно-болотных отложений и по ряду характеристик отмечаются как продукты делювиально-пролювиальных отложений. Отмечаются редкие прослои бесцементных конглобрекчий. Максимально отмеченная мощность базальных горизонтов достигает 50 см. Характерна высокая насыщенность разноразмерными углефицированными остатками, сидеролитовыми и сульфидными конкрециями. В целом по минеральному составу она соответствует укугутской свите, седиментированной в Мало-Ботуобинском районе [4]. Мощность свиты варьирует от 12 до 48 м.

Особенности минеральных ассоциаций глинистого материала

Дьяхтарская толща. 1. Делювиально-пролювиальные – от глины сильно алевритовой (до 50 %) до алевролита мелкозернистого сильно глинистого. Цвет варьирует от светло-серого, зелёного до оранжевого. Присутствуют окремнелые обломки с закруглёнными краями преимущественно размером до 1х1 см. Единичны либо отсутствуют обломки карбонатных пород в виде таблитчатых разновидностей. Минералы: каолинит – 10–31 %, иногда до 50 %, хлорит – от следов в кристаллической решётке до 9 %, слюды – до 8 % и гидрослюды – 10–15 %, встречаются также единичные кристаллы галлуазита (по данным РЭМ и рентгенографии). 2. Карстовые образования – толща перемятых бурых и зелёных глин с карбонатными породами в виде таблитчатых разновидностей (размерами до 3 см). Минералы: каолинит – 13–40 %, гидрослюды – 14–42 %, хлорит – до 5 %, единичные кристаллы тонкой вытянутой формы (по данным РЭМ).

Укугутские породы. Из приведённых литологических работ видно, что в спокойно накопленных укугутских отложениях в цементе алевритовых песчаников картина зачастую по составу однообразная – каолинит до 65 % и слюды до 15 %. А вот в базальных горизонтах минеральные ассоциации имеют другой состав – в меньших количествах присутствуют каолинит и слюды (до 10 %); в заметных количествах хлорит (до 10–15 %) и значительное проявление глинистых минералов группы монтмориллонита (до 63 % – из проб, отобранных близ расположенных известных кимберлитовых тел) либо его механических смесей с гидрослюдой. Смектиты из этих пород различаются рентгенографическим методом на два типа: триоктаэдрические в непосредственной близости кимберлитового тела и диоктаэдрические рядом с магматическими телами основного состава. Примечательно, что в экзотических образцах (повышенные содержания смектитов и хлоритов) при использовании РЭМ отмечаются три типа кристаллов тонкой вытянутой формы (см. вкл., рис. 9, а, б): стержневидные, стержневидные полые (типа «трубочек») и волокнистые. Отмеченное скудное разнообразие минералов в цементе перечисленных выше пород компенсируется большим разнообразием их элементарного состава и, в соответствии с этим, структурных особенностей. Следствием этого являются пестрота смешанослойных минералов и внутрирядовое разнообразие хлорита.

Одно из важных значений имеет присутствие в породе гидрослюды (см. вкл., рис. 10, а, б), которая обнаружена только в профилях выветривания терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и кимберлитов. Детальное исследование гидрослюд в указанных профилях показало, что этот минерал характеризуется специфическими структурными и кристаллохимическими особенностями как в различных типах кор выветривания, так и в отдельных частях профиля. Различная химическая природа и структурные особенности гидрослюд [5], в частности, их политипия, может являться надёжным типоморфным признаком, позволяющим оценивать степень их стабильности в рассмотренных корах выветривания, а также открывающим возможность прогнозирования устойчивости продуктов переотложения последних. Например, в процессе аналитических работ выяснилось, что присутствие в мезозойских осадочных толщах (J_1 dh и J_1 uk) рассматриваемой территории гидрослюды 2М₁ чётко указывает на её связь с размывом древних кор выветривания, возникших на терригеннокарбонатных породах. При этом ассоциация её с каолинитом свидетельствует о денудации верхних, наиболее изменённых гипергенными процессами, горизонтов выветривавшихся пород. В свою очередь, наличие в переотложенных продуктах гидрослюд 1М, особенно без примеси каолинита (так как на наиболее глубоких стадиях выветривания гидрослюда 2M1 путём последовательных трансформаций в 1M и далее 1Md также может переходить в каолинит), свидетельствует о переотложении продуктов гипергенного изменения кимберлитов, что можно использовать в качестве критерия при поисках алмазных месторождений [6].

Каолинит является широко распространенным слоистым алюмосиликатом в осадочных породах. В наших исследованиях внимание было обращено на то, что скорость его образования зависит от химизма и минералогических особенностей исходных пород. В связи с этим в дальнейших работах планируется выявить закономерности различий величины индекса упорядоченности каолинита [7], чтобы использовать его в качестве типоморфного признака для выяснения генезиса переотложенных каолинитов. Здесь стоит отметить, что особого внимания заслуживает изучение каолинитов с неупорядоченной структурой. На данном этапе в таких минералах группы каолинита методом рентгенографии регистрируются нарушения в структуре в виде смектитовых прослоев (рис. 1).



Рис. 1. Дифрактометрические кривые неупорядоченного каолинита с нарушениями в структуре из фракции мельче 0,001 мм, скв. (1)4/120(2), интервал опробования 31,2–33,2 м

В связи с тем, что группа хлорита по своему химическому составу имеет большое разнообразие, а также принимая во внимание потенциальную магнезиальность продуктов разрушения материнских пород, мы придерживались в основном классификации С. Бейли. Он предложил сохранить только два наименования для Fe–Mg-хлоритов разного состава – клинохлор (Mg-разновидность) и шамозит (Fe-разновидность), среди которых также можно различить Mg–Fe-клинохлор или Fe–Mg-шамозит.

С другой стороны, автором уделено внимание и тому, что кристаллохимическая характеристика магнезиальных хлоритов (рис. 2, а, г), не измененных эпигенезом осадочных пород терригенно-эвапоритовых формаций, существенно отличается от минералов этой же группы, формирующихся по ультрабазитам [5]. Здесь намечается основное отличие – суммарное содержание Al, локализующегося как в октаэдрах, так и в тетраэдрах, которое в хлоритах осадочных пород всегда превышает 2,2 на формульную единицу, позволяя весьма четко разграничивать эти два генетически различных типа магнезиальных хлоритов [8, 4]. При сравнении химических формул хлорита и флогопита видно, что для преобразования одной структурной



Рис. 2. Дифрактометрические кривые ориентированных препаратов фракции мельче 0,001 мм из разнофациальных отложений: *а* – *скв.* 530/3 гл. 92,0 м; *б* – *скв.* 280/2 гл.78,0 м; *в* – *скв.* 260/5 гл. 74,0 м; *г* – *скв.* 120/2 гл. 87,0 м; *д* – *скв.* 120/1 гл. 53,0 м

ячейки флогопита в хлорит нужны следующие условия: вынос Al и щелочей на фоне концентрации Mg и незначительного накопления кремнезёма или привнос Mg на фоне инертного поведения SiO₂ и выноса незначительных количеств Al (при перераспределении в новой структуре минерала) и интенсивного выноса щелочей.

В свете этих процессов преобразование флогопита в вермикулит представляется промежуточной стадией в преобразовании флогопита в хлорит [9]. При вермикулитизации флогопита происходит значительный вынос щелочей (в основном калия), вынос алюминия и накопление железа и магния. Таким образом, для хлоритизации и вермикулитизации флогопита необходим избыток магния в преобразующих водных растворах. Результаты проведённых исследований глинистой фракции коры выветривания кимберлитов показывают, что избыток магния в растворах может произойти при преобразовании серпентина в смектит-сапонит. В результате этого превращения из структурной ячейки серпентина следует удалить примерно половину магния, который в ней содержится. Поэтому, видимо, процессы монтмориллонитизации серпентина и хлоритизации флогопита взаимосвязаны. Как видно из исследований глинистой фракции, смесь хлорита и минерала группы монтмориллонита, а иногда и гидрослюды типа вермикулита, характерна для конечных продуктов выветривания кимберлитов.

Из ранее проведённых исследований [10] выяснено, что минералом-индикатором в корах выветривания по кимберлитам считается триоктаэдрический смектит-сапонит. В некоторых литературных источниках (Жердев, 1991; Соболев и др., 1991) описывается механизм образования сапонита и метод его идентификации, который используется в лабораториях ЯНИГП ЦНИГРИ. На данном этапе исследований этот минерал регистрируется только в элювиальных (до 46 % в пелитовой фракции) и в верхних частях делювия (5–15 % в пелитовой фракции) образованиях. Од-

нако даже при этом следы его кристаллической решётки в смешанослойных минеральных образованиях (стивенсит и хлорит-сапонит) прослеживаются на расстоянии до 1 км. Они зачастую выражаются в виде неупорядоченных триоктаэдрических смешанослойных образований. Этот минерал также может находиться в неизменённом виде при переносе (суспензионные потоки) и накоплении (осадок (неуплотнённые глины)) либо в аргиллитах (мезокатагенез) при ближнем сносе [11]. Далее при трансформационном генезисе первично аутигенных разностей в результате мезокатагенеза могут образовываться смешанослойные группы: тальк-сапонитовые и хлорит-сапонитовые (по схеме эволюции Д.Д. Котельникова, 1983). А уже в аргиллитах аллотигенный сапонит представлен смешанослойным хлорит-сапонитовым образованием.

Диоктаэдрические монтмориллонит-гидрослюдистые минералы доминируют по распространённости среди смешанослойных образований в осадочных породах Накынского поля. Они в известной степени связаны с продуктами разрушения магматических пород. В свою очередь, их триоктаэдрические аналоги представляют реликтовые минералы кор выветривания, главным образом основных и ультраосновных пород.

Триоктаэдрические, из слоёв 2:1, смешанослойные образования (рис. 3), в связи с неустойчивостью при переотложении, установлены в осадочных породах только при ближнем переносе аллотигенного материала либо в виде аутигенных образований. Их ничтожные содержания очень редко регистрируются рентгенографическим методом.

Среди смешанослойных образований на основе 2:1:1 или хлоритового, а также 2:1, или монтмориллонитового (сапонитового) пакетов замечено, что формируются либо полностью ди-, либо полностью триоктаэдрические разновидности (рис. 2, б, в, д). Образование неупорядоченной группы хлорит-сапонита зависит от гранулометрического типа содержащих их пород (Шутов и др., 1972). Далее нами установлено, что



Рис. 3. Кривая ИК-спектра смешанослойного образования с триоктаэдрическими слоями смектита из скв. 5/1 гл. 103,1 м

уменьшение упорядоченности кристаллической структуры у минералов наблюдается в поровых цементах песчаников (с базальным цементом) – базальная цементирующая масса алевролитов – глинистое вещество алевролитов и мергелей. Этот факт проявляется в большинстве подобных образцов. Некоторыми исследователями (В.А. Франк-Каменецкий с соавторами, 1957) предлагается уделять внимание находкам смешанослойных соединений хлорит-сапонита (α-корренсит), который, по их мнению, не образуется в гипергенных условиях и считается типичным лагунным минералом и возникает через стадию монтмориллонита и сапонита за счёт трансформации Al-Mg-слоисто-цепочечного минерала – палыгорскита. В этом свете представляется, что, локализуя разновидность этого минерала, можно выяснить источник – минералы группы монтмориллонита, а затем и материнскую коренную породу. Однако этому следует уделить внимание в последующих исследованиях.

Основные выводы

В условиях континентального осадконакопления, в том числе в крупных пресных водоёмах, глинистые минералы подвержены ограниченным изменениям. В осадках континентального типа они чётко отражают как характер источников сноса, так и условия их накопления, обусловленные в основном дальностью и скоростью переноса.

Полученные материалы показывают, что первоочередному опробованию для литолого-минералогического изучения с целью установления легких минералов кимберлитов подлежат базальные горизонты осадочных толщ с галечно-щебнистым обломочным материалом и песчано-глинистым заполнителем, представляющие собой пролювиальные веерные шлейфы и осадки приустьевых выносов постоянных коротких и временных водотоков в пресноводные бассейны, а также грубозернистые гравийно-песчаные линзы внутри алевритовых слоев.

В целом изучение слоистых алюмосиликатов из цемента базальных горизонтов показало, что сохранение первично-обломочного состава глинистых минералов в осадках, а затем и в осадочных породах или глубокая их переработка с возникновением новых минеральных видов будет зависеть от ряда факторов: от устойчивости глинистого минерала к воздействию внешней среды; от степени его приспособленности к конкретным условиям; от скорости осадконакопления; от степени изменённости пород в эпигенезе.

Необходимо учитывать и другой критерий при начальной стадии локализации источника сноса глинистого материала. Известно, что скорость образования в профилях выветривания одного из конечных продуктов выветривания (каолинита и степени упорядоченности его кристаллической структуры) зависят от химизма и минералогических особенностей исходных пород. Различная величина индекса упорядоченности каолинита, образовавшегося в профилях выветривания, может быть использована в качестве типоморфного признака для выяснения генезиса переотложенных частиц минерала. А электронно-микроскопические исследования позволят по величине кристаллов в определённой степени определить интенсивность промывного режима.

Полученные результаты имеют очевидный геологический интерес в познании литологии Накынского кимберлитового поля. Однако при проведении в других районах подобных работ не стоит забывать о климатических условиях формирования кор выветривания, из-за чего минеральные ассоциации глин могут быть иными.

Список литературы

1. *Никулин И.И*. Литогенез в тектонических эпохах формирования структур Накынского поля Западной Якутии // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. – Воронеж, 2006. – С. 35–40.

2. *Никулин И.И*. Литологические типы пород в структурах Накынского поля Западной Якутии // Вестник ВГУ. Серия Геология. – 2006, №2. – С. 87–94.

3. Комплексирование работ по прогнозу и поискам алмазных россыпей карстового типа. Прогнозно-поисковые комплексы. Выпуск XIV / Сост.: Прокопчук Б.И., Левин В.И., Метелкина М.П., Шофман И.Л. – М.: ЦНИГРИ, 1984. – 43 с.

4. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. – М.: Наука, 1975. – С. 60–69.

5. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья // Тр. Геологического института, вып. 63. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 234 с.

6. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об устойчивости и палеогеографическом значении гидрослюд в корах выветривания и продуктах их переотложения на территории Западной Якутии // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 255, № 3. – С. 705–709.

7. Русько Ю.А. Каолинизация и каолиниты Украинского щита. – Киев: Наукова думка, 1976.

8. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. – М.: Наука, 1991. – 176 с.

9. Рожков И.С., Михалёв Г.П., Прокопчук Б.И., Шамшина Э.А. Алмазоносные россыпи Западной Якутии. – М.: Изд-во Наука, 1967. – 280 с.

10. Стегницкий Ю.Б. Глинистые минералы коры выветривания кимберлитовых пород и возможности их использования при поисках и разведке коренных месторождений алмазов // Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. – Якутск: ЯФ ГУ «Изд-во СО РАН», 2004. – С. 167–172.

11. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. – М.: Недра, 1986. – 247 с.

УДК 549.0:553.1

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МИНЕРАЛОВ-СПУТНИКОВ АЛМАЗА В КОРЕННЫХ И РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Т.В. Посухова¹, В.В. Третяченко², В.К. Гаранин¹

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва ² ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Архангельск

На основании сравнения морфогенетических особенностей МСА из трубки им. В. Гриба с кимберлитами месторождения им. М.В. Ломоносова и трубками Кепинского и Верхотинского полей рассматриваются основные факторы, определяющие особенности глубинного морфогенеза МСА в кимберлитах Архангельской алмазоносной провинции (ААП). Описываются особенности МСА из урзугского коллектора Зимнебережного алмазоносного района ААП, среди которых выделено 2 основных типа: ближнего – связанного с аллювиальными фациями и относительно дальнего сноса, связанного с бассейновыми обстановками осадконакопления, формирование которых происходило в условиях жаркого аридного климата. На примере Тимана и Урала рассматриваются особенности МСА и условия образования россыпей дальнего сноса, потерявших связь с первоисточником.

Объекты северного обрамления Восточно-Европейской платформы (ВЕП) дают богатый фактический материал для изучения закономерностей изменения морфологии минералов-спутников алмаза (МСА), начиная с формирования кимберлитовых тел и кончая образованием россыпей дальнего сноса, потерявших связь с первоисточником. В этом регионе хорошо изучены и ореолы ближнего сноса Архангельской алмазоносной провинции (ААП) и россыпные объекты Тиманского кряжа и Западного Урала, для которых первоисточники не выявлены.

Глубинный морфогенез минералов-спутников алмаза в кимберлитах ААП

В кимберлитах ААП установлены МСА разных морфологических групп [1]. Результаты проведенных исследований показали, что распределение морфологических групп МСА существенно варьирует по отдельным трубкам, по типам кимберлитовых пород, верхним и нижним горизонтам и по отдельным профилям. Выявленные отличия определяются несколькими факторами. Фактор 1 – различная генетическая принадлежность выделенных морфологических групп МСА. Этапы и стадии морфогенеза для выделенных генетических групп различны, поэтому каждая группа характеризуется своими особенностями морфологии. Изучение характера поверхности МСА методом растровой электронной микроскопии (РЭМ) показало, что среди изученных зерен присутствуют минералы, на поверхности которых наблюдаются весьма разнообразные скульптурные формы, образующиеся в результате воздействия на кристаллы различных процессов – метаморфических, гипергенных и гидротермальных [1, 2].

Зерна, поднятые кимберлитом из мантийных глубин (эклогитовые и ультрабазитовые), будут нести следы их кристаллизации в этих условиях и, что особенно важно, следы посткристаллизационных изменений под действием мантийного метасоматоза и внутрикоровых преобразований, поэтому их морфология будет определяться, скорее всего, условиями выплавления кимберлитов и условиями их подъема к поверхности.

Морфология зерен, захваченных кимберлитом из вмещающих пород, в том числе и метаморфогенных, которые прошли все стадии морфогенеза, начиная с кристаллизации в соответствующих термодинамических условиях и кончая гипергенными преобразованиями при попадании этих зерен в осадочные породы, будет определяться во многом именно последними гипергенными процессами. Метаморфогенные гранаты характеризуются округлой и округло-овальной формой, розовым и оранжевым цветом и коррозионной поверхностью.

Большая часть МСА в изученных пробах является продуктом дезинтеграции глубинных мантийных пород. Исследования минералов показали, что они кристаллизовались при высоких Р-Т параметрах, в том числе и в условиях алмаз-пироповой фации глубинности и относятся к определенному типу мантийного субстрата, развитому под Архангельской алмазоносной провинцией [3]. На примере гранатов трубки им. В. Гриба удалось проследить принадлежность зерен разного состава к разным морфологическим группам. Красные и желто-оранжевые гранаты имеют практически одинаковые соотношения всех морфологических характеристик (разница менее 6 %), что говорит о едином механизме их зарождения и роста, об условиях подъема к поверхности и степени травления. Близки к ним условия роста и развития фиолетового граната (различия менее 5 %), за исключением резкого преобладания зерен, покрытых келифитовой каймой (49 %, по сравнению с 16 % для красных и оранжевых). Объяснением может служить предположение о более агрессивной по отношению к фиолетовому гранату среде, в которой он оказался после кристаллизации. Предполагается, что это связано с меньшей устойчивостью фиолетовых гранатов в отношении келифитизации [4]. Наиболее не похож на все остальные коричневый гранат. Он выделяется значительно худшей сохранностью (42 % осколков по сравнению с 35 % для остальных цветовых разностей) и большей овализированностью. Содержание граната округло-овальной формы среди зерен красного, желто-оранжевого, фиолетового и розового цветов составляет 4,0 %, а среди гранатов коричневого цвета – 41,5 %. Следует отметить преобладание ямчато-бугорчатой поверхности и зерен в «рубашке» (по 45 %) над тонко-матированной (9,5 %). Таким образом, по совокупности морфологических характеристик можно сделать предположение о более коротком, но более ярко выраженном этапе коррозионного растворения и травления для зерен коричневого граната, чем для других разностей.

Фактор 2 – различия в условиях становления кимберлитов различных фаз внедрения: в скорости подъема материала и в степени его вторичной проработки, поэтому соотношения зерен MCA разных морфологических типов значительно варьируют в породах различного петрографического состава.

Для ксенотуфобрекчии, сформированной при максимальных динамических параметрах, характерны высокие содержания прозрачных зерен хромдиопсида с яркой изумрудно-зеленой окраской и шероховатой поверхностью. В эруптивной брекчии, образующейся в условиях более медленного остывания, отмечено повышенное содержание полупрозрачных зерен округло-овальной формы, а также зерен пироксенов темнои светло-зеленой окраски, присутствие зерен с огранкой. В автолитовой брекчии, относящейся ко второй фазе внедрения, наблюдается преобладание лиловых гранатов, более высокие содержания зерен с огранкой и с гладкой поверхностью, меньшее развитие округло-овальных выделений и зерен с ямчатой поверхностью. Наибольшее распространение имеют пурпурно-красные и фиолетово-лиловые расколотые зерна и обломки неправильной формы с тонко матированной (нижние горизонты) или ямчато-бугорчатой (верхние горизонты) поверхностью. Находки келифитовых кайм редки (1,5-4 %). Каймы светло-зеленые или темноокрашенные, достаточно тонкие. В порфировых кимберлитах трубки им. В. Гриба содержание зерен округлоовальной формы выше, чем в пробах из ксенотуфобрекчий. Отмеченные особенности морфологии можно трактовать как результат более быстрого подъема ксенотуфобрекчий, который сопровождался раскалыванием зерен гранатов и захватом большого количества ксеногенного материала по сравнению с более спокойными условиями становления автолитовых брекчий и порфировых кимберлитов. В туфогенно-осадочных породах кратерной фации возрастает доля мелких расколотых зерен и обломков неправильной формы оранжевых (16 %) и розовых гранатов некимберлитового генезиса с гладкой поверхностью или характерной «фасеточной» скульптурой. Верхние горизонты трубок характеризуются повышенными содержаниями розовых и желто-оранжевых целых и расколотых зерен гранатов округло-овальной и неправильной формы с тонкоматированной, ямчато-бугорчатой и гладкой поверхностью.

Совокупность обоих факторов формирует типоморфные особенности морфологии МСА для различных кимберлитовых объектов. Сравнение морфогенетических особенностей МСА из высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба, кимберлитов месторождения им. М.В. Ломоносова и пород из слабоалмазоносных и неалмазоносных трубок Кепинского и Верхотинского полей позволяет выявить их существенные различия. Морфогенетические особенности МСА указывают на различные условия их сохранности в кимберлитах ААП. В ряду трубка – месторождение им. В. Гриба – трубки месторождения им. М.В. Ломоносова – диатремы Верхотинского и Кепинского полей сохранность их снижается:

1. МСА существенно различаются по гранулометрии: в трубке им. В. Гриба присутствуют зерна крупных размеров, в кимберлитах месторождения им. М.В. Ломоносова – как правило, мельче 1 мм.

2. Для месторождения им. В. Гриба следует отметить широкое проявление процессов мантийного метасоматоза, проявившееся в развитии тонких кайм специфического минерального состава на гранатах и пироксенах.

3. МСА из трубки им. В. Гриба отличаются от кимберлитов месторождения им. М.В. Ломоносова слабым проявлением коррозионных процессов, сопровождающихся развитием специфических форм магматической коррозии.

4. Наблюдаются отличия между кимберлитами, содержащими ильменит (трубка им. В. Гриба, Ан-688 и Ан-751), в которых МСА отличаются повышенной трещиноватостью и плохой сохранностью и трубками, где ильменит не обнаружен (месторождение им. М.В. Ломоносова).

5. По морфологическим характеристикам МСА в кимберлитовой трубке им. В. Гриба выявлено широкое развитие явлений растрескивания в процессе быстрого подъема к поверхности кимберлитового расплава, интенсивного катаклаза в мантийных условиях, изменений, вызванных мантийным метасоматозом, признаком которого является развитие келифитовых кайм.

6. Плохая сохранность MCA из непродуктивных тел объясняется интенсивным развитием коррозионных процессов. Выявлены свидетельства существенной постмагматической переработки поверхности минералов в трубках Кепинского поля. Установлены факты более сильной проработки пород Верхотинского поля и более высокой скорости становления трубок Золотицкого поля.

Гипергенный морфогенез минералов-спутников алмаза в ореолах рассеяния, связанных с каменноугольным коллектором Зимнебережного района ААП

Материалы, представленные в монографии [1], выявляют значимые отличия в распространенности различных морфогенетических групп алмазов и их спутников в изученных кимберлитовых телах. Эти отличия позволяют, с одной стороны, проводить паспортизацию изученных тел, а с другой – являются основой для решения вопросов типизации и локализации поисковых ореолов.

Были изучены гипергенные изменения минералов-спутников алмаза из перекрывающих трубки каменноугольных отложений урзугской свиты, представленные двумя ассоциациями MCA: гранатклинопироксен-хромшпинелевой, характерной для месторождения им. М.В. Ломоносова, и клинопироксенгранат-ильменитовой, типичной для трубок Кепинского поля. Здесь отмечается присутствие зерен MCA двух основных морфогенетических типов. Первую группу составляют мелкие зерна с незначительным механическим износом (или без него), сохранившие первичный магматогенный или гидротермальнокоррозионный рельеф, подвергшиеся коррозионному растрескиванию. Вторая группа – это зерна с сильным механическим износом, претерпевшие неоднократное переотложение, перенос, прибрежно-морскую обработку и в определённой степени потерявшие связь с коренным первоисточником [5].

Неравномерное распределение описанных морфогенетических групп МСА в разнофациальных каменноугольных отложениях западного фланга центральной части Зимнебережного района позволяет выделить в районе Золотицкого кимберлитового поля 2 основных типа ореолов МСА, связанных с аллювиальными и бассейновыми отложениями урзугской свиты, формирование которых происходило в условиях жаркого аридного климата:

1. Первый тип представлен ореолом повышенных концентраций МСА ближнего сноса, который установлен, главным образом, в базальных горизонтах аллювиальных фаций урзугской свиты, в непосредственной близости и на удалении до 6-8 км от трубок месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова (рис. 1). В составе МСА резко доминируют хромшпинелиды (до 70-80 %), реже встречаются пиропы (5-15 %) и редко хромдиопсиды, в весьма незначительных концентрациях отмечается пикроильменит. Подавляющая масса МСА представлена классом -0,5 мм, более крупные размеры, не превышающие 1 мм – единичны. Частота встречаемости МСА в шлиховых пробах низкая и чрезвычайно низкая. Содержания также очень низкие и, как правило, не превышают 2-5 знаков на пробу весом 10-15 кг, очень редко, в непосредственной близости от трубок, достигая 10–15 знаков. На зернах МСА сравнительно хорошо сохраняется первично-магматический рельеф, иногда отмечаются пиропы с реликтами келифитовой каймы и хромдиопсиды в карбонатной рубашке. Процесс истирания проявлен слабо и достигает максимум 1-й степени механического износа. По особенностям химического состава МСА данного ореола практически идентичны таковым из алмазоносных трубок месторождения им. М.В. Ломоносова, особенно показательны в этом плане хромшпинелиды, среди которых явно доминируют высокохромистые и низкоглинозёмистые разности. Также обращает на себя внимание низкая титанистость пиропов при наличии, хотя и в небольшой выборке, зерен дунитгарцбургитового парагенезиса (рис. 2).



Рис. 1. Фациальная схема базальной части урзугской свиты с элементами палеогеографии и алмазоносности центральной части Зимнебережного района на начало подольского времени среднекаменноугольной эпохи: 1 – устойчивая область денудации на протяжении урзугского времени; 2 – область развития бассейновых фаций среднепозднеурзугского времени; 3 – комплекс аллювиальных фаций раннеурзугских палеодолин; 4 – направления сноса обломочного материала с прилегающих поднятий; 5 – направления транзита обломочного материала в условиях аллювиальных фаций раннеурзугского времени; 6 – основные направления сноса обломочного материала из наиболее устойчивой области денудации; 7 – южная граница развития отложений верхневизейского возраста; 8 – поля кимберлитов и конвергентных пород; 9 – трубки взрыва, силлы, их названия, номера; 10 – ореолы повышенных концентраций ИМК в базальных горизонтах урзугских отложений: 1 – ближнего сноса, связанный, главным образом, с аллювиальными фациями; 2,3 – связанные с бассейновыми фациями

2. Второй тип представлен ореолами повышенных и высокоаномальных концентраций МСА, установленных в базальных горизонтах бассейновых (дельтовых и морского мелководья) фаций. В качестве наиболее изученных и показательных в настоящей работе рассматриваются два ореола (рис. 1), расположенные в 5 км к северо-западу от трубки Первомайской Золотицкого поля (Ан. Б3, ореол 2) и в 6 км к югу от тр. Снегурочка (Центрально-Кепинский, ореол 3).

Ореол 2, Ан. Б3 выявлен по результатам поисковых работ, выполненных филиалом «АЛРОСА-Поморье» в рамках Товского объекта. Здесь в шлиховых пробах 8-ми скважин выявлено порядка 200 пиропов и более 600 зёрен пикроильменитов. Концентрации МСА достигают 50-60 знаков на пробу. Детальное изучение МСА позволило выделить здесь две резко различные ассоциации – доминирующую пироп-пикроильменитовую, с высокой степенью механического износа зёрен, и менее развитую пироповую, для которой характерна главным образом 2-я степень износа, при наличии отдельных, практически не изношенных пиропов. Различие морфологических характеристик зерен для двух выделенных ассоциаций МСА свидетельствует о гетерогенном характере изученных ореолов. Типоморфные особенности МСА в пироп-пикроильменитовой ассоциации (повышенная степень механического износа зерен при достаточно больших концентрациях по всему разрезу) указывают на удалённость первоисточников и массовое поступление их в коллектор на протяжении длительного времени в условиях относительно высокого стояния областей питания и значительной степени эродированности трубок. Типохимизм МСА (рис. 3), принадлежность к единому парагенезису позволяют с большой долей вероятности предполагать их связь с кимберлитовыми трубками Кепинского поля [1, 6], что в целом соответствует палеогеографической обстановке времени формирования отложений урзугской свиты (рис. 1). Формирование пироповой ассоциации МСА, возможно, связано с местными источниками сноса, в качестве которых в среднеурзугское время выступали трубки Первомайско-Кольцовской группы; нельзя

Пиропы, n=60



Рис. 2. Особенности составов ИМК из ореола 1 района месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова

полностью исключать также наличие самостоятельного первоисточника. Близкий по своим типоморфным особенностям ореол, связанный с бассейновыми фациями урзугской свиты, установлен ранее на полигоне трубки Белая Золотицкого поля [6].

Ореол Центрально-Кепинский в целом имеет аналогичные характеристики, но, в отличие от района Ан. Б3, пикроильмениты здесь представлены главным образом высокотитанистыми разностями (рис. 3), которые на сегодняшний день в трубках Кепинского поля не установлены, что предполагает их связь с новым неизвестным коренным источником.



Рис. 3. Особенности химических составов пиропов и ильменитов из ореолов аномалии Б-3 (ореол 2) и Центрально-Кепинский (ореол 3)

Гипергенный морфогенез минералов-спутников алмаза в отложениях Тимана и Урала

Для алмазоносных отложений Урала и Тимана на основе проведенных исследований были выявлены типоморфные особенности кристаллов алмаза и МСА, отражающие специфические условия их формирования. В россыпях установлены гранаты, хромшпинелиды и ильменит, относящиеся к различным первоисточникам (кимберлиты, метаморфиты, хромитоносные серпентиниты и др.). Выявлены парагенетические спутники алмаза. К алмазоносным парагенезисам отнесено более 50 % изученных гранатов, 3,5 % от количества изученных хромшпинелидов и 14 % изученных ильменитов [7]. Показано [8], что практически все зерна минералов-спутников алмаза из россыпей Урала – изношенные. Характер износа (леденцовые скульптуры, истертые вершины, микродисковый узор, ударные царапины и дискретные ламинарные линии) свидетельствует об обработке камней в прибрежноморских, волноприбойных условиях. Рассмотренные особенности позволяют по-новому подойти к проблеме первоисточников алмаза на Урале, о которых существует три основные геологические гипотезы:

1. Алмазы вынесены из докембрийских кимберлитовых трубок, которые были полностью эродированы или погребены под мощным осадочным чехлом [9].

2. Большинство алмазов было высвобождено из древних кимберлитовых трубок, но другие тела кимберлитового или лампроитового состава были сформированы в более позднее палеозойское время.

3. Источниками алмазов являются мезозойские или кайнозойские «туффизитовые» или «флюидизитовые» магматические породы ультраосновного или основного состава, которые также могли перерабатывать алмазоносные конгломераты более древнего возраста [10, 11].

Были изучены минералы – индикаторы кимберлитов и установлено их изменение в условиях диагенеза и в корах выветривания: коррозионный рельеф растворения на поверхности пиропов, измененные каймы на октаэдрических кристаллах хромшпинелидов. Изучен химический состав гранатов из разновозрастных осадочных пород. Девонские конгломераты содержат до 13 % пиропов алмазной ассоциации. Силурийские базальные конгломераты содержат до 40 % пиропов. Изучен химический состав хромитов, установлены хромиты алмазной ассоциации. Хромиты из венд-кембрийских тиллитов показывает только низко-Cr и высоко-Al состав и происхождение из некимберлитовых источников основного состава. Хромиты из силурийских базальных конгломератов показывают высоко-Cr состав из кимберлитов и низко-Cr состав из некимберлитовых источников. Хромиты из девонских базальных конгломератов показывают высоко-Cr состав из кимберлитов и низко-Cr состав из некимберлитовых источников. Изучен химический состав пиропов из Тиманских кимберлитов [12]. Все пиропы имеют верлитовый и лерцолитовый парагенезисы, вне поля стабильности алмазов.

Отмеченные особенности позволяют утверждать, что алмазы и MCA были высвобождены из древних кимберлитовых трубок и перемещены на значительное расстояние. Несколько циклов захоронения и эрозии вывели их в современные россыпи. Возможно, девонские конгломераты такатинской свиты являются промежуточным коллектором, поставляющим алмазы в россыпи, а такие месторождения, как Ишковский карьер, являются древней россыпью, которая находится в карстовой депрессии на границе между силурийскими доломитами и девонскими конгломератами. Такое предположение хорошо согласуется с результатами изучения минералов-спутников и алмазов.

Суммируя полученные результаты, можно предположить возможные пути транспортировки алмазов от коренных первоисточников до Уральских алмазных отложений: довендские кимберлиты и лампроиты Кольского полуострова — вендский ледник — силурийское побережье + девонские кимберлиты ААСП — девонская река Палео-Кама — девонское побережье западного склона Урала.

Список литературы

1. *Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Вержак В.В. и др.* Атлас: Морфогенез алмаза и минералов-спутников в кимберлитах и родственных породах Архангельской кимберлитовой провинции. – М.: Полярный круг, 2005. – 624 с.

2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Филиал «ГЕО» изд-ва СО РАН, 2001. – 276 с.

3. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). – М.: Изд-во МГУ, 1999. – 524 с.

4. *Тронева Н.В., Васильева Г.А. Илупин И.П.* Новые данные о гранатах и келифитовых каймах из кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 247, № 6. – С. 1471–1474.

5. *Щербакова Т.Е.* Типоморфные характеристики минералов кимберлитов в ореолах рассеяния и их использование при поисках месторождений алмазов Зимнего берега. – М.: РГБ, 2005.

6. Вержак В.В., Гаранин В.К., Минченко Г.В. и др. Особенности формирования и характеристика ореолов индикаторных минералов кимберлитов в среднекаменноугольном коллекторе северного фланга Золотицкого кимберлитового поля (Архангельская алмазоносная провинция) // Вопросы методики, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. – Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН, 2004.

7. *Посухова Т.В.* Морфогенез алмаза и минералов-спутников в алмазоносных отложениях Урала и Тимана // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2007. – №3. – С. 72–81.

8. *Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Пьянкова С.П., Тетерина Е.Л.* Морфология, состав и оптикоспектроскопические характеристики гранатов из вторичных коллекторов Западного Урала // Минералогич. журн. – 1993. – Т. 15, № 1. – С. 20–35.

9. Степанов И.С., Сычкин Г.Н. Алмазоносность Европейского северо-востока России на основе анализа россыпей Урала // Алмазоносность европейского Севера России. – Сыктывкар, 1993. – С. 58–65.

10. *Чайковский И.И*. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. – Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 2001.

11. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. Коренные источники алмазов на Урале // Тез. докл. VI Уральского петрографического совещ. «Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала». Ч. 1. – Екатеринбург, 1997. – С. 34–35.

12. Мальков Б.А., Холопова Е.Б. Трубки взрыва и алмазоносные россыпи Среднего Тимана. – Сыктывкар: Геопринт, 1995.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ (СРЕДНЕ-МАРХИНСКИЙ РАЙОН, ЯКУТИЯ)

О.В. Тарских, З.В. Специус

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Приведены результаты исследования индикаторных минералов из кимберлитов трубки Нюрбинская, расположенной в Средне-Мархинском районе Якутской алмазоносной провинции. Трубка характеризуется низким содержанием индикаторных минералов, которые представлены преимущественно гранатами. Хромшпинелиды, ильменит и другие индикаторные минералы встречаются существенно реже. По химическому составу среди гранатов преобладают две парагенетические группы: лерцолитовый и эклогитовый парагенезис, ильменит представлен преимущественно группой, характерной для эклогитов, среди хромшпинелидов доминируют близкие по составу к таковым из лерцолитов и дунитов. Для хромшпинелидов характерно преобладание дунит-гарцбургитовых составов. Исходя из химического состава ИМК из кимберлитов, можно полагать, что в разрезе литосферной мантии под трубкой Нюрбинская доминируют эклогиты, гранатовые вебстериты и лерцолиты. Эти данные подтверждаются результатами исследования коллекции алмазосодержащих ксенолитов, что в целом позволяет говорить о специфичности литосферной мантии как в районе данной трубки, так и всего Накынского поля.

Индикаторные минералы кимберлитов (ИМК) играют важную роль как при поисках проявлений кимберлитового магматизма, так и при оценке их продуктивности. Оценка продуктивности кимберлитовых тел, вовлечение в эксплуатацию новых месторождений или глубоких горизонтов эксплуатируемых месторождений алмазов придают исследованиям ИМК особую актуальность.

Кимберлитовая трубка Нюрбинская была открыта при заверке магнитной аномалии в 1996 г. Расположена она в верховьях руч. Дюлунг-Оту (правый приток р. Накын) и приурочена к осевой линии Дьяхтарского разлома, прорывает терригенно-карбонатные породы кембрия и нижнего ордовика и перекрыта терригенными образованиями нижней юры. Трубка эродирована на уровне диатремовой части и представлена двумя морфологическими элементами – дайкой и диатремой. В плане тело имеет овально-линзовидную форму размером 380×180 м. Выполнена трубка двумя типами кимберлитовых пород: кимберлитовыми брекчиями и (в меньшей степени) порфировыми кимберлитами [1].

По классификации А.Д. Харькива [2] трубка относится к V группе (с низким содержанием ИМК). Индикаторные минералы представлены преимущественно гранатом. На втором месте по распространённости находятся хромшпинелиды. Пикроильменит, оливин и хромдиопсид встречаются в виде единичных зёрен.

Гранаты

Гранаты представлены зернами и их обломками оранжевой, розовой, красной, лиловой, малиновой окраски. Нами получена информация о составе 528 зёрен гранатов из кимберлитов трубки Нюрбинская.

В изученной выборке гранатов преобладают (рис. 1) две парагенетические группы по Н.В. Соболеву [3]: лерцолитовый (44,7 %) и эклогитовый парагенезис (41,5 %). Гранаты дунит-гарцбургитового и верлитового парагенезисов встречаются значительно реже (8,4 % и 5,4 % соответственно). Количество гранатов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса составляет 2,5 % от количества изученных. Высокая доля низкохромистых гранатов эклогитового парагенезиса и низкая – гранатов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса и низкохромистых транатов эклогитового парагенезиса и низкая – гранатов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса характерна для низкопродуктивных и неалмазоносных трубок (рис. 1), в то время как Нюрбинская является одной из самых высокопродуктивных на территории Якутской алмазоносной провинции (ЯАП).

В связи с этим логично предположить, что источниками алмазов для трубки Нюрбинская служили дезинтегрированные ксенолиты пород преимущественно эклогитового и лерцолитового состава. Это предположение



Рис. 1. Диаграмма парагенетической принадлежности гранатов из кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции

подтверждается высокой частотой встречаемости потенциально алмазоносных групп гранатов (рис. 2) по классификации Дж. Доусона и В. Стефенса [4] среди гранатов эклогитового и лерцолитового парагенезисов. Такие гранаты составляют 22,4 % от количества изученных. Представлены они хромовыми пиропами (40,7 %), кальциевыми пироп-альмандинами (22,9 %), малокальциевыми хромовыми пиропами (17,8 %) и магнезиальными альмандинами (11,9 %). Наиболее редкими являются титанистый кальциевый магнезиальный альмандин и уваровит-пироп (по 0,8 %).



Рис. 2. Распределение гранатов различных парагенезисов по Н.В. Соболеву [2] из кимберлитов трубки Нюрбинская по классификационным группам по Дж. Доусону и В. Стефенсу [3] (обозначения парагенезисов соответствуют рис. 1)

Следует отметить, что хромовые пиропы, состав которых соответствует лерцолитовому парагенезису (по Н.В. Соболеву) и при этом близкие по содержанию отдельных элементов к включениям в алмазах, отмечены во многих телах ЯАП, но именно трубка Нюрбинская характеризуется их максимальной частотой встречаемости. Для хромовых пиропов алмазной ассоциации лерцолитового парагенезиса из кимберлитов этой трубки характерны широкие вариации в содержаниях оксидов, относительно низкое среднее содержание хрома и кальция, повышенное содержание титана и марганца. Близкие параметры составов хромовых пиропов лерцолитового парагенезиса характерны для кимберлитов высокопродуктивных тел (рис. 3).



Рис. 3. Диапазоны содержаний оксидов в хромовых пиропах алмазной ассоциации лерцолитового парагенезиса из кимберлитовых тел ЯАП

Низкохромистые гранаты алмазной ассоциации эклогитового парагенезиса в большинстве кимберлитовых тел (за исключением трубок Верхне-Мунского поля, где доминируют титансодержащие разновидности) представлены магнезиальными альмандинами и кальциевыми пироп-альмандинами в различных пропорциях. В трубке Нюрбинская преобладают кальциевые пироп-альмандины, которые по сравнению с аналогичными гранатами из других кимберлитовых тел ЯАП характеризуются высокими содержаниями титана, натрия и марганца при относительно низком содержании кальция и магния (рис. 4). Магнезиальные альмандины, близкие по составу к включениям в алмазах, также достаточно широко проявлены в кимберлитах трубки. Особенностями их состава являются: низкие содержания титана, железа и марганца и высокие содержания кальция и натрия (рис. 5).



Рис. 4. Диапазоны содержаний оксидов в кальциевых пироп-альмандинах алмазной ассоциации эклогитового парагенезиса из кимберлитовых тел ЯАП



Рис. 5. Диапазоны содержаний оксидов в магнезиальных альмандинах алмазной ассоциации эклогитового парагенезиса из кимберлитовых тел ЯАП

Как уже отмечалось, кимберлиты трубки Нюрбинская характеризуются невысокой частотой встречаемости гранатов алмазной ассоциации (2,46 %) по Н.В. Соболеву. Преобладающей разновидностью гранатов алмазной ассоциации являются малокальциевые хромовые пиропы (77 %), также отмечены уваровитпиропы (7,6 %) и кноррингитовые уваровит-пиропы (15,4 %). Малокальциевые хромовые пиропы являются преобладающей разновидностью гранатов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса в большинстве кимберлитовых тел ЯАП. Особенностями химического состава описываемых гранатов являются: высокое, среднее содержание хрома, титана и кальция и низкое – железа. По сравнению с другими трубками ЯАП малокальциевые хромовые пиропы алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса из кимберлитов трубки Нюрбинская имеют наиболее выдержанный состав. Гранаты верлитового парагенезиса являются самыми редкими в кимберлитах этой трубки, их количество составляет 5,5 % от изученной выборки. Преобладающая разновидность – малокальциевый хромовый пироп (40,7 %), на втором месте по частоте встречаемости – хромовые пиропы (37 %), Отмечены также кальциевые пироп-альмандины и уваровит-пиропы (по 7,4 %). Наиболее редкими среди гранатов верлитового парагенезиса являются титанистые и высокотитановые пиропы (3,7 %). В изученной выборке отмечены гранаты, близкие по составу к включениям в алмазах, их количество составляет 0,5 % от общего количества изученных и 11,5 % от количества гранатов верлитового парагенезиса. Среди гранатов алмазной ассоциации верлитового парагенезиса очень редко встречаются в кимберлитах и характерны для высокоалмазоносных тел. Особенности химического состава таких гранатов следующие: приблизительно равные содержания хрома и кальция (5,5–8 и 6,5–7 мас. %, соответственно), относительно высокие содержания железа (7,8–9,6 мас. %) и низкие содержания титана (0,064–0,11 мас. %).

Таким образом, трубка Нюрбинская характеризуется специфической ассоциацией гранатов алмазной ассоциации, где ведущую роль, в отличие от большинства кимберлитовых тел ЯАП, играют гранаты эклогитового и лерцолитового парагенезисов. Гранаты из кимберлитов этой трубки характеризуются относительно невысокими содержаниями хрома, относительно высокими содержаниями титана. Особенности химического состава гранатов и близость их по многим позициям к таковым из трубки Интернациональная позволяет объяснить высокую продуктивность трубки Нюрбинская.

Ильменит

Ильменит из кимберлитов трубки Нюрбинская представлен обломками размером -2+0,5 мм стальносерого цвета, преимущественно парамагнитный. Первичные поверхности сохраняются редко, выражены в магматической матировке. Обычной поверхностью являются сколы, преимущественно техногенные. В настоящий момент имеется информация о составе 293 зёрен ильменита. Ильменит характеризуется весьма специфическим химическим составом: в изученной выборке преобладает ильменит с низкими содержаниями алюминия и хрома при относительно повышенном содержании марганца.



Рис. 6. Диаграмма групповой принадлежности ильменита из кимберлитов трубки Нюрбинская

По классификации В.К. Гаранина с соавторами [5] в изученной выборке преобладает ильменит группы За (из ксенолитов эклогитов), его количество составляет 67,9 % (рис. 6). Он достаточно редко встречается в кимберлитовых телах ЯАП. его количество составляет первые проценты. Ильменит, близкий по составу к группе За, установлен в виде включений в алмазах Бразилии, но по данным [5], ильменит такого состава должен свидетельствовать о низкой продуктивности кимберлитового тела. Применительно же к телам Накынского поля высокая частота встречаемости ильменита из эклогитов очень хорошо согласуется с широким развитием эклогитовых гранатов, и, вероятно, отражает особенности пород верхней мантии под Накынским кимберлитовым полем.

На втором месте по распространённости стоит ильменит группы 2 (15,36 %), отмечены также ильмениты групп 36 (6,83 %) и 1 (3,41 %). Кроме того, в кимберлитах трубки отмечен ильменит, состав которого не соответствует ни одной из групп, выделенных В.К. Гараниным. Фигуративные точки химических составов этого ильменита разделились на две группы. Ильменит группы 0 по большинству параметров близок к таковому из группы 1, но отличается более низкими содержаниями хрома и более высокими – марганца. Доля ильменита группы 0 составляет 2,05 %, от изученной выборки.

Вторая группа ильменита по большинству позиций занимает промежуточное положение между группами 2 и 3а (такой состав ильменитов широко проявлен в кимберлитовых телах Далдыно-Алакитского района), количество его в кимберлитах трубки составляет 3,41 %. Ильменит с таким составом предлагается объединить в группу 6. Наиболее редко (по 1 анализу, соответственно, по 0,34 %) встречается ильменит групп 4 и 5*. Химический состав групп ильменита приведен в табл. 1.

Таким образом, ильменит в кимберлитах трубки образует два тренда составов: ультраосновной и эклогитовый. Первый тренд формируют группы 2, 5, 1 и 4. Второй – группы 0, 3а и 3б (рис. 7). Для кимберлитов Мало-Ботуобинского и Алакит-Мархинского полей характерно преобладание ильменитов ультраосновного тренда составов, для Накынского – эклогитового.
Хим	ический	состав	ильменита	из	кимберли	итов т	рубки	Нюј	обинсі	кая
				-			F J F			

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	V ₂ O ₅			
Группа 0											
max	52,57	0,69	1,01	40,97	0,35	12,65	0,14	0,64			
min	47,91	0,46	0,73	33,29	0,25	8,95	0,00	0,28			
среднее	49,60	0,52	0,87	39,10	0,30	10,10	0,06	0,44			
Группа 1											
max	49,84	0,705	0,874	54,16	0,258	9,48	0,14	0,722			
min	38,1	0,581	0,08	38,6	0,168	4,67	0,029	0,355			
среднее	46,67	0,64	0,24	43,21	0,22	8,06	0,08	0,52			
Группа 2											
max	55,74	1,05	26,31	57,58	0,51	14,15	0,31	0,73			
min	32,95	0,09	0,56	25,04	0,11	5,84	0,03	0,11			
среднее	47,38	0,43	2,54	39,32	0,28	8,97	0,12	0,43			
				Группа За							
max	60,68	0,20	0,31	50,27	1,19	2,44	0,06	0,89			
min	47,85	0,00	0,00	35,05	0,10	0,34	0,00	0,11			
среднее	51,36	0,07	0,05	47,04	0,51	0,98	0,02	0,50			
Группа 3б											
max	52,28	0,57	0,63	40,59	0,30	11,63	0,13	0,66			
min	48,66	0,46	0,30	33,69	0,23	8,89	0,06	0,18			
среднее	49,87	0,51	0,47	38,44	0,26	9,72	0,09	0,40			
Группа б											
max	51,66	0,63	1,45	48,54	0,54	10,72	0,14	0,70			
min	46,78	0,04	0,61	36,26	0,23	0,54	0,00	0,21			
среднее	48,49	0,44	0,86	41,71	0,31	7,48	0,09	0,44			



Рис. 7. Диаграмма химического состава ильменита из кимберлитов трубки Нюрбинская

Хромшпинелиды

Хромшпинелиды в кимберлитах трубки представлены вицинальными октаэдрами и их обломками, размер выделений -1+0,5 мм. Исследован химический состав 440 зерен хромшпинелидов. В изученной выборке установлено несколько групп хромшпинелидов, имеющих, вероятно, различное происхождение.

1 группа хромшпинелидов характеризуется низкими содержаниями хрома и железа при высоких содержаниях алюминия и магния (табл. 2). Шпинелиды этой группы составляют в изученной выборке 4,5 %. Аналогичными параметрами химического состава характеризуются хромшпинелиды из перидотитов [6].

2 группа распространена более широко (11,9 %). Шпинелиды, входящие в эту группу, характеризуются более высокими содержаниями хрома и железа при более низких содержаниях алюминия и магния (табл. 2). Близкими параметрами химического состава обладают шпинелиды из гранат-пироксеновых пород (вебстеритов, верлитов) [6].

Таблица 2

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	V ₂ O ₅			
Группа 1											
max	0,88	47,17	40,39	19,29	0,67	18,21	0,29	0,45			
min	0,09	28,80	21,30	12,51	0,09	13,24	0,03	0,11			
среднее	0,25	35,25	32,36	15,26	0,19	15,82	0,14	0,30			
Группа 2											
max	1,59	37,97	52,95	26,20	0,29	15,61	0,28	0,56			
min	0,02	17,22	25,30	16,05	0,12	10,11	0,02	0,13			
среднее	0,43	21,40	45,65	18,88	0,19	12,26	0,10	0,37			
Группа 3											
max	3,76	9,93	70,89	33,21	0,36	12,79	0,22	0,51			
min	0,05	3,70	46,42	12,71	0,14	6,44	0,04	0,20			
среднее	1,05	5,59	61,98	20,11	0,24	10,33	0,10	0,33			
	Группа 4										
max	3,95	6,01	65,05	27,79	0,37	10,37	0,17	0,36			
min	0,31	3,87	51,26	21,41	0,17	7,39	0,05	0,17			
среднее	1,98	4,82	59,16	23,88	0,25	9,30	0,12	0,29			
Группа 5											
max	3,55	26,29	65,49	30,68	0,33	15,98	0,25	0,63			
min	0,02	3,82	39,35	15,09	0,12	7,57	0,00	0,16			
среднее	0,97	11,77	54,52	20,61	0,22	10,99	0,11	0,35			

Химический состав хромшпинелидов из кимберлитов трубки Нюрбинская

Шпинелиды 3 группы (33,4 % от изученной выборки) характеризуются максимальными содержаниями хрома, низкими содержаниями алюминия и магния, относительно высокими содержаниями железа, а также широкими вариациями в содержании титана. По данным [6], шпинелиды близкого состава отмечены в дунитах. Хромшпинелиды алмазной ассоциации, по Н.В. Соболеву, относятся именно к этой группе, их количество в выборке составляет 18,75 %. По сравнению с аналогичными шпинелидами из кимберлитов других трубок ЯАП они характеризуются высокими содержаниями хрома (от 62,68 до 66,58, при среднем 64,59 мас. %) и никеля (до 0,43 мас. % при среднем 0,19 мас. %), относительно высокими – железа (16,81–22,43, при среднем 18,91 мас. %), низкими содержаниями титана (0,05–0,49 при среднем 0,23 мас. %), магния (8,85–11,87 при среднем 10,5 мас. %) и марганца (0,18–0,33 при среднем 0,23 мас. %).

4 группа шпинелидов встречается достаточно редко (4,96 % от количества изученных), входящие в неё шпинелиды характеризуются более низкими содержаниями хрома и магния, чем шпинелиды группы 3, при более высоких содержаниях железа и титана (табл. 2). Шпинелиды такого состава характерны для гарцбургитов [6].

Наиболее многочисленной в изученной выборке является 5 группа хромшпинелидов (43,5 %), состав которых максимально близок к таковым из лерцолитов [6]. Для шпинелидов этой группы характерны более низкие содержания хрома и титана, чем для двух описанных выше групп, при существенно более высоких содержаниях алюминия и магния (табл. 2).

Таким образом, среди шпинелидов высока доля алмазной ассоциации, что позволяет предполагать широкое развитие среди пород алмаз-пироповой фации глубинности шпинельсодержащих ультрабазитов (дунитов, гарцбургитов).

Оливин

Оливин в кимберлитах трубки встречается редко и представлен округлыми бледно-желтыми зёрнами и их обломками. На поверхности наблюдается рельеф гидротермального растворения и реликты реакционных оболочек; преобладающий размер выделений -1+0,5 мм. Исследован химический состав 178 зёрен оливина.

Оливин из кимберлитов трубки Нюрбинская так же, как и из других кимберлитовых тел, характеризуется преобладанием форстеритовой компоненты. В изученной выборке преобладает оливин алмазной ассоциации (55,93 %). Оливин алмазной ассоциации из кимберлитов трубки Нюрбинская характеризуется высокими содержаниями хрома (до 0,15 мас. %), железа (6,6–8,9 при среднем 7,7 мас. %), марганца (0,07– 0,17 при среднем 0,12 мас. %) и никеля (0,27–0,46 при среднем 0,37 мас. %). Интересно отметить, что большинство зерен оливина алмазной ассоциации соответствуют лерцолитам. Наибольшая близость составов наблюдается с оливином алмазной ассоциации из кимберлитов трубки Айхал. Не исключено, что повышенные содержания хрома и никеля являются типоморфными признаками оливина из высокопродуктивных кимберлитов.

Заключение

Таким образом, трубка Нюрбинская характеризуется специфической ассоциацией индикаторных минералов, в которой доминируют гранаты. Для трубки характерна высокая частота встречаемости гранатов из дезинтегрированных эклогитов, что следует из цветового спектра гранатов и их химического состава. Исходя из составов ИМК, можно полагать, что в разрезе литосферной мантии под трубкой Нюрбинская доминируют эклогиты, гранатовые вебстериты и лерцолиты. Эти данные подтверждаются результатами исследования коллекции алмазосодержащих ксенолитов [7], что в целом позволяет говорить о специфичности литосферной мантии как для данной трубки, так и всего Накынского поля.

Гранаты и ильмениты из кимберлитов трубки характеризуются широкими вариациями в химическом составе, что является одним из косвенных признаков высокой продуктивности кимберлитового тела, поскольку химический состав индикаторных минералов отражает специфику материнских пород. И чем разнообразнее состав пород алмаз-пироповой фации глубинности, тем выше потенциальная продуктивность кимберлитов. Таким образом, спектр ассоциаций и химический состав индикаторных минералов из трубки Нюрбинская могут быть использованы в качестве минералогических критериев при поисках новых кимберлитовых проявлений как на территории Средне-Мархинского района (поскольку для всех промышленно алмазоносных тел характерны близкие составы ИМК алмазной ассоциации), так и для оценки потенциальной алмазоносности кимберлитовых тел в других районах ЯКП, где зафиксировано высокое содержание гранатов эклогитовой ассоциации.

Список литературы

1. Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 12. – С. 1693–1704.

2. Харькив А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1978. – 136 с.

3. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 264 с.

4. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. – М., Мир, 1983. – 300 с.

5. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Г. Ильменит из кимберлитов. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 240 с.

6. Мацюк С.С., Платонов А.Н., Польшин Э.В. Шпинелиды мантийных пород. – Киев: Наукова думка, 1983. – 212 с.

7. Специус З.В., Серенко В.П. Глубинные ксенолиты из кимберлитов Накынского поля // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА». – Мирный, 2003. – С. 191–196.

ГЛАВА 4

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ АЛМАЗНОЙ ГЕОЛОГИИ: ПРОБЛЕМЫ, ПУТИ РЕШЕНИЯ, НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

УДК 550.8:553.81

МИГРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ В СВЯЗИ С ПРОГНОЗИРОВАНИЕМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

В.П. Афанасьев

ИГиМ СО РАН, г. Новосибирск

Охарактеризованы возможности и формы миграции индикаторных минералов в разных литодинамических обстановках формирования ореолов, а также в процессах переотложения. Показано, что зерна индикаторных минералов могут перемещаться на многие сотни километров, однако их концентрация падает по экспоненте, в связи с чем для обнаружения минералов объемы опробования должны также расти по экспоненте. Как следствие, в реальности при использовании одинаковых объемов опробования индикаторные минералы улавливаются только вблизи коренных источников, независимо от литодинамического типа ореола. Поэтому сами по себе минералогические аномалии по концентрации минералов служат надежным признаком существования коренных источников в ближнем окружении таких аномалий.

В проблеме миграционных свойств индикаторных минералов кимберлитов (ИМК), а также алмазов, выделяются два аспекта: 1 – дальность возможной транспортировки; 2 – механические изменения отдельных минералов и всей транспортируемой ассоциации. В целом оба аспекта считаются важными для прогнозирования коренных месторождений алмазов. Однако их понимание основывается, как правило, на основе бытовой логики: чем дальше кимберлитовое тело, тем сильнее окатаны минералы. Такой подход не учитывает всю реальную совокупность процессов седиментогенеза и поведение в них как отдельных минеральных частиц, так и всей транспортируемой минеральной ассоциации. Поэтому имеет смысл рассмотреть всю известную на сегодняшний день совокупность процессов, определяющих распределение индикаторных минералов и алмазов в связи с эрозией кимберлитовых тел.

Прежде всего необходимо кратко рассмотреть характер цикла седиментогенеза.

Цикл седиментогенеза

Как любой цикл, цикл седиментогенеза имеет начало, период развития, завершение. Начало цикла связано с возбуждением эрозионных процессов, завершение – с формированием осадка. На древних платформах, актуальных для прогноза алмазных месторождений, начало цикла всегда характеризуется континентальной обстановкой, т.е. приподнятой сушей, в пределах которой начинаются активные процессы эрозии. Эти процессы затухают по мере нивелировки рельефа или подъема базиса эрозии. Соответственно, начальные фазы цикла седиментогенеза характеризуются относительно активным гидродинамическим режимом и перемещением обломочного материала, которое постепенно затухает и к концу цикла сменяется фиксацией и захоронением обломочных частиц.

Таков континентальный цикл седиментогенеза. Он характерен для районов, длительное время сохранявших относительно высокое стояние. Однако подъем уровня мирового океана не только подавляет эрозионные процессы на суше, но и может сменить континентальный седиментогенез на морской. Наступление моря может иметь двоякий характер. Если наступающему морю противостоит приподнятая суша, идет активная, высокоэнергетичная береговая абразия, продуцирующая большое количество обломочного материала; наступление моря имеет трансгрессивный характер. Трансгрессия в береговой зоне наступающего бассейна активно перерабатывает, истирает и сортирует обломочный материал, поэтому сохраняются и накапливаются наиболее прочные частицы, сортированные по гранулометрии и плотности. Продвигающаяся вглубь суши береговая линия оставляет за собой выровненную поверхность (абразионный пенеплен), покрытую слоем галечника, гравелита или песка. Формируется трансгрессивный разрез осадков: на размытой и выровненной поверхности плотика залегают относительно крупные частицы (галечники, гравелиты), которые вверх по разрезу сменяются более тонкими осадками, песками.

Трансгрессия неизбежно сменяется регрессией. Отступающая береговая линия обнажает сушу и оставляет за собой сформированный в процессе трансгрессии абразионный пенеплен. Возобновляются континентальные условия седиментогенеза, причем в первую очередь размываются осадки трансгрессивного этапа развития бассейна, от которых остаются только частицы с наиболее высокой гидравлической крупностью, а более мелкие пятятся вместе с отступающей береговой линией. Однако этот этап континентального седиментогенеза имеет существенно иной характер, чем до трансгрессии, поскольку развивается на базе абразионного пенеплена с малыми абсолютными отметками и, соответственно, с мало активными гидравлическими процессами, которые незначительно активизируются по мере отступления моря.

Если наступление моря осуществляется на ранее пенепленизированную сушу, она имеет существенно иной характер – ингрессии. Происходит подтопление суши, дельтовые, озерно-болотные фации сменяются прибрежным мелководьем бассейна, аллювиальные сменяются озерно-болотными и т.д., эрозия ранее сформированных осадков не происходит, они лишь захороняются более тонкими осадками, вплоть до морских песков. Принципиально важно то, что в этом процессе сохраняются ранее сформированные континентальные фации. Регрессия после ингрессии также возобновляет континентальный режим и размыв ранее сформированных осадков.

Таковы основные типы седиментогенеза в гумидном климате; более экзотические, как ледниковые или эоловые, рассматривать здесь не будем.

Очевидно, что условия транспортировки и переработки минералов и их ассоциаций в разных условиях происходят по-разному.

Континентальные условия

В континентальных условиях транспортировка минералов происходит в направлении максимума геопотенциала, т.е. от коренного источника в сторону конечного бассейна стока по системе водотоков.

Направленное перемещение обусловливает векторный характер изменения транспортируемой ассоциации минералов. Нами получено теоретическое решение задачи перемещения ассоциации индикаторных минералов в континентальных условиях [1], показывающее экспоненциальное падение концентрации индикаторных минералов по мере удаления от коренного источника, сортировку по гранулометрии и плотности: bx,

$$P = P_0 e^{-\nu}$$

где P₀ – исходная концентрация минералов в коренном источнике, P – их концентрации после переноса на расстояние x, b – относительный коэффициент инертности, x – расстояние в условных единицах. Это выражение по форме аналогично уравнению Штернберга, выведенному им для расчета потери веса гальки в процессе истирания при переносе [2], и в целом уравнению диффузии, форма которого является одной из основных, описывающих рассеяние вещества в природе. Из данного уравнения и кривых распределения индикаторных минералов и алмазов разной гранулометрии, построенных на его основе, видно, что максимальная концентрация минералов тяготеет к коренному источнику, вблизи источника минеральная ассоциация максимально близка к коренной, по мере удаления от источника гранулометрический спектр замельчается и ассоциация обедняется относительно плотными рудными минералами.

Полученные результаты хорошо согласуются с нашими наблюдениями по современному потоку рассеяния трубки Мир и по р. Хатыстыр (Центрально-Алданский район), дренирующей группу сближенных трубок взрыва. Близкое по форме выражение получено Сазерлендом [3] для изменения в процессе переноса среднего веса алмазов (гранулометрическая сортировка) по результатам изучения африканских россыпей:

$$y = ae^{-\epsilon x^{7_2}}$$

где у – средний вес кристалла в каратах, x – расстояние от источника в км, a – средний вес кристаллов в коренном источнике, *b* – величина, связанная с гидравлической крупностью зерен.

Что касается возможной дальности транспортировки отдельных зерен, то Кюнен [4] в экспериментах по аллювиальному износу минералов определил, что для того, чтобы неокатанное зерно кварца (близкого по прочности к пиропу) стало среднеокатанным (20% потери веса), ему нужно пройти путь в 400000 км. Эта цифра показывает чрезвычайную устойчивость минерала в условиях континентального переноса и слабую подверженность износу. Нами прослежены оливины и пиропы Верхне-Мунского кимберлитового поля по реке Муна на расстоянии более 100 км, при этом на их зернах практически не появились признаки износа; реально эти минералы переносятся значительно дальше [5]. Однако для их прослеживания необходимо одно важное условие: по мере удаления от источника объемы опробования должны расти по экспоненте. Опробование равными объемами приводит к тому, что минералы перестают улавливаться на определенном расстоянии в силу чисто статистических причин. Именно такую ошибку допустили наши предшественники, оценившие по тому же Верхне-Мунскому полю дальность транспортировки оливина не более 6 км [6].

Суммируя закономерности транспортировки индикаторных минералов в континентальных условиях, констатируем следующее:

1. Максимальные концентрации ИМК тяготеют к коренным источникам; на удалении могут формироваться локальные повышенные концентрации на разного рода геоморфологических ловушках, однако запасы минералов в них будут определяться только тем количеством, которое могло донестись сюда, а ассоциация будет иметь черты сортировки, определяемые с дальностью транспортировки.

2. Минералы могут переноситься на многие десятки и сотни километров без заметного износа, однако возможности их обнаружения зависят от объемов опробования; при использовании равных объемов опробования можно установить лишь площадь максимальных концентраций, которая служит собственно минералогической аномалией, тяготеющей к коренному источнику.

3. Слабый износ или отсутствие видимых признаков износа характеризуют лишь континентальные условия формирования ореола, однако о близости коренного источника можно говорить только в сочетании слабого износа с систематической встречаемостью повышенных концентраций и плохой сортировкой ассоциации минералов по гранулометрии и плотности; эти параметры служат основными критериями локализации коренных источников.

4. Распределение ИМК по концентрации, гранулометрии и плотности в водотоках имеет векторный характер, который сохраняется и после переотложения, что позволяет решить задачу локализации коренного источника по векторным характеристикам по переотложенным ореолам.

5. При систематическом обнаружении ИМК при использовании малых объемов опробования (лоток, скважина колонкового бурения) ни о каком дальнем и сверхдальнем переносе (сотни км) говорить не приходится; утверждающий возможность такого переноса должен проследить дорожку все возрастающих концентраций вплоть до коренного источника (источников). Реально систематическая встречаемость ИМК свидетельствует о наличии местных коренных источников. Однако их локализация может быть осуществлена только по результатам минералогического картирования по комплексу признаков, чувствительных к транспортировке (концентрация, гранулометрия и ряд других [7]); по одному только состоянию минералов, их изношенности невозможно дать никаких количественных оценок удаленности кимберлитового тела.

Прибрежно-морские трансгрессивные условия

Минералы из коренных источников, находящихся на суше на некотором удалении от береговой линии бассейна, транспортируются к бассейну по системе водотоков, в которых происходят первичные изменения транспортируемой ассоциации в соответствии с континентальными обстановками: в первую очередь, падает концентрация минералов, появляются признаки сортировки по гранулометрии и плотности. Поэтому в прибрежно-морскую переработку поступают минералы, прошедшие первичную обработку на суше. В волноприбойной зоне обломочный материал, включая ИМК, подвержен постоянному возвратно-поступательному движению, вследствие которого происходят: 1 – сильный механический износ частиц с возможностью полного уничтожения относительно менее абразивно устойчивых, в частности, пикроильменита; 2 – хорошая сортировка по гранулометрии и плотности; гранулометрическая сортировка приводит к тому, что между подвижными частицами происходят множественные контакты (по принципу плотнейшей упаковки равновеликих шаров), что способствует повышению темпов истирания; 3 - накопление сносимых с суши минералов по принципу естественного шлихования [8]. Продвигающаяся вглубь суши береговая линия оставляет на выровненном дне бассейна площадной ореол хорошо окатанных, хорошо гидравлически сортированных абразивно устойчивых частиц из кимберлитовых минералов, как правило, пиропов и алмазов. По мере приближения береговой линии моря к коренным источникам сокращается расстояние транспортировки минералов по суше, соответственно, эти минералы менее дифференцированы, их количество выше, а гранулометрический спектр разнообразнее. Поэтому концентрация минералов, отчасти их гранулометрия в ореоле на дне трансгрессирующего бассейна повышаются, отражая приближение коренного источника. Наконец, береговая линия достигнет коренного источника и пройдет его, оставив его на дне бассейна. Эрозия кимберлитового тела прекратится, но его положение будет отмечено в ореоле трансгрессивного типа минералогической аномалией по концентрации, возможно, гранулометрии ИМК с высокой или доминирующей ролью пиропов и алмазов. Необходимо учитывать, что наступающий бассейн служит базисом эрозии для многих кимберлитовых тел, поэтому в береговой линии интегрируется материал из разных коренных источников, масштаба куста тел или кимберлитового поля. Оставив на дне все кимберлитовое поле, береговая линия теряет источники питания индикаторными минералами, и развитие ореола прекращается. Таким образом формируется интегральный ореол от группы кимберлитовых тел, отделенный от другого подобного ореола либо пустым пространством, либо с редкими фоновыми минералами. Ореол будет иметь «кометную» форму с головкой в районе кимберлитового поля и хвостом, указывающим направление, с которого развивалась трансгрессия.

Данная модель позволяет сделать следующие выводы:

1. Морской ореол трансгрессивного типа является интегральным от группы кимберлитовых тел масштаба кимберлитового поля или отдельного кластера (куста) кимберлитовых тел.

2. Максимальные параметры ореола по концентрации и гранулометрии минералов тяготеют к коренным источниками или совпадают с ними.

3. Ореолы представлены наиболее абразивно устойчивыми, хорошо окатанными минералами; даже алмаз в этих условиях приобретает признаки износа.

4. Векторные характеристики ореола можно выявить в масштабе всего ореола, который мы практически никогда не наблюдаем; на фрагментах ореолов, которые сохраняются после регрессии, векторные характеристики практически не видны. Поэтому по фрагментам трансгрессивных ореолов определить направление на коренные источники затруднительно. Тем не менее, обнаружение рядовыми объемами опробования устойчиво повторяющихся ассоциаций ИМК трансгрессивного типа свидетельствует о близости коренных источников, так как по мере удаления от источников концентрация минералов падает также по экспоненте. На стадии трансгрессии моря морские трансгрессивные ореолы на дне должны быть распространены широко, в соответствии с количеством кимберлитов, питавших развивающиеся ореолы. Однако следующая за трансгрессией регрессия оставляет мало шансов сохраниться трансгрессивным ореолам, что следует из характера самой регрессии. Могут сохраняться лишь фрагменты трансгрессивных ореолов в силу тех или иных тектонических или геоморфологических причин, но никогда они не сохраняются в полном виде.

Прибрежно-морские регрессивные условия

Регрессия морского бассейна приводит к осушению территории и возобновлению условий континентального седиментогенеза, в первую очередь эрозионных процессов. Естественно, вначале эродируются осадки, сформированные на трансгрессивной стадии, в том числе ореолы индикаторных минералов трансгрессивного типа. Их минералы, попадая в береговую зону, пятятся вместе с ней, лишь частично «застревая» на суше, свидетельствуя, что здесь был развит трансгрессивный ореол. Одновременно вскрываются кимберлитовые тела и подпитывают вдогонку отступающую береговую линию свежими порциями минералов. Но нужно учитывать, что трансгрессия оставила после себя абразионный пенеплен, поэтому в условиях малых абсолютных отметок активность эрозии невелика, «свежих» минералов мало и они тяготеют к коренным источникам. Ассоциация минералов не успевает глубоко переработаться, наименее транспортабельные крупные тяжелые минералы, преимущественно полуокатанный пикроильменит, отстают от уходящей береговой линии и остаются на суше, формируя морские регрессивные ореолы [8]. Относительно мелкие и легкие минералы не имеют шансов вырваться из береговой линии моря и пятятся вместе с нею к месту стабилизации бассейна или его коллапса. Не образуется никаких специфических осадков регрессивного типа, регрессивный ореол формируется практически на суше и представлен смесью остатков трансгрессивных ореолов, «свежих» минералов собственно континентального литодинамического типа и полуокатанных минералов, преимущественно крупного пикроильменита, прошедших частичную обработку в волноприбойной зоне, при преобладании последних.

В результате можно констатировать следующее:

1. При регрессии моря в условиях абразионного пенеплена с низкой энергетикой гидравлических процессов минералы имеют низкие миграционные возможности, поэтому в генерализованном плане их максимальные концентрации и максимальные гранулометрические классы тяготеют к коренным источникам.

2. Регрессивный морской ореол является интегральным и представлен смесью минералов трех литодинамических типов ореолов: континентального, морского трансгрессивного и собственно регрессивного.

3. Из-за переработки в береговой линии моря векторные характеристики регрессивных ореолов сильно затушеваны и затруднительно определить «пеленг» на объект. Оптимальным является выделение в минеральной смеси минералов, принадлежащих к континентальному литодинамическому типу ореолов и осуществление прогноза по ним, учитывая, что в условиях абразионного пенеплена они не могли существенно удалиться от коренного источника. Но количество таких минералов может быть очень небольшим в связи с размывом кимберлитов в условиях абразионного пенеплена. Максимальные концентрации и гранулометрия минералов служат дополнительным критерием прогноза.

Ингрессивные условия

Ингрессия приводит лишь к подтоплению, обводнению суши, при этом никакого значительного перераспределения или направленного перемещения минералов не происходит. На минералах ингрессия может отразиться в слабом вторичном износе минералов, а на пиропах – в полировке, если колебания воды, обусловленные волнением на поверхности мелководного бассейна, достигают минералов в осадках, ранее сформированных в континентальных условиях.

Из краткого рассмотрения миграционных свойств минералов в различных литодинамических типах формирования ореолов следует, что во всех случаях максимальные концентрации минералов сохраняются вблизи коренных источников. В принципе минералы могут перемещаться на очень большие расстояния, однако уловить их на значительном удалении рядовыми объемами опробования практически невозможно. Использование ограниченных, как правило, небольших объемов опробования, обеспечивает обнаружение только наиболее контрастных частей ореолов, актуальных в плане прогноза, хотя при этом остается опасность пропуска малоконтрастных ореолов. Однако объем опробования – фактор субъективный, и возможна его корректировка при соответствующей формулировке поисковой задачи. Увеличение объемов опробования приведет к расширению границ ореолов и обнаружению мало контрастных ореолов.

Переотложение ореолов

Выше рассмотрены модели ореолов, сформированных в одноактном процессе. Но реально мы имеем ореолы в переотложенном, иногда неоднократно, состоянии. В условиях древних стабильных платформ чередование циклов седиментогенеза и их характер определяются главным образом колебаниями уровня мирового океана, поэтому синхронно и однотипно происходят на значительных пространствах. Уже одно то, что формирование коллекторов с переотложенными минералами происходит главным образом в фациях

ближнего переноса, свидетельствует о том, что минералы практически проектируются из размытого более древнего коллектора на новую эрозионную поверхность и значительного перемещения не происходит. Принцип унаследованности при переотложении является основным принципом, на котором строится прогноз по переотложенным ореолам. Как правило, продуктивными являются те коллекторы, которые лежат на кимберлитовмещающих породах, т.е. предшествующий коллектор размыт полностью, а его минералы перешли в формирующийся коллектор. Однако иногда на одной продуктивной свите залегает другая продуктивная свита, хотя обе содержат переотложенные минералы. Это означает, что нижняя свита находилась в условиях низких абсолютных отметок и потому убереглась от эрозии, а минералы «наползли» на нее с эродируемой территории в стороне от данной. Такая ситуация имеет место в западной части Мало-Ботуобинского района, где на продуктивных лапчанских отложениях с переотложенным трансгрессивным алмазпироповым ореолом лежат продуктивные ботуобинские отложения с существенно пикроильменитовой ассоциацией. Ясно, что последняя «наползла» на отложения лапчанской свиты, вероятно, с восточных румбов, где в ботуобинское время развивалась эрозия. Однако расстояние перемещения вряд ли велико и определяется масштабами Мирнинского кимберлитового поля, т.е. километрами. Другой случай более масштабной транспортировки наблюдается по северо-западному борту Вилюйской синеклизы, где в связи с воздыманием Анабарской антеклизы с мела начался размыв юрского коллектора по периферии Вилюйской синеклизы, вовлеченной в воздымание, и миграция ИМК к внутренним частям синеклизы [9]. В результате минералы с периферических частей коллектора оказались «наползшими» на поверхность того же коллектора, пока сохранившегося в пределах синеклизы. В частности, такая ситуация имеет место в бассейне р. Конончан, где большое количество окатанного пикроильменита, пиропов с признаками гипергенной коррозии лежит на поверхности юрских отложений. Но и в этом случае речь не идет о значительных перемещениях. Последовательный размыв юрских отложений с периферии в юго-восточных румбах на протяжении мела-палеогена приводит к перемещению ИМК наподобие плаща в километры, возможно, в первые десятки километров по периферии, но миграция затухает по мере приближения к полю сплошного развития юрского коллектора в пределах синеклизы. Поэтому минералы в районе р. Конончан являются, по всей видимости, представителями размытых юрских отложений ближнего окружения, где юрские отложения промыты до нижнего палеозоя.

Таким образом, в процессе переотложения в фациях ближнего переноса минералы практически сохраняют место своего предшествующего положения, т.е. работает принцип унаследованности. Однако в ряде случаев повышение активности эрозионных процессов может приводить к миграции ИМК на некоторое расстояние в зависимости от факторов, возбуждающих эрозию, и времени действия этих факторов. Так, воздымание Анабарской антеклизы как мощный, длительно действующий фактор могло обусловить более значительное перемещение минералов, чем локальные факторы в пределах Мирнинского поля на протяжении ботуобинского времени.

Выводы

Подводя итог, констатируем, что в отношении индикаторных минералов кимберлитов действует основной закон россыпеобразования – разубоживание полезного компонента по мере удаления от коренного источника. Рассмотрение различных литодинамических обстановок формирования ореолов показывает, что максимальные концентрации ИМК в любом случае тяготеют к питавшим коренным источникам. Поэтому обнаружение устойчивых концентраций ИМК при использовании ограниченных объемов опробования надежно свидетельствует о наличии местных коренных источников. Заявлениям о происхождении тех или иных устойчивых концентраций минералов на определенной площади за счет весьма удаленных известных коренных источников следует противопоставить требование проследить «дорожку» этих минералов во все возрастающих количествах вплоть до указанных источников, поскольку «пустых» промежутков между ними быть не может.

Обнаружение ИМК с точки зрения их миграционных свойств служит первым и важнейшим прогнозным признаком. Однако далее должна следовать сложная работа по идентификации и локализации коренных источников.

Список литературы

1. *Афанасьев В.П., Бабенко В.В.* Миграционные свойства кимберлитовых минералов // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 303, №3. – С. 714–718.

2. Девдариани А.С. Математический анализ в геоморфологии. – М.: Недра, 1967. – 158 с.

3. Sutherland D.G. The transport and sorting of diamonds by fluvial and marine process // Econ. Geology. 1982. Vol. 77, № 7. – P. 1613–1620.

4. Kuenen Ph.H. Experimental abrasion on sand // Amer. J. Sci. 1959. Vol. 257. - P. 212.

5. Афанасьев В.П., Варламов В.А., Гаранин В.К. Зависимость износа кимберлитовых минералов от условий и дальности транспортировки // Геол. и геофиз. – 1984, №10. – С. 119–124.

6. Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 525 с.

7. Афанасьев В.П. К методике минералогического картирования шлиховых ореолов кимберлитовых тел // Геол. и геофиз. – 1989. – №5. – С. 36–42.

8. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геол. рудных месторождений, 1999. Т. 41, №3. – С. 281–288.

9. Плотникова М.И., Кардопольцева О.И., Салтыков О.Г., Уманец В.Н., Глушковский И.Б. Стратиграфия и литология «водораздельных галечников» Мархино-Тюнгского междуречья и палеогеография времени их накопления в связи с историей формирования алмазоносных россыпей в центральной и северо-восточной частях Сибирской платформы // Геология алмазных месторождений. – Изд. АН СССР, 1963. – С. 123–141.

УДК 553.04:553.81

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТ

А.С. Барышев, К.Н. Егоров

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Анализируются результаты проводимых научно-прикладных исследований в аспекте следующих методологических принципов: 1 – системного анализа, 2 – природной специфичности, 3 – оптимизации описания объекта, 4 – аналогичности. Для совершенствования научного и методического обеспечения алмазопоисковых работ выделяются два главных проблемных вопроса: 1 – четкое формулирование исходных основополагающих принципов, отражающих определенные общие черты множества кимберлитовых тел и полей; 2 – разработка алмазо- и кимберлитообразующей системы, наилучшим образом объясняющей всю совокупность фактических данных. Для изучения механизма кимберлитообразования предлагается следующий принцип: образующий кимберлиты (лампроиты) мантийный флюидно-магматический поток (газы, жидкость, твердые частицы) обладает определенным количеством энергии (изначально неопределяемой), пульсационнотурбулентным характером течения, деформирует среду вмещения (одноосное сжатие) и вырабатывает полость диатремы.

Проблемные вопросы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях обусловлены не генетикой их формирования, а условиями положения, когда они перекрыты геологическими образованиями разного состава. В таких геологических обстановках резко ограничиваются поисковые возможности шлихоминералогического метода и возникают проблемы выделения и классификации низкоамплитудных локальных магнитных аномалий. В подобных природных ситуациях возрастают требования к точности и надежности прогноза перспективных площадей в ранге кимберлитового поля. Надежность прогноза зависит от степени обоснованности прогнозно-поисковых критериев.

Представляется необходимым проанализировать меру следования установившимся базовым положениям в рудной геологии при прогнозно-поисковых исследованиях на алмазы.

Проблема локального прогноза эндогенных месторождений относится к группе качественных или слабоструктурированных проблем, поскольку она содержит геологические факты разной достоверности и зависит от текущей полноты геологических, геофизических и геохимических данных.

Выделить и обосновать реальную геологическую (рудоконтролирующую) систему, конечным выходом которой является месторождение, значит объективно указать всю совокупность геологических элементов, их соотношений и процессов, дающих данный выход в определенном геологическом пространстве. Среди многочисленных отношений геологических тел основными являются стратиграфические, тектонические и минерагенические. Система характеризуется эмерджентностью, т.е. ее свойства не могут быть получены из свойств частей и способа их соединения. В этом смысле система не аддитивна (система больше суммы своих элементов). Выделение системы начинается с изучения рудоконтролирующих факторов.

Рудоконтролирующие факторы (структурно-тектонические, магматические, динамические) выявляются на основе обобщения всей совокупности геологических, геофизических и геохимических данных по объектам прогнозирования. При этом опыт познания показывает, что обобщения наиболее эффективны, оптимально сочетают широкую общность с высокой содержательностью тогда, когда обобщаемые явления относятся к одному и тому же структурному уровню организации объектов (месторождения, поля, узлы, районы); иными словами, обобщаемые явления должны иметь достаточную соизмеримость и однородность. При изучении факторов рудоконтроля все геологические структуры и явления рассматриваются не в статике, а в динамике, процессе преобразований.

Рудоконтролирующие факторы являются основой для познания закономерностей размещения месторождений. Критерии прогноза и поисков обосновываются на рудоконтролирующих факторах и анализе закономерностей размещения месторождений, а их главной характеристикой является степень однозначности связи с прогнозируемым или искомым объектом. Выбор критериев локального прогноза месторождений осуществляется путем выявления геологических и физических неоднородностей природной среды и установления меры их связи. По характеру связи рудоносности с геологическими образованиями, процессами и явлениями критерии подразделяются на вещественные, структурные, геохронологические. К критериям могут быть отнесены только выдержанные, статистически устойчивые признаки, которые могут быть перенесены в геологическом пространстве из изученных районов с известными месторождениями и применимы при прогнозно-поисковых работах на других перспективных площадях. Надежность прогноза зависит не столько от набора (числа) критериев, сколько от степени связи с целевым геологическим объектом и наличия методов и средств их наблюдения и измерения.

Изучение конкретных геологических объектов (тел, полей, районов) преследует одновременное решение двух задач: причин и условий существования объекта (выявление рудоконтролирующих факторов – прямая задача), а также следствия его существования, внешних взаимодействий с вмещающей средой, признаков проявления (обоснование прогнозно-поисковых критериев – обратная задача). Однако проводимые исследования часто несимметричны в их решении (изучаются только причины или следствия). Разная степень однозначности и полноты связей причин и следствий существования объекта обуславливает применение критерия необходимости и достаточности знаний условий решения относительно конечного результата. Прогнозируемые геологические объекты характеризуются в геологическом, геохимическом и геофизическом признаковых пространствах, и их комплексное использование определяет степень надежности прогноза. При прогнозе и поисках должны соблюдаться следующие основные методологические принципы: 1 системного анализа, который рассматривает объект как систему взаимосвязанных характеристик; 2 – природной специфичности, которая учитывает специфику (геологическую, геохимическую, геофизическую) объекта и закономерности его развития; 3 – оптимизации описания объекта, который предопределяет необходимую полноту его характеристик; 4 – аналогичности, для сопоставления выявленных свойств искомых объектов со свойствами известных. При локальном прогнозировании используются методы: вещественные (состав и распределение вещества); структурные (анализ форм локализации рудного вещества); геологические (специфические свойства геологического пространства рудоотложения).

Системно-модельный подход необходим при обосновании прогнозно-поисковых критериев, что требует исследования обстановки нахождения месторождений многоаспектно и целостно (определяется геологическими структурными связями). Поиск и установление закономерностей должны осуществляться на определенных иерархических уровнях (подсистемах). Относительно меры применения системного анализа можно констатировать следующее. При мелкомасштабных прогнозных построениях, как правило, не очерчиваются вероятностные границы «действия» совокупности факторов в геологическом пространстве. Предложенные неполные функциональные модели кимберлитообразования схематичны, не обладают прогностичностью и на их основе нельзя обосновать надежные критерии кимберлитового поля, адекватные информации, получаемой в процессе поисков.

Выполняемый локальный прогноз, если безупречен в процедурном отношении (разделение сложного вопроса на цепочку более простых), то не совершенен в системно-целевом (каждое проводимое исследование должно быть точно определено в общей системе локального прогнозирования). Зачастую для целевого объекта (как системы) исследуются или элементы системы, или их связи, или геологическое развитие не одновременно и без интегрирования (синтеза) полученных результатов, характеризующих его целостность.

Для обоснования критериев любого объекта нужно исходить из положения, сформулированного В.И. Вернадским, которое гласит, что «каждое природное тело и каждое природное явление имеет свое собственное материально-энергетическое специфическое пространство». Если исходить из общего положения, что рудоконтролирующая энергетически обеспеченная система объединяет источники рудного вещества, пути его перемещения и места локализации оруденения, то специфичность образования алмазоносных кимберлитовых (лампроитовых) тел заключается в следующем. Первое – оторванность в пространстве и времени минералообразования (алмазов и МСА) от мест локализации. Второе – образование кимберлитовых (лампроитовых) тел непосредственно в ходе магматического процесса. Третье – независимость рудоотложения от состава вмещающей среды.

Из теории познания известно (положение о бесконечности дискретных свойств реальности), что нельзя изучить во всей полноте никакую часть реального геологического пространства (объекта). При прогнозировании и поисках нужно использовать «золотое правило: необходимо и достаточно», глубокий смысл которого заключается в необходимости получения такого количества данных по изучаемому объекту, параметру или свойству, которых статистически достаточно для их характеристики с учетом уровня природных флюктуаций. Однако принцип оптимизации описания объекта при прогнозировании почти повсеместно не выдерживается. При любых прогнозных и поисковых исследованиях все исполнители по намертво укоренившейся в геологии традиции «чем больше наблюдаешь – тем лучше» считают необходимым указать недостаточную изученность объектов исследований. Точные данные об индивидуальном процессе, входящем в совокупность, подчиняющуюся статистическому закону, нельзя предсказать не только из-за недостатка информации о них, но и из-за того, что сами индивидуальные процессы подчиняются только вероятностным закономерностям. Изучаемые кимберлитовые тела имеют практически бесчисленные признаки и отношения. В связи с этим только выбор цели, четко сформулированный и исходящий из генетической сущности, позволяет их разумно ограничить в соответствии с ней. Изучение минералогических и вещественных характеристик кимберлитовых (лампроитовых) тел, помимо получения минерально-вещественного образа, в ко-

нечном итоге должно завершаться указанием на те признаки, которые можно установить при поисковом процессе – выявлении и прослеживании ореолов рассеяния алмазов и МСА.

Глубокие специальные изучения отдельных геологических элементов, явлений и процессов (особенно микровещественных) не завершаются ясностью выводов в критериальном отношении для ранжированных алмазоносных объектов.

За полувековой период алмазопоисковых исследований общая проблема алмазоносности изучается во всех аспектах (стратиграфия, литология, магматизм, тектоника, петрология, минерагения, геодинамика), на всех глубинных уровнях (осадочный чехол, фундамент, земная кора, верхняя мантия) и с применением всех новейших методов исследования структуры, вещества. В настоящее время «алмазная геология» перегружена различными гипотезами, генетическими построениями, классификациями и фактическим материалом, всесторонне характеризующим кимберлитовые тела. Предложенные гипотезы, как правило, не отвечают условию их принципиальной проверенности через те материально выраженные следствия, которые из нее выводятся. Любая высказанная гипотеза алмазо- и/или кимберлитообразования должна сопровождаться анализом следствий ее материального проявления в конкретном реальном геологическом пространстве. Иными словами, гипотеза должна в своей содержательной части позволять определить геологическую форму и масштабы ее проявления. Казалось бы, что для поисков коренных источников алмазов важным является не раскрытие всего механизма алмазо- и кимберлитообразования, а материальные следы их существования, отражающиеся в геологическом, геохимическом и геофизическом признаковых пространствах. Однако надежность обоснованности прогнозно-поисковых критериев прямо зависит от генетической сущности.

Количественный рост практически однотипной информации по алмазам и их минералам-спутникам (MCA) по кимберлитовым телам, россыпям и ореолам еще не привел к получению качественно новых прогнозно-поисковых критериев ни для отдельных тел, ни их совокупностей в виде полей.

В эффективности алмазопоисковых работ на Сибирской платформе отчетливо просматривается парадокс, заключающийся в том, что основная масса открытых кимберлитовых тел, в том числе и промышленноалмазоносных, относится к периоду слабого знания глубинного строения и изучению MCA только на минеральном уровне. Период изучения алмазов и MCA на глубоком элементном уровне привел к выявлению многочисленных особенностей, присущих каждому телу, и появлению большого количества классификаций, но не к появлению (обоснованию) надежных и закономерно повторяющихся критериев локального прогноза. Переход в последние годы на изотопный уровень изучения алмазов, MCA и пород, их содержащих, безусловно, позволяет раскрыть самую глубокую генетическую сущность алмазообразующей системы, но не сулит быстрого обоснования «изотопных» поисковых критериев. Одновременно глубокое проникновение в тонкую сущность кимберлитового вещества порождает проблему интегрального свертывания этой информации и представления ее в виде операционных критериев в поисковом процессе. При всестороннем изучении кимберлитов и лампроитов на породном, минеральном, вещественном и изотопном уровнях конечной целью должно предусматриваться формулирование (выведение) прогнозно-поисковых критериев, реализуемых в практике.

Предлагаемые методы и методические приемы могут быть подразделены на две группы. Первая группа – это те, которые «работают» на открытие коренного тела. Вторая – те, которые могут характеризовать его уже как выявленный объект.

Несовершенство научно-методической базы как раз и проявляется при проведении алмазопоисковых работ на закрытых территориях и, прежде всего, в степени надежности выделения предельно локализованных контуров прогнозируемых кимберлитовых полей. Усложнение же геологической обстановки лишь диктует необходимость совершенствования комплекса поисковых методов и методических приемов, особенно в операционной последовательности их проведения. Комплекс прогнозно-поисковых методов уже длительное время остается неизменным и в общем-то ограниченным (минералогическое опробование всех видов, магнитные съемки), за исключением аналитических, которые интенсивно развиваются и достигли уже изотопного уровня.

В части минералогического опробования нужно заметить следующее: шлихоминералогический метод, повсеместно применяемый при поисках, имеет свои возможности, зависящие от геологических условий и, во многом, от мощности отложений, перекрывающих коренные источники алмазов. Эффективность стандартного минералогического опробования резко падает на закрытых площадях, когда мощность рыхлых отложений превышает 4 м. В таких обстановках необходимо проходить шурфы или применять технические средства (в частности, шнековое бурение) для отбора информативных проб из базальных (прицокольных) горизонтов. Однако эта очевидность зачастую игнорируется, а получаемые поисковиками результаты не только неинформативны, а вредны, ибо могут дискредитировать перспективную площадь. Для расшифровки выявленных ореолов МСА необходимо построение палеогеоморфологических карт соответствующего масштаба, которые раскроют вероятностные пути переноса и места накопления дезинтегрированного материала.

Механические ореолы рассеяния алмазов и МСА являются лишь весьма малой составной частью породной массы. В этом аспекте термин «коллектора алмазов и МСА» не корректен в понятийном отношении, ибо в отложениях, перекрывающих коренные источники и содержащих продукты их разрушения, нет никаких литолого-стратиграфических уровней избирательной концентрации алмазов и МСА. Кимберлиты дезинтегрируются вместе со средой их вмещения, а присущие им минеральные зерна перемещаются и накапливаются в общей породной массе по законам гравитации и гидродинамики. Мера и полнота изучения литологии перекрывающих образований должна быть соизмерима с целью (например, фациальной обстановки).

Применение высокоточной аэромагнитной съемки позволило выявлять слабо намагниченные кимберлитовые тела, но одновременно, вследствие конвергентности, привело к кратному возрастанию количества локальных аномалий. Недостаточность собственных параметров магнитных аномалий при классификации их по степени перспективности (вероятности связи с кимберлитовыми телами) требует привлечения данных других методов (гравиразведки, электроразведки, сейсморазведки), а также определения позиции аномалии в геологической структуре и положения в геоморфологической обстановке. Технология алмазопоисковых работ может совершенствоваться в части операционной последовательности проведения геологических и геофизических видов работ. Шлиховое и мелкообъемное опробование должно проводиться с акцентированием на выявление аномалии, как вероятностно связанное с потенциальными источниками алмазов и MCA.

При совершенствовании научного и методического обеспечения алмазопоисковых работ можно выделить два главных проблемных вопроса: 1) четкое формулирование исходных основополагающих принципов, отражающих определенные общие черты в породном, минеральном, вещественном составе, структуре совокупности множества кимберлитовых тел (многие сотни) и полей (многие десятки); 2) разработка алмазо- и кимберлитообразующей системы, наилучшим образом объясняющей всю совокупность фактических данных и способной не только к обоснованию надежных критериев (структурных, магматических, геофизических, минералогических, геохимических) для каждого ранжированного объекта (тела, поля, района), но и новым предсказаниям.

Для изучения механизма кимберлитообразования предлагается следующий принцип: образующий кимберлиты (лампроиты) мантийный флюидно-магматический поток (газы, жидкость, твердые частицы) обладает определенным количеством энергии (изначально не определяемой), пульсационно-турбулентным характером течения, деформирует среду вмещения (одноосное сжатие) и вырабатывает полость диатремы.

Из этого принципа выводится целый ряд следствий:

1. Физический механизм действия однонаправленных снизу сосредоточенных сил (поднимающегося мантийного флюида) приводит к образованию и развитию радиальных, кольцевых и субгоризонтальных трещин отрыва, что предопределяет и формы тел (дайки, силы).

2. Среда локализации кимберлитов (лампроитов) в породном отношении может быть любой, а ее характеристикой являются только геологические свойства.

3. Объем флюидно-магматической колонны (ФМК) характеризуется резко неравномерным распределением величин тензора напряжений и давления в разных своих частях, что предопределяет эпигенетические изменения алмазов и МСА.

4. В процессе функционирования ФМК в любом случае могли иметь место только метастабильные условия для образования алмазов.

5. Длительность функционирования ФМК зависит от энергетического обеспечения, а характер затухания может быть различным, что проявляется в количестве фаз внедрения.

6. Турбулентный характер течения флюидно-магматического потока не дает оснований ожидать какихлибо устойчивых закономерностей в строении кимберлитовых тел (даже в пределах поля).

7. Энергетический потенциал ФМК определяет величину диатрем, соотношение интрузивных фаз и кимберлитовых брекчий.

8. Перемешивание мантийного материала и пород вмещающей среды будет происходить в чрезвычайно широком диапазоне соотношений.

9. Эндогенные геохимические ореолы рассеяния элементов в среде вмещения кимберлитов (лампроитов) будут ограничены по латерали (квазидиабатический процесс), адекватны по форме телам и мозаичны в пределах кимберлитового поля.

10. Систематика кимберлитовых (лампроитовых) тел по различным основаниям (фациальному типу пород, главным породообразующим минералам и оксидам, элементам, количеству и соотношениям МСА и др.) всегда будет иметь локализованный характер (в пределах поля) и не будет обладать свойством для переноса ее в пространстве (субпровинции).

В свете всего вышеизложенного основной проблемной задачей в научном и методическом обеспечении алмазопоисковых работ является разработка алмазо- и кимберлитообразующих систем на основе синтеза всех накопленных теоретических знаний и фактических данных.

Начала общей теории систем требуют, чтобы система была способной к: 1 – обобщениям всей совокупности накопленных данных; 2 – объяснениям (множества особенностей в строении и составе кимберлитовых тел); 3 – предсказаниям (пересечений и взаимодействий во времени и в пространстве реальных геологических тел и процессов); 4 – постановке новых вопросов; 5 – связи с важнейшими научными теориями и принципами (теории концентрации и рассеяния рудного вещества в процессе эволюционного развития Земли, принципам П. Кюри, Ле Шателье-Брауна). При этом необходимо решить с максимальной определенностью следующие операционные задачи: 1 – определить компоненты, образующие системы, иерархические уровни и подсистемы (энергии и источников вещества, путей транспортировки и носителей рудного вещества; среды и структур локализации); 2 – геологически зафиксировать «входы» и «выходы» системы, что позволит изучить как внутреннее, так и внешнее функционирование, т.е. ее поведение в окружающей среде; 3 – установить максимальные и минимальные значения переменных (свойств) системы, т.е. условий и границ ее существования; 4 – определить функционирование (внутреннее и внешнее) и развитие системы во времени и в пространстве. Внутреннее функционирование определяет минеральные и вещественные особенности кимберлитовых тел, а внешнее – структурно-вещественные неоднородности геологического пространства в объеме кимберлитового поля. При разработке систем непреложным является соблюдение законов сохранения вещества и энергии и термодинамики при описании геологических явлений и процессов. Разработка осуществима при творческой кооперации ученых и специалистов непосредственного производства.

УДК 553.81(571.56):550.8

НАПРАВЛЕНИЕ ДЕТАЛЬНЫХ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ПРАВОБЕРЕЖЬЕ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ИРЕЛЯХ

Е.И. Борис

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Киев

Рассмотрены степень опоискованности юго-запада центральной части Мало-Ботуобинского алмазоносного района Западной Якутии, перспективы алмазоносности и определены направления дальнейших детальных ревизионных алмазопоисковых работ.

На протяжении почти 50 лет Мало-Ботуобинский алмазоносный район является одним из ведущих алмазодобывающих регионов Западной Якутии и страны в целом. Однако и здесь в последнее время осуществляется переход на подземную добычу руды из известных коренных месторождений алмазов – кимберлитовых трубок Интернациональная и Мир, поскольку их верхние горизонты уже отработаны открытым способом, а трубки Спутник, Дачная и им. XXIII съезда КПСС – полностью. В то же время имеющиеся еще кимберлитовые трубки Таежная и Амакинская проблему дефицита руды для открытой добычи не решают, так как алмазоносность первой находится на грани промышленной, а вторая характеризуется весьма низким содержанием алмазов. Все это, с одной стороны, обуславливает необходимость вложения значительных средств как в строительство шахт, так и в подземную добычу, а с другой – настоятельно требует более интенсивного проведения детальных ревизионных алмазопоисковых работ с целью скорейшего открытия в районе новых богатых коренных месторождений алмазов, возможность обнаружения которых здесь в разное время обосновывалась многими исследователями.

В структурном отношении Мало-Ботуобинский алмазоносный район располагается в пределах Ботуобинского поднятия, являющегося северо-восточным окончанием крупной и древней (дофанерозойского заложения) структуры Сибирской платформы – Непско-Ботуобинской антеклизы, на которое с северозападной стороны наложилось юго-восточное крыло Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы, а с юговосточной – Ангаро-Вилюйский мезозойский прогиб. Сводовая часть этого поднятия являлась границей раздела верхнепалеозойского и мезозойского осадконакопления в виде так называемой структурной террасы – полосы шириной в 25–30 км, протягивающейся в северо-восточном направлении через весь район. Верхние горизонты верхнепалеозойских и мезозойских отложений перекрывали и эту структурную террасу, а их полные разрезы устанавливаются за ее пределами, в долинах палеоводотоков, бравших начало и в сводовой части Ботуобинского поднятия. Рассматриваемый район в субмеридиональном направлении пересекают глубинные разломы Вилюйско-Мархинской зоны (с запада на восток): Буордахский, Кюеляхский (Интернациональный), Западный, Параллельный, Центральный (Мирнинский), Восточный и Мало-Ботуобинский. Они выполнены не выходящими на дневную поверхность дайками траппов, за исключением первого, второго и последнего разломов.

В разные годы территория района относительно хорошо подвергалась опоискованию, и особенно интенсивно в первое двадцатилетие после открытия в 1955 г. трубки Мир с целью обнаружения новых коренных и россыпных месторождений алмазов и оценки безрудности площади, на которой начал строиться г. Мирный (тогда основной центр алмазодобычи в стране) с необходимыми предприятиями и соответствующей инфраструктурой. В результате здесь открыто семь кимберлитовых трубок (Мир, Спутник, Дачная, им. XXIII съезда КПСС, Интернациональная, Амакинская, состоящая из двух тел (Северное и Южное), Таежная, а также две самостоятельные кимберлитовые дайки (Ан-21 и Южная) и целый ряд сопряженных с трубками даек кимберлитов (например, у трубки Интернациональная установлено десять таких даек). К трем из перечисленных выше разломов тяготеют все известные на сегодня кимберлитовые тела. Так, в зоне Кюеляхского разлома располагается трубка Интернациональная, Западного – трубки им. XXIII съезда КПСС, Амакинская и Таежная, а также две самостоятельные кимберлитовые дайки, Параллельного – Мир, Спутник и Дачная. Кимберлитовые трубки Мир, Спутник, Амакинская выходят на дневную поверхность, а остальные (частично и трубка Таежная) перекрыты мезозойскими терригенными образованиями. Кимберлитовых тел под верхнепалеозойскими отложениями пока не обнаружено, хотя перспективы обнаружения таковых имеются.

В этом районе также установлены пока единственные на Сибирской платформе россыпи алмазов промышленного значения, приуроченные к терригенным отложениям верхнего палеозоя (россыпи «Восточная» и «Западная») и мезозоя (россыпи «Водораздельные галечники», «Дачная-I», «Глубокая», «Новинка», «Геофизическая» и «Солур»), а также россыпные проявления алмазов верхнепалеозойского и мезозойского возрастов. Кроме того, в пределах развития образований этих возрастов закартированы ореолы рассеяния алмазов и их минералов-спутников. Отдельные из них тяготеют к известным коренным источникам, а другие как бы оторваны от них и характеризуются некоторыми специфическими особенностями за счет возможного дополнительного поступления данных минералов из еще не открытых кимберлитовых тел и/или претерпели неоднократный перемыв и переотложение в бассейновых условиях. Осложняющим фактором при этом является слабая магнитность кимберлитов некоторых тел (трубки им. XXIII съезда КПСС, Интернациональная) и практически отсутствие ореолов рассеяния алмазов и их минералов-спутников вблизи и непосредственно над ними. В районе обнаружены также россыпи алмазов и их минералов-спутников вблизи и непосредстки Мир, логов Хабардина, Горелого, Левобережная, рр. Ирелях, Малая Ботуобия и их террас.

В структурном плане все открытые здесь коренные и россыпные месторождения алмазов находятся в сводовой части Ботуобинского поднятия или на верхних частях его склонов. Эту территорию принято называть центральной частью Мало-Боуобинского алмазоносного района. Она имеет форму эллипсоидного круга, вытянутого в северо-восточном направлении, центром которого служит трубка Мир, то есть г. Мирный, и является наиболее изученной. Здесь широко развиты терригенные отложения нижней юры, а по водотокам на дневную поверхность выходят терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. Однако окраины данной территории, и особенно закрытые площади с мощностью перекрывающих кимберлитовмещающие терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя, местами достигающей 100 м, оказались в меньшей степени опоискованными, и в первую очередь на юго-востоке и северо-западе.

В настоящей работе рассматриваются перспективы алмазоносности именно юго-восточной ее части, охватывающей правобережье нижнего течения р. Ирелях, включая бассейны ее правых притоков – ручьев Зимний, Широкий, Глубокий, Таборный и Конный. Данная территория имеет форму треугольника. Северной ее границей является р. Ирелях, западной – Параллельный разлом, а юго-восточной – зона сочленения северо-западного борта Ангаро-Вилюйского прогиба с его центральной частью, выполненной мощной (50-60 м) галечной толщей укугутской свиты нижней юры. На борту этого прогиба развит возрастной аналог данной свиты – юлегирская свита, представленная в основном песками такой же мощности. Выше залегает оруктахская свита нижнего плинсбаха, сложенная преимущественно песками мощностью 40-50 м. Венчает этот разрез также песчаная толща (мощностью 50 м) бассейновых песков верхнего плинсбаха. Причем частично она сохранилась только на самых высоких отметках рельефа. Именно на правобережье р. Ирелях отмеченные выше отложения нижней юры выполняют так называемую Иреляхскую депрессию, где устанавливается наибольшая их мощность.

В результате проведенных ранее алмазопоисковых работ на правобережье нижнего течения р. Ирелях обнаружено коренное месторождение алмазов – кимберлитовая трубка Дачная, россыпи алмазов Дачная-I и Глубокая, а также их россыпные проявления Дачное-II, Староаэродромное и ореолы рассеяния кимберлитовых минералов, в том числе и те, которые не тяготеют к известным месторождениям. В этой связи необходимо особенно отметить наличие такого необычного ореола, прослеживающегося через весь район и приуроченного к галечникам укугутской свиты, в зоне их контакта со склоном северо-западного борта Ангаро-Вилюйского прогиба. Его необычность заключается в том, что в данных отложениях подобные ореолы не должны образовываться, поскольку они сформировались за счет привноса горной рекой чуждого району и весьма плохо сортированного крупнообломочного материала из Байкало-Патомского нагорья, который заполнял уже имевшуюся тогда долину прогиба. Это подтверждено и результатами геологосъемочных работ масштаба 1:50 000, проведенных в 1957–1972 гг. в бассейне верхнего течения р. Малая Ботуобия. Так, например, в галечниках укугутской свиты кимберлитовые минералы практически не были установлены; там же обнаружены валуны гранита и глыбы конгломератов размером до 2 м. Однако при этом остались незамеченными следующие факты.

В процессе разведки и доразведки в конце 50-х и в первой половине 60-х гг. ХХ в. россыпи алмазов Горная, приуроченной к террасовым отложениям р. Малая Ботуобия и находящейся непосредственно ниже устья р. Ирелях, было установлено, что ее плотиком являются терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя и галечные отложения укугутской свиты нижней юры, сохранившиеся от размыва в виде отдельных полей различной формы и выполняющие понижения в рельефе пород нижнего палеозоя. По результатам опробования именно в галечных отложениях по отдельным пробам обнаружены высокие содержания алмазов, достигающие 3 кар/м³. Кроме того, в 1963–1964 гг. были начаты алмазопоисковые работы в бассейне руч. Конный, однако из-за отсутствия ассигнований в связи с намерением Якутского территориального геологического управления ликвидировать Ботуобинскую экспедицию эти работы были прекращены. Все же отдельные пробы отсюда из галечников укугутской свиты были обогащены и показали наличие в них алмазов. И еще такой важный момент. Анализ результатов разведки россыпи р. Ирелях в 1956–1957 гг. показал наличие двух пиков повышения содержания алмазов: первый пик находится в среднем течении реки, в районе лога Горелый, а другой – в нижнем ее течении, ниже устья руч. Конный. Здесь же в 1965 г. при доразведке террасовой россыпи р. Ирелях был обнаружен алмаз весом в 10 карат. Все сказанное дало тогда основание отдельным геологам Ботуобинской экспедиции, треста (ПНО) «Якуталмаз» и ИЗК СО РАН (г. Иркутск) считать, что это результат размыва богатых коренных месторождений алмазов, находящихся непосредственно в днище долины р. Ирелях, и рекомендовать проведение здесь их поисков. По нашему мнению, наличие указанных двух пиков повышения содержания алмазов обусловлено размывом: в среднем течении реки россыпи «Водораздельные галечники», а в нижнем – алмазоносных галечников укугутской свиты.

Далее на юго-запад, вплоть до верховьев р. Южный Чуоналыр, в таких объемах отложения укугутской свиты на контакте с северо-западным бортом Ангаро-Вилюйского прогиба не опробовались и только из керна отдельных колонковых скважин отбирались шлиховые пробы, в которых были обнаружены единичные зерна пиропов и пикроильменитов. Исключение составляет шлиховое опробование галечников укугутской свиты на контакте с бортом прогиба, проведенное в последнее время сотрудниками ЯНИГП ЦНИГРИ (И.И. Антипин и др.) на правобережье руч. Конный. Здесь установлено наличие пиропов и пикроильменитов относительно хорошей сохранности. Возникает вопрос: откуда могли поступать алмазы в таком количестве в галечники этой свиты и на продолжении такого длительного времени? Ведь южные фланги россыпи «Водораздельные галечники» не заходили на правобережье, за исключением ее останца в виде россыпи «Дачная-I». Да и не обнаружена такая «дорожка», чтобы в юлегирское время алмазоносный материал по ней поступал в галечники укугутской свиты. Россыпь «Глубокая» к югу затухает, и только в верховье руч. Глубокий в пробах из отдельных шурфов установлены незначительные содержания алмазов. В то же время в скважине 209, пробуренной в верховье руч. Таборный, опоискованного по редкой сети (скважины расположены вкрест направления переноса терригенного материала в центральной части Иреляхской депрессии), обнаружены аномально высокие концентрации пиропов и пикроильменитов весьма хорошей сохранности. Возможно, это фрагмент потока кимберлитовых минералов в укугутские галечники.

Исходя из изложенного, на сегодня весьма важными являются:

1. Ревизионный детальный анализ степени геолого-геофизической опоискованности зон глубинных разломов – Восточного, Центрального и Параллельного от р. Ирелях на севере до борта Ангаро-Вилюйского прогиба, перекрытого галечниками укугутской свиты на юге. При этом особое внимание следует уделить зоне Восточного разлома от южного окончания россыпи «Глубокая» и далее на юг, включая районы скважины 209 и нахождения туфовых трубок на правобережье р. Юлегир.

2. Проведение выборочного опробования выходящих на дневную поверхность галечников укугутской свиты на контакте с северо-западным бортом Ангаро-Вилюйского прогиба: на правобережье руч. Конный и на обоих склонах долины р. Юлегир, где ее в северо-восточном направлении пересекают выходы указанных галечников. Это позволит установить начало их алмазоносности, то есть даст возможность ограничить площадь предполагаемого ревизионного и детального опоискования в юго-западном направлении, а также найти именно ту «дорожку», которая должна привести к искомому их коренному источнику.

3. Уделение особого внимания ореолу рассеяния кимберлитовых минералов хорошей сохранности, находящемуся юго-западнее россыпи «Дачная-I», на левом склоне долины руч. Зимний в пределах развития нижнеюрских отложений.

В результате проведения всех этих рекомендуемых исследований, по нашему мнению, удастся определить направление, виды работ и их объемы для окончательной оценки перспектив алмазоносности рассматриваемой территории, что в конечном счете безусловно должно привести к открытию богатого коренного месторождения алмазов.

УДК 549.211:549:553.81(470)

РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ТИПОМОРФНЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ АЛМАЗОВ

А.В. Герасимчук, В.И. Коптиль

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Приводятся результаты анализа и обобщения данных по алмазам из коренных источников, россыпей, россыпепроявлений и отдельных находок различных регионов территории Восточно-Европейской платформы. Изложены материалы регионального районирования платформы по типоморфным характеристикам алмазов с выделением Архангельской, Тимано-Уральской, Балтийской, Юго-Западной и Западно-Русской алмазоносных субпровинций. Алмазы в европейской части России известны уже два века, однако статус новой алмазоносной провинции Восточно-Европейская платформа (ВЕП) обрела лишь после открытия в 1975 г. алмазоносных кимберлитов на Зимнем Берегу. В настоящее время алмазоносные и потенциально алмазоносные магматические источники известны и в других частях платформы: кимберлиты на Терском Берегу Беломорья, в Финляндии, Карелии, Приазовье, Среднем Тимане, лампроиты в Карелии и на Украинском щите, убогоалмазоносные щелочно-ультраосновные породы в Беларуси. Обобщением, с использованием наиболее информативных петрогеохимических характеристик, данных по составу платформенных магматических комплексов ВЕП, проведенным группой сотрудников ИГЕМ РАН под руководством академика О.А. Богатикова [1], показано пространственно-временное распределение алмазоносных и потенциально алмазоносных магматитов платформы:

 – алмазоносные породы (кимберлиты, лампроиты) установлены среди проявлений магматизма нижнего-среднего рифея (костомукшский комплекс) и среднего палеозоя;

потенциально алмазоносные кимберлиты и/или лампроиты известны в палеопротерозойскую (кировоградский комплекс), нижне-среднерифейскую (черкасский комплекс), среднепалеозойскую (восточно-приазовский, умбинский комплексы) эпохи;

– промышленные месторождения алмазов установлены пока только в зимнебережном комплексе (среднепалеозойская эпоха).

О возможности открытия новых коренных источников алмазов в пределах ВЕП свидетельствуют результаты исследований специалистов-алмазников многих организаций, предприятий и научных учреждений страны, изложенные в многочисленных публикациях и озвученные на разного уровня научных и научнопрактических конференциях и совещаниях. В основном эти выводы базируются на различных глубинных, структурно-тектонических и палеотектонических построениях и реконструкциях, обнаружении проявлений щелочного-ультраосновного магматизма, находках высокобарических минералов, относимых к глубинным парагенезисам, других прогнозно-поисковых предпосылках и признаках локализации алмазоносного магматизма. В то же время во всех прогнозных построениях явно ощущается дефицит сведений об алмазах на прогнозируемых перспективных территориях и площадях, в отличие от Сибирской платформы, особенно её якутской части. Обусловлено это, во-первых, меньшей степенью и детальностью специализированной на алмазы изученностью ВЕП, во-вторых, более низким, по всей вероятности, уровнем алмазоносности коренных источников в её пределах. Имеющиеся немногочисленные, за исключением Архангельского и Урало-Тиманского регионов, данные по типоморфным характеристикам алмазов платформы носят разрозненный характер и к настоящему времени в целом по её территории практически не обобщены. В некоторых публикациях [2, 3] морфотипы алмазов платформы рассмотрены, однако базируются они на данных не из всех её регионов.

При прогнозных геологических исследованиях с целью оценки перспектив той или иной территории, особенно на этапе региональных стадий поисковых работ, весьма важным является проведение минерагенического районирования, которое позволяет по комплексу глубинных, тектонических, минералогических и других данных вычислять площади, бесперспективные или малоперспективные на возможное нахождение месторождений алмазов. К числу важнейших составляющих такого районирования относится районирование исследуемой территории по типоморфным характеристикам алмазов. Основным результатом при этом является определение вероятных типов и оценка возможной продуктивности коренных первоисточников алмазов, представляющих собой кимберлиты, лампроиты, туфы, метаморфические породы и импактиты. Из прогноза вероятных источников строится дальнейшая стратегия поисков месторождений алмазов.

Современные методы минералого-аналитических исследований алмазов дают возможность получать большой объем информации об обстановках их генезиса, последующих эволюционных изменений в эндогенных и экзогенных условиях (т.е. данных о типоморфных особенностях), что имеет важное значение при прогнозировании, поисках и оценке месторождений. Из значительного спектра этих особенностей наиболее информативными и относительно легко диагностируемыми являются: кристалломорфология, фотолюминесценция, распределение оптически-активных азотных и водородных центров, химический состав твердых включений в алмазах, изотопный состав углерода алмазов, электронный парамагнитный резонанс и другие. Как показали многолетние исследования алмазов на Сибирской платформе, важнейшими типоморфными признаками природных алмазов, знание которых необходимо при районировании территорий, прогнозировании и поисках новых месторождений этого минерала по его россыпным находкам, являются минералогические разновидности по классификации Ю.Л. Орлова [4] с разделением их по габитусу и морфогенетическим типам кристаллов. С применением данного подхода (методологии) специалистами ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» [5-7] было проведено минералогическое районирование Сибирской платформы по алмазам на алмазоносные субпровинции, районы и поля, и выделена наиболее перспективная на обнаружение высокоалмазоносных месторождений Центрально-Сибирская субпровинция. Это, при комплексном использовании с другими прогнозно-поисковыми факторами, позволило АК «АЛРОСА» в последние годы существенно сузить районы поисковых работ в Западной Якутии, сконцентрировав их на наиболее перспективных площадях.

Основываясь на полученном опыте, нами проведено региональное районирование территории ВЕП по типоморфным характеристикам алмазов с целью последующего использования этих данных при выборе возможных направлений прогнозно-поисковых геологоразведочных работ в этом регионе. В отличие от Си-

бирской платформы, по которой в компании «АЛРОСА» практически полностью сохранено большинство находок и коллекций алмазов, извлеченных при поисковых и разведочных работах, на ВЕП прогнознопоисковые исследования вели многочисленные организации, и сегодня доступ к алмазам для их изучения представляет большую сложность. Тем не менее, за период с 1995 по 2006 гг. специалистам ЯНИГП ЦНИГ-РИ удалось описать, в основном минералогическими методами, около 3100 алмазов из различных алмазоносных объектов ВЕП, в т.ч.: по некоторым россыпям Урало-Тиманского региона – 530 кристаллов [8], из месторождений Зимнебережного района – около 1700, по трубке Ермаковская-7 Терского Берега – около 80 кристаллов, из терригенных образований Украинского щита и Воронежской антеклизы – 790 алмазов [9]. Несмотря на то, что количество изученных алмазов почти на два порядка ниже, чем по Сибирской платформе, привлечение опубликованных сведений по алмазам различных регионов ВЕП [10-29 и др.] позволило составить достаточно полную сводку по алмазам на сегодняшнем уровне изученности и провести предварительное районирование описываемой территории по их типоморфным особенностям.

При районировании нами также использован такой прогнозный фактор, как морфологический критерий алмазоносности. Он был установлен эмпирически [30] на основе многолетнего опыта изучения кристаллов алмазов из более 100 кимберлитовых тел Западной Якутии, которые характеризуются различной алмазоносностью (от убогой до уникальной), отличаются вещественно-минералогическим составом руды и геолого-структурным положением. Критерий гласит, что промышленно-алмазоносными (с содержанием более 1 кар/т) могут быть только те кимберлитовые тела, в которых содержание типичных округлых алмазов (т.н. «уральского» типа) составляет в среднем не более 18-20% от всего количества обнаруженных в нем кристаллов. Установлено, что в наиболее высокоалмазоносных месторождениях Якутии с содержанием алмазов свыше 4 кар/т (трубки Мир, Интернациональная, им. XXIII съезда КПСС, Айхал, Ботуобинская, Нюрбинская) содержание такого рода кристаллов не превышает первых долей процента, причем встречаются они только в мелком классе -1+0,5 мм (в количестве до 1%) и исключительно редко в классе -4+2 мм при полном отсутствии среди камней более крупного размера. В кимберлитовых телах с содержанием алмазов на уровне 1-2,5 кар/т (трубки Удачная, Сытыканская, Дачная) содержание додекаэдроидов «уральского» типа не превышает 5-7% и они тоже встречаются преимущественно в классе -1+0,5 мм, реже -2+1 мм и исключительно редко в классе -4+2 мм при полном отсутствии среди камней более крупного размера. Для кимберлитовых тел с содержанием алмазов в пределах 0,8-1,5 кар/т (трубки Юбилейная, Краснопресненская) содержание такого рода округлых кристаллов достигает в среднем 10-14% во всех классах крупности, в том числе и -4+2 мм, при редкой встречаемости в классе -8+4 мм. В кимберлитовых телах сложного геологического строения (Сытыканская, Комсомольская), с различающейся почти на порядок алмазоносностью отдельных рудных столбов, содержание округлых алмазов различается примерно в той же пропорции. В «бедных» столбах оно составляет до 20-25% от общего количества, причем растет с увеличением крупности кристаллов.

Морфологический критерий алмазоносности «работает» и за пределами Центрально-Сибирской субпровинции. К примеру, трубка Малокуонапская раннемезозойского возраста (Куранахское поле) с повышенной (0,6 кар/т) алмазоносносностью порфирового кимберлита северного рудного столба характеризуется пониженным содержанием типичных округлых кристаллов. Последние полностью отсутствуют в крупных классах -4+2 мм и -8+4 мм. При этом содержание округлых алмазов более чем на порядок повышено в кимберлитах южного рудного столба (АКБ) с низкой (0,05 кар/т) алмазоносностью. Также обращает на себя внимание тот факт, что в трубке Малокуонапская отсутствуют пиропы с высоким содержанием кноррингитового компонента как в кимберлите, так и в виде твердых включений в алмазах. Следовательно, морфологический критерий алмазоносности кимберлитов в данном случае показывает свою универсальность даже по сравнению с минералогическим критерием алмазоносности H.B. Соболева [31].

Морфологический критерий алмазоносности, хорошо апробированный в Западной Якутии, можно применять для разбраковки по степени перспективности территорий ВЕП на прогнозируемые (искомые) кимберлиты и лампроиты по находкам алмазов в россыпях. При этом необходимо выделять алмазы из других генетических типов первоисточников: метаморфогенного, ударно-метаморфогенного и невыясненного генезиса. Известно, что разведанные месторождения ударно-метаморфогенного (Попигайская и Карская астроблемы, метеоритные кратеры Украинского щита) и метаморфогенного (месторождение Кумдыколь в Кокчетавском массиве Казахстана) типов представлены мелкими техническими алмазами и, несмотря на их высокую алмазоносность (до 10 и более кар/т), в настоящее время практического интереса не представляют. В этой связи площади с находками алмазов этих генетических типов в терригенных отложениях следует исключать из числа территорий, перспективных на обнаружение промышленно значимых коренных месторождений.

При районировании ВЕП как алмазоносной провинции (по аналогии с Сибирской алмазоносной провинцией), наряду с типоморфными характеристиками алмазов, принимались во внимание, как одни из основных, и данные по установленным либо предполагаемым эпохам алмазоносного магматизма в её регионах. Основными коренными источниками алмазов, формирующими их промышленные месторождения, являются, как известно, кимберлиты и лампроиты, поэтому установление возраста кимберлитовых или лампроитовых тел, а также эпох тектоно-магматической активизации платформы, с которыми может быть связан кимберлитовый или лампроитовый магматизм, играет важную роль при прогнозировании алмазных месторождений и выбора стратегии их поиска. По этой проблеме были привлечены результаты обобщающих исследований многих ученых и специалистов, занимавшихся вопросами кимберлитообразования на отдельных территориях ВЕП. Обобщения геологических данных, проведенные в последние годы, показывают [1, 32], что кимберлитовый (лампроитовый) магматизм на Европейском Севере России имеет полихронный характер и связан, как минимум, с четырьмя эпохами тектоно-магматической активизации платформы.

Средне-позднепротерозойская эпоха кимберлито-(лампроито)образования установлена на Балтийском щите. Здесь известны на территории Карелии убогоалмазоносное кимберлитовое тело «Кимозеро», возраст которого оценен в 1764 млн. лет, поле потенциально алмазоносных лампроитов Костомукши (1231-1241 млн. лет) и дайковое поле неалмазоносных лампроитов Порьегубского комплекса в Мурманской области с возрастом около 1720 млн. лет. Эта эпоха также подтверждается находками кристаллов алмаза и его минералов-спутников (хромшпинелид, хромдиопсид) в базальных горизонтах усть-пинежской свиты верхнего протерозоя на Ветреном Поясе, а также находками пиропов в аньюгских конгломератах, сланцах кислоручейской свиты и в базальных горизонтах визингской свиты четласской серии среднего рифея на Среднем Тимане. Кимберлитовые тела №№ 15 и 16 поля Каави-Куопио в Финляндии имеют, по данным финских геологов [33], среднерифейский возраст (1100 млн. лет).

Венд-кембрийская эпоха кимберлитообразования подтверждается находками комплекса минераловспутников (пироп, хромшпинелид, хромдиопсид) и кристаллов алмаза в базальных горизонтах нижнего силура на Северном Тимане. Среди пиропов присутствуют зерна с механогенной поверхностью, следами гипергенного растворения и первичной магматогенной поверхностью. По химическому составу преобладают зерна лерцолитового парагенезиса, на фоне которых присутствуют зерна алмазной ассоциации. К потенциально алмазоносным магматитам на Среднем Тимане отнесены лампроиты Четласского комплекса с возрастом 590±20 млн. лет. В Финляндии кимберлитовая трубка № 1 имеет возраст 434 млн. лет, кимберлитовые трубки №№ 2 и 3 – 593 млн. лет, трубки №№ 5, 9, 10 и 14 – около 450 млн. лет [33].

Среднепалеозойская эпоха кимберлитообразования установлена достоверно. С ней связано образование кимберлитов Беломорско-Кулойского плато: кимберлитовые тела Зимнебережного алмазоносного района, включая месторождения им. М.В. Ломоносова в Золотицком поле – 355 млн. лет (по К-Аг методу) и 385 млн. лет (по U-Pb методу по циркону) и трубка им. В. Гриба в Верхотинском поле – порядка 360-380 млн. лет (по относительному геологическому возрасту на основании фаунистической диагностики углефицированной флоры); комплекс кимберлитовых и кимберлитоподобных пород на Терском берегу Белого моря (возраст трубки Ермаковская составляет около 376 млн. лет). Примерно в это же время формировались трубочные тела щелочно-ультраосновного состава на Онежском полуострове, кимберлиты (альнеиты?) Среднего Тимана, диагностированные в трубке Умба (376–382 млн. лет).

Алмазоносными являются отложения урзугской свиты (нижний карбон), в формировании которой, по мнению некоторых исследователей, могли принимать участие не только известные в Архангельском регионе кимберлитовые тела позднедевонско-нижнекарбонового возраста с продуктивной алмазоносностью, но и трубки более ранней, неизвестной на территории области, силурийской (?) фазы кимберлитового магматизма. По этой причине урзугский коллектор нижнекарбонового возраста является смешанным, и частично мог быть сформирован за счет перемыва и переотложения более древнего алмазоносного коллектора.

Пермско-триасовая эпоха кимберлитообразования. Эта эпоха выделена [34] на основании общегеологических соображений: крупных геологических событий в окружающих геосинклинальных областях, проявлений магматизма, пликативных движениях на платформе. В результате целенаправленного изучения осадочного чехла платформы были выявлены два промежуточных коллектора, подтверждающих наличие алмазоносных кимберлитов этого возраста на севере платформы. Один коллектор приурочен к нижнеустьинской свите татарского яруса перми, другой – к ветлужской серии нижнего триаса. Алмазоносные магматиты этого возраста в регионе, да и на всей платформе, пока не известны. Однако имеются сведения [35] о возрасте некоторых кимберлитов и кимберлитоподобных пород Терского берега в 340 млн. лет (по K-Ar соотношению), что соответствует верхнепалеозойскому этапу.

Учитывая обобщенные данные по алмазам Европейского севера России и Урало-Тиманского региона, а также вышеприведенные сведения по эпохам алмазоносного магматизма, по результатам регионального районирования в этой части платформы нами выделяются Архангельская, Балтийская и Тимано-Уральская алмазоносные субпровинции (рисунок), которые характеризуются типоморфными свойствами алмазов открытых и ожидаемых в их пределах коренных источников.

Архангельская алмазоносная субпровинция (ААСП). Несмотря на общность тектонического развития, пространственную и временную взаимосвязь кимберлитового и мелилититового магматизма Архангельского региона и проявлений щелочно-ультраосновного (включая алмазоносный кимберлитовый) магматизма Кольского полуострова, нами в настоящее время по отличительным типоморфным особенностям алмазов выявленных и прогнозируемых позднедевонских кимберлитов площадь субпровинции ограничивается территорией Архангельской области. К таковым особенностям алмазов месторождений провинции относятся:

1. Разнообразие габитусных форм кристаллов, включающих октаэдры, ромбододекаэдры, различные комбинации переходных форм октаэдр-додекаэдр, псевдогемиморфные разности, различные поликристаллические сростки и двойники.

2. Доминирование среди макроалмазов (крупнее 0,5 мм) кривогранных кристаллов ромбододекаэдрического габитуса, в большинстве своем представляющих типичные округлые алмазы. Это доминирование воз-



Схема районирования по алмазам Восточно-Европейской алмазоносной провинции (составлена с использованием данных из [10]): 1 – граница Восточно-Европейской платформы; 2 – выходы кристаллического фундамента; проявления алмазоносного магматизма: 3–5 – диатремы и дайки кимберлитов (лампроитов), в т.ч. протерозойские (3), нижнепалеозойские (4), среднепалеозойские (5); 6–9 – россыпи и россыпепроявления алмазов в донеоген-четвертичных толщах, в т.ч.: рифейских (6), нижнепалеозойских (7), среднепалеозойских (8), мезозойских (9); 10–14 – ореолы распространения и находки алмазов в отложениях: рифея (10), нижнего палеозоя (11), верхнего палеозоя (12), меловых (13), кайнозойских (палеогеновых-четвертичных (14); 15 – границы алмазоносных субпровинций: I – Архангельской, включающей кимберлитовые поля со средним и низким потенциалом алмазоносности кимберлитовых полей; II – Балтийской с низким потенциалом алмазоносности кимберлитовых (лампроитовых) полей и предполагаемыми отдельными среднеи иизкоалмазоносными коренными источниками; III – Тимано-Уральской с низким потенциалом алмазоносности россыпей, коренные источники которых не установлены, и неалмазоносными кимберлитовыми, кимберлитоводобными и лампроитовыми телами (в её северной части); IV – Юго-Западной с низким и убогим потенциалом алмазоносности и полигенной смесью коренных источников – кимберлит-лампроитового, метаморфогенного, импактного и невыясненного генезиса; V – Западно-Русская алмазоносная субпровинция с низким и убогим потенциалом алмазоносности предполагаемых кимберлитовых полей; 16 – территории с неясными перспективами коренной алмазоносности

растает с увеличением крупности камней. Совместно с кристаллами переходных форм и тетрагексаэдрами округлые разности алмазов составляют более 80% (таблица). Несколько меньшими количествами таких кристаллов (более 60%) характеризуется месторождение им. В. Гриба, но в целом в этом отношении алмазы ААСП не имеют аналогов среди эксплуатируемых коренных месторождений Сибирской платформы. Близки к ним по этому параметру кристаллы из россыпей севера Якутской алмазоносной провинции, коренные источники которых до настоящего времени не установлены.

	Распределение по габитусным формам, %								
Название трубки	октаэдры	ромбодо- декаэдры	переходные формы	кубы	тетраге- ксаэдры	псевдоге- миморфные			
им. В. Гриба	27,6	38,3	22,4	5,7	0,4	5,6			
Поморская	12,6	66,4	0,6	0,9	19,1	0,4			
им. М.В. Ломоносова	15,1	76,6	2,3	0,5	4,6	0,9			
Архангельская	13,2	55,1	2,9	1,0	27,3	0,5			
Карпинского-1	4,8	80,0	1,1	0,6	12,7	0,8			
Карпинского-2	13,3	74,2	0,4	0,8	10,5	0,8			
Снегурочка	25,1	49,6	13,0	3,7	9,6	-			
Пионерская	9,1	80,5	2,8	0,9	5,9	0,8			

Распределение по габитусу кристаллов алмазов из тел Золотицкого поля и трубки им. В. Гриба (с использованием данных из [24] и [10])

Округлые алмазы характеризуются сложным внутренним строением, широким распространением структур типа «алмаз в алмазе» [10].

3. Среди мелких классов (-0,5 мм) основным морфологическим типом являются плоскогранные октаэдры, в резко подчиненном количестве встречаются округлые алмазы додекаэдрического габитуса.

4. В значительных количествах (до 8,5%, по [10]) среди алмазов месторождений присутствуют кристаллы V разновидности, полуокруглые додекаэдроиды с большим содержанием примеси графита, также равномерно окрашенные желтые кубоиды II разновидности по Ю.Л. Орлову [4] с повышенной концентрацией парамагнитного азота. Содержание последних достигает 20% и более. По всей видимости, эти алмазы имеют субдукционный генезис [21, 36].

5. Отличительным свойством алмазов додекаэдрического габитуса является повсеместное развитие на их кристаллах скульптур окислительного растворения. Мелкие октаэдрические алмазы гладкогранные, следы растворения на них отсутствуют, но они сильно подвержены коррозии.

6. Алмазы архангельских месторождений в целом характеризуются низким содержанием сингенетических минеральных включений, высокой степенью сохранности (целостности).

Анализ показывает, что вышеописанный морфологический критерий прогнозной оценки алмазоносности может быть успешно применим и для Архангельской алмазоносной субпровинции. Так, в кимберлитовых телах месторождения им. М.В. Ломоносова Золотицкого поля (содержание алмазов на уровне 0,5-1 кар/т) количество типичных округлых алмазов колеблется в пределах 37-43% с тенденцией к повышению с увеличением крупности кристаллов. Это сопоставимо с таковыми параметрами разведанных месторождений Верхне-Мунского кимберлитового поля Якутии с близким уровнем алмазоносности. В месторождениях Золотицкого поля установлено снижение числа типичных округлых алмазов среди микрокристаллов класса -0,5 мм. Содержание последних хорошо коррелируется с алмазоносностью: в частности, оно повышено в телах с пониженной алмазоносностью, что можно увидеть на примере трубок Пионерская и Поморская. Это обстоятельство позволяет применить морфологический критерий алмазоносности кимберлитов по микрокристаллам для оценки алмазоносности трубок и прогнозной оценки территории этого региона на предмет поиска новых продуктивных месторождений по их находкам в россыпях.

В трубке им. В. Гриба (Верхотинское поле) содержание типичных округлых алмазов «уральского» типа составляет около 17%, что более чем в 2 раза ниже по сравнению с месторождением им. М.В. Ломоносова и близко к месторождению Юбилейная (Алакит-Мархинское поле в Якутии) со средним уровнем алмазоносности. Среди микроалмазов класса -0,5 мм в трубке им. В. Гриба типичные округлые алмазы «уральского» типа отсутствуют, что подтверждает её более высокую алмазоносность по сравнению с месторождением им. М.В. Ломоносова.

Анализ типоморфных характеристик алмазов Архангельского региона в сравнении с выделенными алмазоносными субпровинциями Сибирской платформы, учет продуктивности известных на Зимнем Берегу коренных месторождений и применение морфологического критерия алмазоносности показывают, что, по всей вероятности, в ААСП вновь открываемые кимберлитовые тела ожидаются со средним и низким потенциалом алмазоносности.

Балтийская алмазоносная субпровинция. В состав этой провинции мы включаем алмазоносные и алмазоперспективные площади Северо-Западного региона России, охватывающие Карелию, Мурманскую и Ленинградскую области, а также алмазоносные территории Финляндии (рисунок). Анализ данных по алмазам этого региона показывает, что:

– алмазы здесь обнаружены в кимберлитовых телах (Терский Берег, Кимозеро, финские трубки), лампроитах (Костомукша), среднепалеозойских и аллювиальных отложениях обложениях южной части Балтийского щита (соответственно, Лужская и Мстинско-Демьянская площади), ледниковых и флювиогляциальных образованиях на территории Карелии;

 содержания алмазов, приближающиеся к среднепродуктивным, установлены только в кимберлитовых телах Каави-Куопио Финляндии, остальные известные коренные источники низко- и убогоалмазоносные; практически все (за редким исключением) обнаруженные алмазы северо-запада России относятся к мелкоразмерным (менее 1 мм);

– сегодняшний уровень изученности позволяет выделить среди алмазов региона две основные группы по их морфологической форме: среди алмазов Ермаковского кимберлитового поля (Терский Берег) и Лужской площади преобладают округлые алмазы додекаэдрического габитуса; алмазам Карелии и Финляндии свойствен в основном октаэдрический габитус кристаллов (см. вкл., рис. 11).

Анализ немногочисленных находок алмазов в Балтийской субпровинции позволяет в настоящее время предполагать в целом низкий потенциал алмазоносности прогнозируемых кимберлитовых (лампроитовых) полей и небольшие (1-2 га) размеры кимберлитовых тел фанерозойского возраста из-за значительного их эрозионного среза (по аналогии с Канадой). В то же время в них могут быть выявлены отдельные среднеалмазоносные и близкие к этому уровню (подобно Финляндии) коренные источники.

Тимано-Уральская алмазоносная субпровинция. Изучение типоморфных свойств алмазов региона показало, что алмазы россыпей и россыпепроявлений западного склона Урала и Тимана во многом идентичны. При этом алмазовмещающие терригенные толщи по особенностям геологического строения в основном также сходны. Анализ геолого-структурного строения обоих регионов показывает, что коренные первоисточники в них должны быть генетически однотипны. С учетом вышеизложенного, эти регионы объединены нами в единую Тимано-Уральскую алмазоносную субпровинцию (рисунок). К этой субпровинции мы относим и юго-западное Приуралье, включающее Башкирское поднятие и прилегающие территории.

Основные типоморфные особенности алмазов субпровинции заключаются в следующем:

1. В россыпях и россыпепроявлениях территории доминируют (от 70 до 85%) округлые кристаллы додекаэдрического габитуса т.н. «уральского» типа (см. вкл., рис. 12–13) [13]. Такая их форма может быть объяснена постростовым окислительным растворением кристаллов, по-видимому, в агрессивной водносиликатной флюидной системе. Этот же процесс способствовал развитию на кристаллах различных фигур и структур травления, каверн и т.п.

Характерный кривогранный габитус тимано-уральских алмазов сходен с аналогичным преобладающим габитусом алмазов кимберлитовых месторождений ААСП, имеющих среднепалеозойский возраст, а также россыпей северо-востока Сибирской платформы и Тунгусской субпровинции, коренные источники которых до настоящего времени не установлены (предполагается их полихронный магматизм, в том числе и докембрийского возраста). Доля округлых алмазов возрастает к югу субпровинции – от Северного Тимана к западным склонам Среднего и Южного Урала. В этом же направлении возрастает средний размер алмазов в россыпях и россыпепроявлениях [37].

2. В резко подчиненных количествах выявлены кристаллы комбинационных форм (8-15%), октаэдры (5–12%) и кубы (до 2% в Северном Тимане, в единичных количествах встречаются в Среднем Приуралье).

3. По первичным типоморфным признакам (сингенетичные примеси и дефекты структуры кристаллов), устанавливаемым методом ИК-спектроскопии, алмазы Тимана и Урала отличаются. Первые близки по содержанию азотных центров алмазам некоторых тел Далдыно-Алакитского района Якутии. Среди вторых выделяются [13] 3 группы (популяции), сопоставимые с алмазами других регионов: североуральские (вишерские) алмазы схожи с алмазами Мало-Ботуобинского района Якутии, среднеуральские (Кожво-Вижайский район) низкоазотные алмазы популяции I близки к алмазам кимберлитовых силлов Венесуэлы, среднеуральские высокоазотные алмазы популяции I сходны с алмазами Золотицкого поля Архангельской субпровинции. В то же время последние по степени агрегированности азота и содержанию водорода приближаются к алмазам из кимберлитовых трубок Мало-Ботуобинского района. Изложенное свидетельствует, что, по всей вероятности, уральские алмазы своим происхождением обязаны различным кимберлитовым источникам.

4. Состав минеральных включений в алмазах указывает на то, что они относятся к кристаллам ультраосновного и эклогитового парагенезиса, при преобладании (около 60 %) доли первых.

Малые содержания алмазов в россыпях региона [37] позволяют утверждать, что эта территория представляет собой алмазоносную субпровиншию с низким потенциалом алмазоносности россыпей, коренные источники которых не установлены. Как по нашим представлениям (морфологический критерий алмазоносности), так и по мнению В.А. Милашева [38], который оценивает возможный уровень коренной алмазоносности региона, исходя из степени сохранности алмазоносности и коэффициента потенциальной алмазоносности, содержание полезного компонента в возможных коренных источниках Урала и Тимана составит не более 0,25 кар/т. При этом качество алмазов, ожидаемое в них, обычное для кимберлитов других провинций (порядка 50 \$/ct), что в несколько раз ниже, чем в известных россыпях. Данное обстоятельство приводит к выводу об экономической нецелесообразности дальнейших их поисков. Если же признать возможным докембрийский возраст тиманских алмазов, то это ставит под сомнение саму практическую возможность обнаружения их коренных источников, в том числе в юго-западном Притиманье и на Сысольском своде, так как они залегают на глубинах более 1 км. Выявленные же в северной части субпровинции (Вольско-Вымская гряда Среднего Тимана) кимберлитовые тела Умбинского комплекса являются убогоалмазоносными. К числу потенциально алмазоносных в настоящее время относятся лампроитовые тела вендкембрийского возраста Четласского комплекса (юго-восточная часть Четласского Камня). Мала вероятность алмазоносности пикритов дворецкого комплекса р. Кусья на Среднем Урале [39].

Недоказуемыми, на наш взгляд, являются предположения о наличии в пределах рассматриваемой территории молодых кимберлитов мезозойского возраста. Они не могли служить источником россыпных алмазов Урала и Тимана. В южной и центральной частях ВЕП по результатам регионального районирования по алмазам выделяются Юго-Западная и Западно-Русская алмазоносные субпровинции.

Юго-Западная алмазоносная субпровинция. Нами в эту субпровинцию включены, в силу общности глубинного и структурно-тектонического развития региона, сходности типоморфных параметров найденных и изученных алмазов, территории Украинского щита и Воронежской антеклизы с её склонами (рисунок). Результаты сравнительного комплексного исследования алмазов из терригенных отложений титано-циркониевых россыпей Украинского щита (Среднее Приднепровье) и Воронежской антеклизы показывают, что в обоих случаях они представлены полигенной смесью алмазов (см. вкл., рис. 13) минимум четырех генетических типов: кимберлитлампроитового, метаморфогенного, импактного и невыясненного генезиса, но их соотношение для обеих территорий, при близости свойств, заметно различается. Доли каждого генетического типа в естественной смеси алмазов в россыпях российской и украинской частей субпровинции различны, однако для обоих регионов характерной особенностью является резкое преобладание алмазов кимберлит-лампроитового генезиса (около 70 %) алмазов І разновидности по Ю.Л. Орлову. Из них большинство (до 45%) составляют бесцветные бесформенные осколки без признаков кристаллографической огранки. Среди кристаллической части в сопоставимых количествах (примерно по 7-9%) встречаются октаэдры, бесцветные и фиолетовые кубоиды и ромбододекаэдры, в основном, ламинарные. Окрашенные разновидности представлены желтыми и серыми кубоидами с оболочкой IV разновидности (примерно по 10%), алмазами импактного генезиса XI разновидности (до 8-13 %) и карбонадо X разновидности невыясненного генезиса (первые проценты). Такая полигенная смесь алмазов не характерна для мелких алмазов из кимберлитов и россыпей Сибирской платформы.

Необходимо также отметить специфичность кубоидов метаморфогенного генезиса, среди которых, в отличие от кумдыкольских (Казахстан), преобладают кристаллы с серой и черной окраской, являющиеся редкостью в эклогитово-гнейсовых комплексах. В пределах Воронежской антеклизы своеобразными являются и микроалмазы I разновидности по Ю.Л. Орлову кимберлит-лампроитового генезиса (по минералогическим исследованиям), среди которых превалируют октаэдры и их осколки с преимущественной желтой и зеленой фотолюминесценцией и другими характерными особенностями. Этим они отличаются от месторождений Западной Якутии и Архангельской области, которым присуще в основном сине-голубое и розовосиреневое свечение в ультрафиолетовых лучах. Не исключается принадлежность этих алмазов к метаморфогенному типу, однако это нужно доказывать комплексом аналитических исследований.

Практический поисковый интерес среди обнаруженных в субпровинции алмазов представляют только кристаллы из кимберлитовых (лампроитовых) тел. Однако настораживает резкое преобладание среди них осколков без признаков кристаллографической огранки, которые могли образоваться в процессе сложной экзогенной истории алмазов, их неоднократного перемыва и переотложения во вторичных коллекторах различного возраста и генезиса, т.е. коренные источники могут находиться на значительном удалении. Это снижает поисковое значение микроалмазов, которые здесь обнаруживаются.

Имеющиеся данные по особенностям типоморфизма алмазов, их содержаниям в известных кимберлитовых телах украинской части платформы позволяют относить Юго-Западную субпровинцию к территориям с низким и убогим потенциалом коренной алмазоносности.

Западно-Русская алмазоносная субпровинция. К ней мы относим территории Тверской, Московской, Ярославской, Владимирской, Рязанской, Тульской, Калужской и Смоленской областей, а также Республики Беларусь. Под таким названием М.В. Михайлов [40] выделяет субпровинцию в Ленинградской области на основании находок алмазов на Лужской площади. Эту территорию мы относим к Балтийской субпровинции, как имеющей взаимосвязь со структурно-тектоническим развитием Балтийского щита. Примерно в пределах вышеуказанных областей центральной и западной части России В.А. Милашев [41] выделяет внутреннюю зону (диаметром около 500–600 км) Русской кимберлитовой провинции.

Данные об алмазоносности Западно-Русской субпровинции, минералого-морфологических характеристиках обнаруженных здесь алмазов очень скудны. В сообщении [42] приводятся сведения о находках алмазов в пределах Московской синеклизы – на северо-востоке Тверской области (Сандовская площадь) и в Даниловском районе Ярославской области. Однако, на наш взгляд, найденные на этих площадях алмазы принесены ледниками с Балтийского щита, на что указывают как осадочные образования, в которых они обнаружены, так и сходный морфологический габитус с карело-финскими алмазами.

Имеются сведения [43] об обнаружении в пределах Осташковской площади (Тверской геоблок) в грубообломочных ледниковых осадках зерна поликристаллического сростка алмаза размером 0,43x0,65 мм. В пробе с алмазом выявлено 35 зерен пиропов, 20 из которых без следов механического износа.

Остальная территория ВЕП (рисунок) отнесена нами к региону с неясными перспективами алмазоносности. Достоверных находок алмазов здесь не установлено, ситуация с высокобарической минерализацией площадей в опубликованной литературе также освещена очень слабо. Находящиеся в пределах субпровинции Пучеж-Катунгскую и Карлинскую очаговые криптовулканические структуры постпалеозойского возраста, как и другие, подобные им в пределах ВЕП, в качестве объектов, возможно связанных с продуктивным алмазоносным магматизмом мы не рассматриваем.

Результаты регионального районирования ВЕП по алмазам, оценка возможной продуктивности (уровня ожидаемой алмазоносности) подтверждают мнение большинства исследователей-алмазников, что наибольшие перспективы размещения (выявления) алмазоносного магматизма связаны с её северо-западными территориями. В Архангельской и Балтийской алмазоносных субпровинциях прогнозно-поисковые исследования должны планироваться с учетом многократного проявления кимберлитового магматизма от протерозоя до мезозоя. Основные направления прогнозно-поисковых работ на алмазы в этом регионе нам представляются в следующем виде.

Поиски месторождений алмазов, связанных с рифейской эпохой кимберлитообразования. Алмазоносные магматиты этого возраста, с которыми могут быть связаны рентабельные к промышленной отработке месторождения алмазов, можно обнаружить в пределах Балтийского (Фенно-Скандинавского) щита и на прилегающих с юга и востока территориях с мощностью дофанерозойского осадочного чехла не более 150-200 м (предел для рентабельной открытой отработки). Здесь можно рассчитывать на обнаружение коренных месторождений алмазов при сравнительно низкой алмазоносности (не более 0,3 кар/т) с кристаллами октаэдрического габитуса и высокого качества. Учитывая ожидаемый высокий эрозионный срез на щите, это будут, по всей вероятности, дайкообразные или дайковые тела небольших размеров (1-2 га), подобные кимберлитовым телам Финляндии. Близкими по размерам к ожидаемым коренным источникам региона являются месторождения кимберлитов на Канадском щите с сопоставимым уровнем среза. В то же время перспективы обнаружения первичных и переотложенных россыпей достаточно высоки. Для их выявления, на наш взгляд, необходимо выделить в разрезе осадочного чехла наиболее благоприятные для россыпеобразования стратиграфические уровни и на этой основе проводить их целенаправленный поиск и опробование.

Поиски месторождений алмазов, связанных с венд-кембрийской эпохой кимберлитообразования. География поисковых работ месторождений алмазов, связанных с этой эпохой, должна быть расширена за счет вовлечения в опоискование площадей распространения рифейских и вендских осадков и перекрытых более молодыми отложениями с суммарной мощностью не более предела рентабельной отработки открытым способом. Опоисковываться таким образом должны перспективные площади на Балтийском щите, Ветреном Поясе, Онежском полуострове, Беломорско-Кулойском плато, возможно на Северном Тимане, полуострове Канин. Уровень эрозионного среза первичных магматитов, в зависимости от геолого-тектонических условий, может быть различным, соответственно, более разнообразной формой будет и морфология тел: трубки, дайки, силлы и др. Для поисков высокоалмазоносных кимберлитов в таком случае важное значение имеет опробование разновозрастных грубообломочных вторичных коллекторов для наработки представительных партий алмазов для прогнозной оценки алмазоносности с использованием морфологического критерия по результатам комплексного исследования типоморфных особенностей алмазов. В районах с высоким уровнем эрозионного среза кимберлитовые породы могли быть источником для формирования россыпей.

Следует отметить, что на территории этой части Балтийского щита могут быть иные генетические типы месторождений алмазов, подобные импактитам Финляндии и метаморфогенным месторождениям эклогитово-гнейсовых комплексов Норвегии. За счет размыва последних можно также допустить попадание алмазов на эту территорию при переносе мореной с северо-запада (в случае, если будут установлены микроалмазы этих генетических типов при опробовании терригенных отложений).

Поиски месторождений алмазов, связанных со средне-позднедевонской эпохой кимберлитообразования. В географическом плане площади поисков магматитов этого возраста и связанных с венд-кембрийской эпохой практически совпадают. Наиболее алмазоперспективным районом является Беломорско-Кулойское плато, где известно более 60 трубок, из них 24 алмазоносные, включая 6 трубок месторождения им. М.В. Ломоносова и месторождение им. В. Гриба в Зимнебережном алмазоносном районе. Высоки также перспективы Кольского и Онежского полуостровов. Для поисков здесь промышленно алмазоносных кимберлитов важное значение имеет опробование разновозрастных вторичных коллекторов для наработки представительных партий алмазов с их детальной геологической привязкой для прогнозной оценки алмазоносности с использованием морфологического критерия по результатам комплексного исследования типоморфных особенностей макро- и микроалмазов.

На наш взгляд, на этой территории высока вероятность открытия новых месторождений значительного размера, но с содержанием не более 1-2 кар/т. Не исключен перевод в разряд промышленных, с содержанием порядка 0,5 кар/т, некоторых известных кимберлитовых тел. Для этого необходимы значительные объемы оценочных работ, в первую очередь, для увеличения представительности опробования тел с относительно повышенной алмазоносностью, пониженным содержанием типичных округлых алмазов, повышенным – алмазов октаэдрического габитуса, и близких по вещественному составу к трубке им. В. Гриба.

Следует также провести сравнительный анализ качества алмазов разрабатываемых АК «АЛРОСА» месторождений, включая трубки Архангельская и Карпинская-1, во избежание излишнего оптимизма, что архангельские месторождения, в том числе и прогнозируемые, выше по качеству по сравнению с якутскими. На наш взгляд, это не соответствует действительности. Трубки Мир, Интернациональная, Комсомольская, Удачная, Нюрбинская и Ботуобинская и даже тела Верхне-Мунского поля, по нашим предварительным данным, в 2 и более раз продуктивнее архангельских объектов.

Поиски кимберлитов (лампроитов) пермско-триасового возраста могут проводиться как на севере провинции, так и на большей части ВЕП, где отсутствуют или маломощны юрско-меловые отложения. Естественно, опоискование необходимо проводить на наиболее перспективных площадях. Одной из них может являться территория Шенкурского кратона, особенно в зонах его рассечения линейными структурами меридионального и широтного простираний [34]. В этом случае такое же важное значение для определения перспектив на промышленные месторождения этого возраста представляют обнаружение и комплексное минералогическое исследование алмазов во вторичных коллекторах этого возраста с их детальной геологической привязкой и оценкой площадей по морфологическому критерию алмазоносности. Для Тимано-Уральской, Юго-Западной и Западно-Русской алмазоносных субпровинций, которые характеризуются низким и убогим потенциалом алмазоносности предполагаемых кимберлитовых тел, в настоящее время весомых аргументов для разворачивания в их пределах объемных поисковых исследований не имеется.

В целом комплексный анализ и сопоставление Восточно-Европейской и Сибирской платформ показывают, что территория ВЕП является менее перспективной по сравнению с Западной Якутией на уникально и высокоалмазоносные (свыше 2 кар/т) крупные кимберлитовые тела со значительными (не менее 50 млн. м³) объемами горной массы. Поэтому прогнозные ресурсы по алмазам в ВЕП вряд ли могут существенно повыситься по сравнению с имеющимся на сегодня балансом (порядка 18% от общероссийских). Полученные результаты районирования по алмазам территории ВЕП представляют интерес для выбора направлений алмазопоисковых работ АК «АЛРОСА» на этой территории. В большинстве её регионов (кроме северо-западных) можно ограничиться прогнозными научнотематическими и ревизионно-экспертными исследованиями, а также региональными стадиями геологоразведочных работ на алмазы в рамках Федеральной программы. Следует вести постоянный мониторинг выполняемых геологоразведочных работ на алмазов. Без таких исследований выход АК «АЛРОСА» на территории ВЕП с лицензированием участков и значительными объемами алмазопоисковых работ (кроме Архангельской и Мурманской областей, Карелии) на сегодняшний день нецелесообразен.

Список литературы

1. Богатиков О.А., Кононова В.А., Первов В.А. и др. Перспективы алмазоносности платформенных магматических комплексов Восточно-Европейской платформы по результатам петролого-геохимического анализа // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. – С. 356–360.

2. Милашев В.А. Проблемы коренных источников алмаза в европейской части России // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб., 2002. – С. 580–585.

3. *Милашев В.А.* Морфотипы кристаллов алмаза и проблема коренных источников алмаза в европейской части России // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. – С.235–236.

4. Орлов Ю.А. Морфология алмаза. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 235 с.

5. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Ягупов С.А. Принципы классификации и районирования территорий по алмазам (на примере Сибирской платформы) // Вестник ВГУ. Сер. Геол. – 1998. – №5. – С. 208–225.

6. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И. Основные аспекты разномасштабного районирования территорий по типоморфным особенностям алмазов (на примере Сибирской платформы) // Геол. рудных месторождений. – 1999. – Т. 41, вып. 16. – С. 516–526.

7. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003. – 603 с.

8. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов из пород Рассольнинской депрессии (Урал) в связи с прогнозированием их первоисточников // Мат-лы Всерос. совещ. «Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона». – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 146–147.

9. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Коптиль В.И. и др. Сравнительная характеристика алмазов из терригенных отложений Воронежской антеклизы (Липецкая область) и Украинского щита (Среднее Приднепровье) в связи с проблемой прогнозирования и поисков их коренных источников // Вестник ВГУ. Сер. Геол. – 2004. – № 2. – С. 99–110.

10. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – 522 с.

11. *Атлас* типоморфных свойств алмазов Восточно-Европейской платформы (месторождение им. М.В. Ломоносова) / Составители: Захарченко О.Д., Махин А.И. Хачатрян Г.К. – М., 2002. – 104 с.

12. Захарченко О.Д. Типоморфные особенности алмазов юго-восточного Поморья и их поисковое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М.: ЦНИГРИ, 1994. – 29 с.

13. Захарченко О.Д., Хачатрян Г.К., Гречишников Д.Н. Алмазы Тимано-Уральского региона. – М., 2006. – 316 с.

14. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Махин А.И. Типоморфные особенности алмазов из кимберлитов северо-востока Сибирской и Архангельской провинций // Вестник ВГУ. Сер. Геол. – 2001. – №11. – С. 105–114.

15. Квасница В.М. Алмазы юго-западной части Восточно-Европейской платформы // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Ид-во ВГУ, 2005. – С. 667–674.

16. Клюнин С.Ф., Захаров А.А. Кластогенные пиропы и алмазы Северной Карелии // Записки ВМО. Ч. СХХІІ. – 1993. – № 6. – С. 43–47.

17. *Кудрявцева Г.П., Веричев Е.М., Гаранин В.К. и др.* Микрокристаллы алмаза из кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2004. – №3. – С. 32–36.

18. *Кудрявцева Г.П., Тихова М.А., Гонзага Г.М.* Сравнительная характеристика морфологических особенностей алмазов севера и северо-востока европейской части России // Вестник МГУ. Сер. 4. – 2001. – №6. – С. 28–32.

19. Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Вержак В.В. и др. Атлас «Морфогенез алмаза и минералов-спутников в кимберлитах и родственных породах Архангельской кимберлитовой провинции». – М.: Полярный круг, 2005. – 624 с.

20. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. – Госгеолтехиздат, 1955. – 514 с.

21. Ларченко В.А., Павленко Т.А., Минченко Г.В., Степанов В.П. Генерации алмазов в кимберлитах Зимнего Берега (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 1054–1075.

22. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. – СПб.: Наука, 2001. – 336 с.

23. Макушин А.А., Казаков И.И., Костицина А.П. и др. Геодинамика, магматизм и алмазоносность Камско-Бельского перикратонного прогиба // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛ-РОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 170–185.

24. Махин А.И. Кристалломорфология и физические свойства алмазов месторождения им. М.В. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов: ЛГУ, 1991. – 20 с.

25. Никитин Е.А., Хомич П.З., Левый М.Г. и др. Щелочно-ультраосновной магматизм Беларуси и перспективы его алмазоносности // Тр. Междунар. конф. «Эффузивно-осадочный литогенез и рудогенез» и «Природные и техногенные россыпи». – Симферополь, 2004. – С. 51–54.

26. Палажченко О.В., Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Морфологические и спектроскопические особенности алмаза из месторождения им. В. Гриба Архангельской алмазоносной провинции. Статья 1. Морфология кристаллов алмаза // Известия вузов. Геология и разведка. – 2006. – № 2. – С. 14–22.

27. Полканов Ю.А., Еременко Г.К. Некоторые особенности диагностики мелких алмазов Украины // Алмазоносность юго-западной окраины Русской платформы. – Киев: Наукова думка, 1970. – С. 71–76.

28. Поляков И.В., Калинкин М.М. Алмазы и минералы-спутники в кимберлитах и рыхлых отложениях Терского берега Кольского полуострова // Записки ВМО. – 1993. – № 1. – С. 96–101.

29. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильяш В.В. Алмазы и их спутники из осадочного чехла Воронежской антеклизы // Тр. НИИ геологии. Выпуск 47. – Воронеж, 2007. – 122 с.

30. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1994. – 34 с.

31. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности // Геология и геофизика. – 1971. – № 3. – С. 70–80.

32. Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Еще раз об эпохах алмазоносного магматизма в юго-западной кимберлитовой субпровинции Восточно-Европейской платформы // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 610–628.

33. O'Brien Hugh, Tyni Matti. Mineralogy and Geochemistry of Kimberlites and Related Rocks from Finland // Proc. 8-th Intern. Kimberlites Conf., 1999. – P. 625–636.

34. *Щукин В.С., Колодько А.А.* Основные направления поисковых работ на алмазы на севере Восточно-Европейской платформы в связи с многоэтапностью кимберлитового магматизма // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001. – С. 586–587.

35. *Мальков Б.А., Холопова Е.Б.* Эпохи кимберлитового магматизма, палеороссыпи и промежуточные коллекторы алмазов на Восточно-Европейской платформе, Тимане и Урале // Мат-лы Междунар. совещ. «Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона». – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 194–196.

36. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Гриб П.В. и др. О генезисе алмазов V разновидности из месторождения им. М.В. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник ВГУ. Сер. Геол. – 2005. – № 2. – С. 66–72.

37. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. – Новосибирск: Изд. «ГЕО», 2007. – 457 с.

38. *Милашев В.А.* Прогнозная оценка алмазоносности коренных источников алмазов Тимано-Уральских россыпей // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. – С. 408–410.

39. Богатиков О.А., Кононова В.А. и др. Потенциально алмазоносный магматизм севера Восточно-Европейской платформы // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб., 2002. – С. 209–225.

40. Михайлов М.В., Беляев Г.А., Кузьмина Т.С. и др. Новая среднепалеозойская алмазоносная субпровинция на западе Русской платформы (Русская Прибалтика) // Тез. докл. Всерос. съезда геологов и научно-практ. геологическая конф. «Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века». Т. 2. – СПб., 2000. – С. 277–278.

41. Милашев В.А. Позиция кимберлитов Архангельской области в структуре Русской кимберлитовой провинции и стратегия поисковых работ на алмазы в регионе // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001. – С. 575–577.

42. Зверева В.Б. Новые данные о перспективах алмазоносности Средне-Русской системы авлакогенов // Разведка и охрана недр. – 2003. – № 9. – С. 21–24.

43. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. - М., 2000. - 371 с.

УДК 550.8:553.81 (571.5)

МЕЛКОМАСШТАБНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА АЛМАЗЫ

Н.И. Горев, В.А. Веретенников

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Рассматриваются причины неопределенности значения и границ таксономических единиц, используемых при районировании древних платформ на алмазы. По комплексу признаков характеризуются разноранговые алмазоносные объекты. На этой основе производится мелкомасштабное районирование Сибирской платформы. Выделяются провинции, субпровинции, области и районы, отличающиеся масштабом проявления и уровнем алмазоносности коренных и россыпных источников. Деление древних платформ на разноранговые алмазоносные единицы (таксоны) проводилось многими исследователями, однако решение данной проблемы еще далеко от завершения. Прогнозируемые и искомые алмазоносные объекты разного масштаба различаются характером отражения в естественных (физических, минералогических и т.д.) полях, что обусловлено существующими в природе взаимосвязями вмещающей и перекрывающей их геологической среды. Изучение различных признаков и соотношений этих взаимосвязей дает возможность систематизировать имеющиеся знания и определять основные закономерности размещения коренных месторождений алмазов.

Целью минерагенического районирования, как известно, является выделение рудоносных площадей различного значения и размерности [1], а также установление их соподчиненности.

Практическая задача мелкомасштабного районирования – это выделение на древних платформах разноранговых алмазоносных объектов, отличающихся генетическими типами (подтипами) алмазоносных источников, их возрастом, продуктивностью и другими параметрами.

Накопленные к настоящему времени материалы по геологии кимберлитов позволяют выстроить иерархический ряд алмазоносных объектов следующим образом: алмазоносная провинция – алмазоносная субпровинция – алмазоносная зона (область) – алмазоносный район – кимберлитовое поле – куст (линейная группа) кимберлитовых тел – отдельное кимберлитовое тело (месторождение). Несмотря на то, что приведенная систематика признается большинством исследователей в алмазной геологии, объем и содержание многих таксономических единиц пока окончательно не установлены, что обусловлено как объективными, так и субъективными факторами.

Одной из причин неоднозначного толкования и, как следствие, неясности границ алмазоносных объектов существующего иерархического ряда, является неопределенность самого понятия «алмазоносный». Так, для одних и тех же или пространственно соизмеримых таксономических единиц используется в одних случаях прилагательное «алмазоносный (ая)», а в других – «кимберлитовый (ая)», т.е. эти термины часто отождествляются, что, по-видимому, не всегда допустимо. Под «алмазоносной» провинцией, областью, районом и т.д. обычно понимается площадь распространения продуктов дезинтеграции алмазоносных пород, включая и их коренные источники, хотя присутствие последних необязательно. Под названием «кимберлитовый» (провинция, район, поле) обычно подразумеваются объекты, для которых коренные источники алмазов установлены или имеются веские аргументы их наличия – присутствуют прямые признаки. Как следует из такого определения, объекты с прилагательным «алмазоносный» включают не только площади, благоприятные для внедрения коренных алмазоносных пород, но и территории распространения продуктов их дезинтеграции, в том числе и бесперспективные в отношении продуктивных кимберлитов. Такой подход, возможно, оправдан при определении границ объектов верхней части иерархического ряда, поскольку позволяет увязывать коренные источники с продуктами их разрушения, однако при выделении среднемасштабных объектов ранга «поле, участок» отождествление этих понятий часто приводит к неразрешимым противоречиям при их оконтуривании.

Неопределенность границ между кимберлитовыми (алмазоносными) таксонами часто связана с тем, что все они, кроме кимберлитовых тел, имеют условные (вероятностные) границы, хотя каждый из перечисленных объектов связан, как правило, с характерными для него (соизмеримыми в пространстве и во времении) элементами геологической среды. Для провинции и субпровинции – это границы геоблоков. Кимберлитоконтролирующим зонам и алмазоносным областям соответствуют, как правило, регионально протяженные дизъюнктивные и пликативные дислокации. Контуры алмазоносных районов определяются обычно узлами пересечения региональных зон разломов, сопровождаемых продуктами денудации коренных источников. Кимберлитовым полям отвечают площади развития кимберлитовых тел, совпадающие с типичными для них глубинными неоднородностями.

Еще одной особенностью районирования древних платформ на алмазы является то, что существующие в настоящее время схемы основываются главным образом на наличии кимберлитовых тел и полей с учетом их вещественного состава, уровня алмазоносности, а также характера распределения и типоморфизма алмазов и их минералов-спутников (MCA). Однако минералогическая информация, как правило, дискретна и ее не всегда достаточно для надежного проведения границ, особенно для объектов нижней части иерархического ряда. С другой стороны, при разрушении кимберлитов в результате процессов выветривания некоторые минералы перемещаются нередко на значительные расстояния (сотни километров) от своих коренных источников, образуя общирные ореолы, особенно в областях седиментации. Здесь ореолы MCA от первоисточников разных кимберлитовых полей (районов) могут перекрывать друг друга, смешиваться и изменять свои свойства под влиянием внешних геологических факторов. Идентификация таких интегральных россыпных объектов, при отсутствии ярко выраженных типоморфных особенностей питающих их коренных источников, становится задачей с неоднозначным решением, как, впрочем, и определение границ между ними.

Использование при проведении минерагенического районирования разнородной информации – тектонической, геофизической и другой, также является причиной пространственной неопределенности границ выделяемых таксономических единиц, поскольку схемы районирования, составленные по разным данным, отражающим, как правило, различные вещественно-временные уровни организации геологической среды, часто существенно отличаются.

Не требует пояснения и факт значительной зависимости точности проведения любых геологических границ от степени геолого-геофизической изученности.

Еще одним вопросом, не имеющим пока удовлетворительного объяснения, является районирование территорий с коренными источниками различного генезиса. Следует ли их объединять в одну провинцию, или выделять отдельно, например, кимберлитовые и лампроитовые провинции?

Таким образом, существуют как объективные, так и субъективные причины неоднозначного решения рассматриваемой задачи. Вместе с тем, мелкомасштабное районирование Сибирской платформы и ее крупных частей, выполненное в последние годы по алмазам [2], тектоническим [3] и глубинным [4, 5] данным, позволяет наметить некоторые пути комплексного (минерагенического) подхода к выделению алмазоносных таксонов, отличающихся генетическими типами (подтипами) коренных источников, уровнем их алмазоносности и другими особенностями.

С учетом изложенных данных ниже приводится характеристика мелкомасштабных разноранговых алмазоносных объектов. Вероятно, конечным членом мелкомасштабного районирования является алмазоносный район, поскольку распределение в нем кимберлитовых полей носит дискретный характер, а одним из основных принципов (правил) районирования является деление крупных объектов на более мелкие, без остатка.

Алмазоносная провинция является самым крупным элементом иерархического ряда. Под алмазоносной (кимберлитовой) провинцией обычно понимается или древняя платформа в целом [6, 7, 8], или её отдельная часть, отвечающая либо стабильной области (кратону), либо сообществу кимберлитовых полей (районов), объединённых по какому-либо другому принципу. Последняя точка зрения является более распространенной, хотя в последние годы начинает преобладать первая. Западная Якутия, где находятся уникальные по алмазоносности кимберлитовые тела, выделяется большинством исследователей в Якутскую алмазоносную провинцию (ЯАП) [9, 10]. Однако границы ЯАП разными исследователями проводятся часто по-разному. Как отмечал В.А. Милашев [11], контур провинции не всегда отвечает известным геологическим структурам, и поэтому ее выделение во многом обусловлено географическим положением кимберлитов и продуктов их разрушения.

Сибирская платформа не является в тектоническом отношении однородной структурой. Она состоит из ряда гетерогенных и гетерохронных блоков (террейнов) с возрастом метаморфизма от 3,5–3,0 до 2,4–2,0 млрд. лет [12], что в соответствии с «правилом Клиффорда» позволяет отнести ее в целом к алмазоносной провинции. Однако, как показывают глубинные исследования, а также анализ структурно-тектонического строения платформенного чехла, подтверждаемые размещением известных кимберлитовых полей, вряд ли подвижные в тектоническом отношении платформенные структуры, к которым относятся авлакогены, внутренние части синеклиз и некоторые другие, могут считаться перспективными в отношении коренных алмазоносных источников.

По геофизическим (глубинным) данным кимберлитовой провинции соответствует стабильный блок, в пределах которого существовали термодинамические условия, необходимые для кристаллизации и длительного сохранения алмазов. Такие блоки характеризуются большой глубиной залегания (более 150 км) или отсутствием (выклиниванием) астеносферного слоя. В современной глубинной структуре Сибирской платформы выделяется три таких мегаблока – Алданский, Тунгусский (Байкитский) и Ангаро-Анабарский. Пространственно они совпадают с региональными, положительными, долгоживущими структурами – Алданской, Анабарской, Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклизами. Хотя следует иметь в виду, что современные границы литосферных блоков вряд ли отвечают их былому положению, особенно это актуально для краевых частей платформы, которые подвергались тектоно-магматической активизации (TMA). В связи с этим некоторые подвижные области, возможно, могут обладать определенным потенциалом на алмазоносные коренные источники, если их активизация следовала за эпохой кимберлитообразования.

По определению [1], металлогеническая (минерагеническая) провинция – это весьма крупная рудоносная площадь, совпадающая с геосинклинальной областью, системой или крупной структурой платформы сравнимого масштаба характеризующаяся минерализацией определенного типа и формирующаяся в течение одного или нескольких тектоно-магматических циклов – металлогенических эпох. В такой трактовке, учитывая и высказанные выше соображения, под кимберлитовой провинцией следует понимать, по-видимому, не платформу в целом, а только её стабильные составляющие (части).

Еще одной особенностью древних платформ является частое присутствие, особенно в их краевых частях, лампроитов, кимберлитоподобных пород. Некоторые из них сопровождаются россыпными алмазами и их минералами-спутниками. Это дает основание предполагать на таких участках алмазоносные источники некимберлитового генезиса. В связи с этим подобные площади следует, вероятно, относить к самостоятельным минерагеническим единицам в ранге алмазоносной области, района и пр., в зависимости от их масштаба. На Сибирской платформе к ним относятся: Анабаро-Приверхоянская алмазоносная область, занимающая Лено-Анабарский прогиб, входящая в Лено-Анабарскую субпровинцию; Ангаро-Присаянская область, которая включает Присаянье и Приангарскую синеклизу и некоторые другие. Таким образом, учитывая минералогические, тектонические, глубинные и прочие данные, в пределах Сибирской платформы есть основание выделять: Ангаро-Тунгусскую (Тунгусскую) провинцию, занимающую Байкитский и Ангаро-Тунгусский (юго-западная часть Ангаро-Анабарского блока) стабильные блоки и частично сопредельные подвижные структуры, Якутскую алмазоносную провинцию (ЯАП), которой в кристаллическом фундаменте соответствует Анабаро-Мирнинский блок (северо-восточная часть Ангаро-Анабарского блока) и Лено-Анабарский прогиб, и Алданскую, совпадающую с одноименным стабильным блоком (рис. 1). Граница между Ангаро-Тунгусским и Анабаро-Мирнинским блоками проходит, по-видимому, по Таймыро-



Рис. 1. Схема районирования Сибирской платформы на коренную алмазоносность: – современная граница 1 Сибирской платформы; 2 – складчатое обрамление платформы; 3 – граница между подвижными структурами и стабильными блоками платформы; 4 – граница алмазоносных провинций и их названия: ЯАП – Якутская, ААП – Алданская, АТАП – Ангаро-Тунгусская; 5 – граница между субпровинциями и их названия: ЛАС – Лено-Анабарская, ЦСС – Центрально-Сибирская, НТС – Нижнетунгусская; ПВТС –

Присаяно-Верхнетунгусская; ОМС – Олекмо-Майская; ЮАС – Южно-Алданская; 6 – граница между алмазоносными областями; их названия: 1 – Вилюйско-Мархинская; 2- Верхневилюйская, 3 – Оленекская, 4 – Анабаро-Куонамская, 5 – Анабаро-Приверхоянская, 6 – Байкитская, 7 – Енисейская, 8 – Заангарская, 9 – Окино-Вихоревская, 10 – Верхнелен-Илимпейско-11 ская. Апкинская, 12 Непско-Чонская, 13 – Предпатомская; 7–11 – магматические комплексы: 7 – массивы шелочного, щелочно-ультраосновного состава; 8-10 - трубки взрыва, жилы, штоки: 8 – щелочные и субщелочные базальтоиды; 9 – пикритовые порфириты; 10 – карбонатиты; 11 – кимберлитовые поля, их названия и возраст: рифейские: 1 – Ингашинское; среднепалеозойские: 2 – Мирнинское, 3 – Накынское, 4 _ Алакит-Мархинское, 5 – Далдынское, 6 Верхне-Мунское, 7 Чомурдахское, 8 – Западно-Укукитское, 9 – Восточно-

Укукитское, 10 – Огоньерское, 11 – Моторчунское, 12 – Мерчимденское, 13 – Куойкское, 14 – Толуопское; раннемезозойские: 15 – Чадобецкое, 16 – Тайгикун-Нембинское, 17 – Харамайское, 18 – Котуйское, 19 – Орто-Ыаргинское, 20 – Старореченское, 21 – Ары-Мастахское, 22 – Верхне-Куонапское, 23 – Дюкенское, 24 – Лучаканское, 25 – Куранахское, 26 – Усть-Силигирское, 27 – Чомполинское; средне-позднемезозойские: 28 – Молодо-Куойкское, 29 – Хорбусуонское. 12 - кимберлитовмещающие зоны и их названия: I – Чаро-Синская, II – Вилюйско-Мархинская, III – Далдыно-Оленекская, IV – Вилюйско-Котуйская V – Восточно-Анабарская, VI – Молодо-Попигайская, VII – Ангаро-Вилюйская, VIII – Ковино-Кординская; 13 – рифтоподобные структуры, контролирующие кимберлитовый магматизм и их названия: а – Укугутская, б – Средне-Мархинская, в – Собопольская, г – Кютюнгдинская, д – Оленек-Моркокинская (Алакит-Моркокинская); 14–19 – районирование Сибирской платформы по уровню алмазоносности коренных источников: 14–17 – стабильные блоки, перспективные на алмазоносные кимберлиты: 14 – области с высокоалмазоносными кимберлитовыми полями; 15 – области с высоким и средним потенциалом алмазоносности кимберлитовых полей; 16 – области с низким потенциалом алмазоносности кимберлитовых полей (или без известных кимберлитовых полей), с прогнозируемыми кимберлитовыми полями со средним и высоким уровнем алмазоносности; 17 – области с низким потенциалом алмазоносности кимберлитовых полей (или без известных кимберлитовых полей), с предполагаемыми отдельными средне- и низкоалмазоносными коренными источниками. 18–19 – подвижные структуры: 18 – с предполагаемыми коренными источниками некимберлитового генезиса; 19 – бесперспективные в отношении коренных источников алмазов

Байкальскому глубинному разлому, хотя по минералогическим данным граница между Якутской и Ангаро-Тунгусской провинциями трассируется восточней. В каждой из выделенных провинций встречаются породы щелочно-ультраосновной формации, в том числе и кимберлиты, имеются находки алмазов и их минераловспутников. Отличаются провинции масштабом проявления алмазоносных пород, уровнем их алмазоносности, типоморфизмом алмазов из россыпей и многими другими особенностями.

Алмазоносная субпровинция также не имеет общепризнанного определения. Большинством исследователей под субпровинцией понимается отдельный кратон или его часть (стабильный блок фундамента), другие [6, 8] сопоставляют ее с крупной структурой (авлакогеном), способной генерировать магму различного состава, в том числе и кимберлитовую.

Всестороннее изучение ЯАП свидетельствует о существовании определенных структурных и вещественных преобразований в литосфере, происходивших в процессе развития платформы. Эти факты подтверждаются различным строением и составом кристаллической коры и верхней мантии, что находит отражение в физических полях. Главное же отличие этой провинции – это особенности размещения и состав магматических образований, включая и кимберлиты. Так, все коренные месторождения алмазов ЯАП сосредоточены на ее юге, а на севере известны только убогоалмазоносные кимберлитовые тела и россыпи, причем алмазы из россыпей севера и юга провинции значительно отличаются своими типоморфными характеристиками. По перечисленным признакам в ЯАП отчетливо обособляются ее северная и южная части, которые практически всеми геологами выделяются соответственно в Лено-Анабарскую и Центрально-Сибирскую (Вилюйскую) субпровинции.

Ангаро-Тунгусская провинция также уверенно делится на две субпровинции: Нижнетунгусскую (Байкитскую) и Присаяно-Верхнетунгусскую (Ангаро-Чонскую), отличающиеся структурной приуроченностью, типоморфизмом алмазов и другими признаками.

Алданскую провинцию предварительно можно разделить на две субпровинции: северную – Олекмо-Майскую или Чаро-Синскую, располагающуюся на юго-восточном «плече» Патомско-Вилюйского авлакогена и западном – Юдомо-Майского, и южную – Южно-Алданскую, занимающую Становой блок, испытавший в мезозое тектономагматическую активизацию. Однако материалов для уверенного проведения границы между ними пока недостаточно.

Алмазоносная зона, область (AO) также не имеют общепризнанного определения, а если оно и существует или близко по содержанию, то границы этих минерагенических таксонов часто проводятся поразному.

Основанием для выделения алмазоносной зоны в качестве единицы иерархического ряда служит линейно-дискретное распределение сообществ алмазоносных пород в пределах провинций. На Сибирской платформе выделяется несколько таких зон. Общеизвестными являются: Ангаро-Вилюйская, Молодо-Попигайская, Вилюйско-Котуйская, Далдыно-Оленекская и др. Под кимберлитовмещающей зоной понимается не просто система разрывных нарушений, а высокопроницаемая структура древнего заложения, контролирующая процессы корово-мантийного энергомассопереноса. Насыщенность зон разновозрастными дайкообразными и штокообразными телами, трубками взрыва основного, ультраосновного и щелочно-ультраосновного состава, многостадийное проявление динамометаморфизма – основные признаки указанных зон [7].

Региональные зоны разломов часто имеют сквозьплатформенное развитие и прослеживаются как в пределах стабильных блоков, так и подвижных областей. Продуктивные кимберлитовые поля в пределах этих зон приурочены обычно к стабильным блокам фундамента, а в структуре платформенного чехла – к склонам антеклиз, находящихся в зоне влияния подвижных областей, как внутриплатформенных, так и входящих в складчатое обрамление платформы. Такие участки (фрагменты) дизъюнктивных зон при тектоническом районировании ЯАП выделялись как зоны краевых дислокаций (ЗКД) [3] или области динамического влияния авлакогенов [8] и под другими названиями. Каждая АО отличается определенным набором магматических формаций, который зависит от состава докембрийского основания и от особенностей развития (генезиса, масштаба, интенсивности и длительности формирования) сопряженной с ней подвижной структуры. Последние могут переживать несколько этапов ТМА и поэтому продуцировать магмы различного возраста и состава. В пределах АО кимберлитовый магматизм подчиняется, в общем виде, тектономагматической зональности. В каждом цикле он завершает вспышки основного, щелочно-основного и щелочно-ультраосновного магматизма, локализуясь по периферии указанных ареалов, образующих пространственнов временное обрамление областей активизации.

При оконтуривании АО часто возникают различного рода нюансы. Их внутренняя граница обычно идентифицируется с границей между мобильной и стабильной областью, хотя она не является, как правило, резкой. Внешняя граница АО весьма условна. Она охватывает наиболее удаленные участки, где еще отмечается влияние (тектоническое и/или магматическое) подвижной системы. Таким образом, использование ЗКД в качестве таксономической единицы позволяет разделить территорию субпровинции на области по приуроченности к той или иной подвижной системе, хотя на практике по разным причинам довольно часто остаются районы неясной структурной принадлежности. Так, на юге Центрально-Сибирской субпровинции происходит наложение Вилюйско-Мархинской и Верхневилюйской алмазоносных областей. В то же время на ее севере участок Верхне-Мунского кимберлитового поля по своей тектонической принадлежности остается в области неопределенности и может быть отнесен как к одной, так и к другой АО. Еще более сложная ситуация наблюдается в Лено-Анабарской субпровинции. Здесь, в пределах Оленекского поднятия, происходит практически полное перекрытие зон динамического влияния Уджинской и Приверхоянской мобильных систем. Данная ситуация осложняется еще и тем, что активизация этих зон происходила многократно. В результате сформировался полихронный и полигенный комплекс магматических пород, включающий и кимберлиты, принадлежащие трем эпохам – среднепалеозойской, раннемезозойской и мезозойской, и локализованные порой в рамках одного поля. Распознать в такой обстановке связь той или иной площади или поля, а тем более конкретного кимберлитового тела, с определенной подвижной областью – задача сложная и без привлечения дополнительных, главным образом, минералого-петрохимических данных вряд ли решаемая.

В пределах Центрально-Сибирской субпровинции выделяются две области – Вилюйско-Мархинская и Восточно-Тунгусская. Вилюйско-Мархинская АО, совпадающая с одноименной зоной разломов, приурочена к северо-западному крылу Патомско-Вилюйского авлакогена, а Восточно-Тунгусская – к восточному борту Тунгусской подвижной области. В состав Лено-Анабарской субпровинции входят Оленекская и Анабаро-Куонамская алмазоносные области, перспективные на кимберлиты, а также Анабаро-Приверхоянская область, занимающая Лено-Анабарский прогиб (рис. 1), где предполагаются коренные алмазоносные источники некимберлитового генезиса. Выделенные области отличаются масштабами и уровнем как коренной, так и россыпной алмазоносности и другими особенностями.

Алмазоносный (кимберлитовый) район – это сравнительно компактная площадь развития кимберлитовых тел (или без них) в совокупности с россыпями алмазов и ореолами рассеяния МСА, отличающимися своими типоморфными особенностями от смежных районов. В такой трактовке алмазоносные районы имеют, как правило, географические границы, обычно объединяющие бассейны нескольких водотоков с близкими характеристиками алмазов и ореолов МСА.

В структурном отношении алмазоносным районам соответствуют узлы пересечения ЗКД с зонами разломов 2 порядка, контролирующие кимберлитовое поле или группу сближенных полей. При тектоническом районировании ЯАП зоны разломов 2 порядка выделялись как секущие зоны (C3), которым соответствует один или несколько глубинных разломов, сегментирующих подвижные области и входящих в стабильные блоки [3]; как рифтоподобные структуры [8]; как входящие углы и пр. Такие зоны могут проявляться как самостоятельно, так и входить в состав зон I порядка. По-видимому, секущие зоны наследуют глубинные разломы, связанные с магмогенерирующими очагами и представляют собой кимберлитоконтролирующие структуры по отношению к кимберлитовым полям.

Мирнинское кимберлитовое поле расположено на пересечении Укугутской секущей зоны с Вилюйско-Мархинскими разломами. Накынское поле приурочено к области пересечения Вилюйско-Мархинских разломов со Средне-Мархинскими разрывными нарушениями. Образование этих полей обусловлено активизацией перечисленных зон, связанной с раскрытием среднепалеозойского Патомско-Вилюйского авлакогена. Близкую тектоническую позицию занимают кимберлитовые поля Далдыно-Алакитского района, располагаясь в области пересечения Вилюйско-Котуйской зоны разломов, обрамляющей с северо-востока Восточно-Тунгусскую область, с Алакит-Моркокинской зоной. Образование кимберлитовых полей связывается с активизацией в среднем палеозое рифейского Катанга-Котуйского авлакогена.

Вилюйско-Мархинская область включает пять алмазоносных районов (с юга на север): Мурбайский, Мало-Ботуобинский, Ыгыаттинский, Средне-Мархинский и Муно-Тюнгский (рис. 2). Основанием для их выделения служат как структурные факторы, так и, главным образом, типоморфные особенности кимберлитовых минералов, включая алмазы. В двух районах из пяти – Мало-Ботуобинском и Средне-Мархинском – установлены кимберлитовые поля с высокоалмазоносными кимберлитовыми телами, россыпями алмазов и ореолами ИМК, отличающимися друг от друга вещественным составом, включая и минералогические признаки, а также структурной приуроченностью. Ыгыаттинский алмазоносный район, расположенный между ними, выделяется кристалломорфологическими особенностями алмазов, а также тектоническим положением. Муно-Тюнгский район от сопредельного Средне-Мархинского отличается преобладанием в ассоциации округлых разновидностей алмазов, а также глубинным строением, располагаясь практически полностью за контуром литосферного корня. Мурбайский район, занимающий южную окраину Вилюйско-Мархинской области, выделяется довольно условно, поскольку здесь отмечаются лишь единичные находки алмазов и слабоконтрастные ореолы ИМК, хотя в тектоническом отношении он вполне благоприятен для локализации кимберлитов.

Восточно-Тунгусская область делится на три алмазоносных района: Моркокинский, Далдыно-Алакитский и Мунский (рис. 2). Каждый район характеризуется наличием кимберлитовых тел и россыпей, которые имеют как общие черты, так и различия.

Кимберлитовые поля севера субпровинции также приурочены к пересечению многочисленных, разноранговых и разновозрастных зон разломов: Молодо-Попигайской, Восточно-Анабарской, Попигайско-Жиганской, Уджинской и др. Каждая алмазоносная область состоит из нескольких алмазоносных районов (рис. 2), отличающихся масштабом проявления и другими параметрами коренной и россыпной алмазоносности.

В Ангаро-Тунгусской и Алданской провинциях также выделяются алмазоносные районы, границы которых пока не имеют надежного обоснования.

Вышеизложенное позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Мелкомасштабное районирование Сибирской платформы на алмазы следует проводить по комплексу признаков и предпосылок коренных и россыпных месторождений алмазов, при этом минералогические и магматические признаки служат основой для выделения тех или иных таксономических единиц, а положение их границ в значительной мере подчиняется глубинным и тектоническим факторам.



Рис. 2. Схема районирования Якутской алмазоносной провинции: 1 – граница между алмазоносными районами и их названия: Мр – Мурбайский, Мб – Мало-Ботуобинский, Ыг – Ыгыаттинский, См – Средне-Мархинский, МТ – Муно-Тюнгский, Мо – Моркокинский, Д-А – Далдыно-Алакитский, Му – Мунский, Во – Верхнеоленекский, Ку – Куонамский, Ан – Анабарский, По – Попигайский, Пр – Приленский, Со – Среднеоленекский, Но – Нижнеоленекский, УУ – Уэле-Уджинский, Пм – Приморский, Нл – Нижнеленский. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

2. Алмазоносной провинции, субпровинции соответствует стабильный блок платформы, перспективный на алмазоносные кимберлиты, с примыкающими подвижными структурами, характеризующимися признаками и предпосылками коренных месторождений некимберлитового генезиса, включая и площади перспективные на россыпи алмазов.

3. Минерагеническим алмазоносным зонам отвечают кимберлитовмещающие структуры, представленные зонами разломов 1 порядка. Фрагменты зон в пределах стабильных блоков выделяются в качестве алмазоносных областей, благоприятных для локализации кимберлитов. Подвижные структуры, с признаками коренной и (или) россыпной алмазоносности представляют собой области (районы), перспективные на нетрадиционные генетические типы первоисточников.

4. Алмазоносный район является частью области, приуроченной к зоне пересечения C3 с 3КД, с коренными источниками, россыпями алмазов и ореолами MCA, отличающимися теми или иными характеристиками от смежных районов. Кимберлитовый район может включать от одного до нескольких пространственно сближенных кимберлитовых полей, имеющих близкие вещественно-индикационные параметры, которым соответствует, по-видимому, промежуточный очаг (очаги) кимберлитовой магмы с присущими им геофизическими неоднородностями.

5. В результате предварительного районирования Сибирской платформы на алмазы выделяются: одна область – Вилюйско-Мархинская, с высокоалмазоносными кимберлитовыми полями; одна область – Верхневилюйская, с высоким и средним потенциалом алмазоносности кимберлитовых полей; четыри области – Оленекская, Байкитская, Окино-Вихоревская и Илимпейско-Апкинская, с низким потенциалом алмазоносности кимберлитовых полей (или без известных кимберлитовых полей), с прогнозируемыми кимберлитовыми полями со средним и высоким уровнем алмазоносности; три области – Анабаро-Куонамская, Верхнеленская и Непско-Чонская, с низким потенциалом алмазоносности кимберлитовых полей (или без известных кимберлитовых полей), с предполагаемыми отдельными средне- и низкоалмазоносными коренными источниками; четыре алмазоносных области – Анабаро-Приверхоянская, Енисейская, Ангаро-Присаянская и Предпатомская, с предполагаемыми коренными источниками некимберлитового генезиса.

Список литературы

1. Геологический словарь. Т. 2. – М.: Недра, 1973. – 455 с.

2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. – 603 с.

3. *Горев Н.И.* Тектоническое районирование Сибирской платформы при прогнозировании коренных источников алмазов // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001. – С. 462–481.

4. *Манаков А.В.* Технология выделения литосферного корня на основе интегрированного анализа геофизических данных // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001. – С. 270–277.

5. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Колесник Н.Н. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. – СПб., 2000, № 10. – С. 209–228.

6. Францессон Е.В., Лутц Б.Г. Кимберлитовый магматизм древних платформ. – М.: РАН, 1995. – 314 с.

7. Ваганов В.И. и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Алмазы». – М.: ЦНИГРИ, 2002. – 307 с.

8. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001. – 161 с.

9. Мокшанцев К.Б. и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1974. – 98 с.

10. *Брахфогель* Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск, 1984. – 128 с.

11. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. – Л.: Недра, 1979. – 183 с.

12. Розен Ю.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006. – 212 с.

УДК 553.04:553.81

ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К.Н. Егоров¹, А.С. Барышев¹, Н.Н. Зинчук², Д.А. Кошкарев¹

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск ²Центр подготовки кадров АК «АЛРОСА», г. Мирный

Проведено обоснование совокупности тектонических, магматических и диагностических факторов и критериев, определяющих место проявления кимберлитового и лампроитового магматизма на юге Сибирской платформы. На основе геологических и геофизических данных в литосфере выделены кратонные области, структурные неоднородности земной коры и фундамента платформы, тектонически ослабленные зоны и глубинные разломы. По обоснованному комплексу геологических и геофизических критериев в пределах кратонов выделяются алмазоносные объекты следующего иерархического ряда: субпровинция – минерагеническая зона – кимберлитовое или лампроитовое поле. В минерагенических зонах выделены 22 перспективные площади, адекватные кимберлитовому или лампроитовому полю, что позволяет высоко оценивать потенциал промышленной алмазоносности региона.

На юге Сибирской платформы, начиная с 1950-х гг., с перерывами проводятся поиски месторождений алмазов. За этот период многочисленными исследователями с разной степенью полноты изучалась связь выявленных кимберлитовых полей с тектоническими структурами и магматизмом, но синтезирующих построений для прогноза коренных источников алмазов не было выполнено. В данной работе на основе геолого-генетической модели образования алмазоносных пород [1] обобщены последние новые данные по глубинному строению, магматизму, минералогии алмазов и их минералов-спутников. Функционирование кимберлитообразующей системы осуществляется в геологическом пространстве, охватывающем верхнюю мантию, консолидированную земную кору и осадочный чехол, следовательно, необходимо искать связь пространственного расположения кимберлитов и лампроитов со структурно-вещественными элементами этих глубинных уровней.

На юге Сибирской платформы в астеносфере выделяется три астенолинзы: Саяно-Байкальская, Ангаро-Тунгусская и Вилюйская [2]. Низкое стояние поверхности астеносферы в пределах 200–250 км характеризует кратонные области, высокое (60–80 км) – области тектоно-магматической активизации. Астенолинзы ограничивают ядра кратонов с мощной литосферой (> 130 км) и одновременно пространственно отражают области деструктурированной литосферы (возбужденной мантии). В пределах платформы астенолинзам пространственно соответствуют синеклизы: Вилюйской астенолинзе – Вилюйская синеклиза, Ангаро-Тунгусской – Присаяно-Енисейская и Тунгусская синеклизы.

Наиболее крупной стабильной областью юга Сибирской платформы шириной от 300 до 600 км и протяженностью до 2000 км является Бирюсинско-Ангаро-Оленекский кратон (рис. 1). Он является реликтом архейского основания Сибирской платформы, который как древняя положительная структура унаследованно развивался от архея до верхнего палеозоя включительно. Байкитский кратон имеет более изометричную форму, несколько расширяясь к Енисейскому кряжу. Кратоны большинством исследователей рассматриваются как области стабильной алмазосодержащей литосферы, предопределившие наиболее общие закономерности размещения кимберлитов в пределах древних платформ на всех континентах.

На юге Сибирской платформы рельеф подошвы земной коры значительно расчленён по латерали – диапазон глубин составляет от -35 до -50 км (рис. 1). Выделяются четыре крупных морфологических элемента: Байкало-Енисейская и Ия-Тунгусская депрессионные структуры, Байкало-Байкитская и Байкало-Вилюйская валообразные структуры.

В структуре дорифейского фундамента различаются архейские геоблоки, представляющие собой сочетание ранне- и позднеархейских элементов и выступы. Между консолидированными архейскими геоблоками располагаются зеленокаменные шовные зоны [3]. Выделяются Восточный и Западный архейские геоблоки, которые разделяются Таймыро-Байкальским структурным швом, который протягивается в субмеридиальном направлении. Его пространственно ограничивают Восточный и Западный Таймыро-Байкальские глубинные разломы. Таймыро-Байкальская шовная зона рассекает архейский кратон и имеет характерные структурные элементы во всем разрезе земной коры. По подошве земной коры шов отражается локализованными поднятиями и опусканиями. Вдоль восточного Таймыро-Байкальского разлома, ограничивающего шов с востока, прослеживается цепь локальных поднятий с амплитудой 2–4 км. Вдоль западного ограничения шва прослеживается серия локальных опусканий подошвы земной коры с амплитудой 4–6 км. По поверхности фундамента платформы шовная зона также характеризуется наличием локальных выступов и поднятий. В пределах Таймыро-Байкальского структурного шва развит комплекс зеленокаменных трогов и гранит-зеленокаменных поясов [3].

По [4], возраст пород тектонических блоков (террейнов) Сибирского кратона образуют четыре группы значений – 3,5; 3,3; 3,0 и 2,5 млрд. лет. Одновременно выделяются области, где тектонические структуры архейского и нижнепротерозойского этапов сильно изменены или даже уничтожены последующими тектоно-магматическими процессами, проявившимися как в складчатых областях, так и во внутренних частях платформы. Такие области деструкции надежно выделяются по геофизическим данным.

Линейные архейские разломно-складчатые системы отражаются региональными полосовыми положительными магнитными аномалиями субмеридионального направления. Можно полагать, что первичные неоднородности коры Сибирского кратона на возрастном рубеже 3,6–3,5 млрд. лет наследуются заложением линейных структур длительного полициклического развития, которое завершилось в конце раннего протерозоя.

Архейские разломно-складчатые системы прослеживаются только в пределах Бирюсинско-Ангаро-Оленекского кратона. На юго-востоке и юге полосовидные аномалии «срезаются» Саяно-Байкальской складчатой областью. На западе полосовидные аномалии «исчезают», вероятно, вследствие термальной переработки архейского субстрата, генерируемой Ангаро-Тунгусской астенолинзой.

Подавляющее большинство исследователей придают главенствующее значение глубинным разломам в пространственном размещении кимберлитов и лампроитов как сквозь литосферным проницаемым зонам. По геолого-геофизическим данным выделены корово-мантийные и коровые разломы, которые по пространственной ориентировке группируются в четыре системы: субмеридиональную, субширотную, северовосточную и северо-западную. Пересекаясь, глубинные разломы образуют узлы разной сложности в зависимости от числа и направлений разрывов. По протяженности разломы подразделены на региональные и прочие. Наиболее крупными региональными разломами региона являются: Присаяно-Енисейский, Окино-Вихоревский, Ангаро-Катангский, Ангаро-Вилюйский, Таймыро-Байкальский (Западный), Таймыро-Байкальский (Восточный), Бирюсинский, Главный Саянский, Приморский, Акиткано-Джербинский (рис. 2).

По данным глубинного сейсмического зондирования в пределах Западного геоблока выделяются Удино-Тунгусская мантийно-коровая трансгеоблоковая ослабленная тектоническая зона (рис. 1) и интенсивно базифицированный Катангско-Ковинский блок (рис. 2), ограниченный системой глубинных разломов. В пределах Катангско-Ковинского блока устанавливается резкое возрастание граничных скоростей упругих волн на поверхности фундамента до 6,9 км/с, при нормальных значениях ~ 6,1–6,15 км/с. Блоков фундамента с подобным породным составом на юге Сибирской платформы больше пока не обнаружено.

Удино-Тунгусская мантийно-коровая трансгеоблоковая ослабленная тектоническая зона [5] протягивается в субмеридиальном направлении от р. Уда на юге до р. Нижняя Тунгуска на севере (рис. 1). Эта зона пересекает Бирюсинско-Ангаро-Оленекский кратон в южной части, область деструктурированной литосферы в средней и Байкитский кратон в северной части. Повышенная проницаемость литосферы в пределах тектонически ослабленной зоны предопределила многочисленные проявления субщелочного магматического комплекса в нижнем мезозое.



Рис. 1. Глубинное строение юга Сибирской платформы и положение алмазоносных субпровинций: 1 – контуры кратонов и астенолинз (по изогипсе подошвы литосферы – 130 км); кратоны: Байкитский (БК), Бирюсино-Ангаро-Оленекский (БАОК), Алданский (АК), астенолинзы, разделяющие и ограничивающие кратоны: Ангаро-Тунгусская (АТА), Саяно-Байкальская (СБА), Вилюйская (ВЛА); 2 – изолиния мощности литосферы 200 км и более; 3 – изогипсы раздела Мохоровичича; 4 – Таймыро-Байкальский структурный шов, разделяющий архейские блоки земной коры: Восточный (АR вост.) и Западный (AR запад.); 6 – Удино-Тунгусская мантийно-коровая трансгеоблоковая ослабленная тектоническая зона по данным ГЗС; 7 – зона Ангаро-Вилюйского трансгеоблокового разлома; 8 – Присаянская краевая мобильная зона

Ангаро-Вилюйский внутрикратонный региональный разлом проходит с юго-запада на северо-восток и по диагонали пересекает Бирюсинско-Ангаро-Оленекский кратон. Зона этого разлома характеризуется исключительно широким проявлением траппового магматизма в нижнем мезозое.

Поверхность фундамента платформы характеризуется контрастно выраженной блоковой структурой. Максимальное дифференцированное погружение (до 8,0–8,5 км) крупных блоков отмечается в пределах



Рис. 2. Структурно-тектоническая позиция алмазоносных минерагенических зон, полей и перспективных площадей: 1 – граница распространения осадочного чехла платформы; 2 – контуры алмазоносных субпровинций: Якутской (Я), Ангаро-Тунгусской (АТ), Присаянской (П), Байкитской (Б); 3 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента (в км); 4 – антеклизы: Ангаро-Непско-Ботуобинская (АНБ), Байкитская (Б). Выступы фундамента: Шарыжалгайский (ШЖ), Гутарский (Г). Синеклизы: Присаяно-Енисейская (ПЕ), Тунгусская (Т). Впадины: Вельминская (В), Прибайкальская (ПБ); 5 – катангско-Ковинский интенсивно базифицированный блок; 6 – региональные корово-мантийные разломы: Присаяно-Енисейский (1), Окино-Вихоревский (2), Ангаро-Катангский (3), Ангаро-Вилюйский (4), Таймыро-Байкальский (Западный) (5), Таймыро-Байкитский (Восточный) (6), Бирюсинский (7), Главный Саянский (8), Приморский (9), Акиткано-Джербинский (10); 7 – алмазоносные минерагенические зоны: Присаянская (П), Удино-Тунгусская (УТ), Ангаро-Вилюйская (АВ), Лено-Тунгусская (ЛТ), Вилюйско-Мархинская (ВМ); 8 – россыпи алмазов (непромышленные); 9 – кимберлитовые и лампроитовые поля: 1 – Мирнинское, 2 – Чадобецкое, 3 – Тайгино-Тарыдакское, 4 – Ингаиинское; 10 – прогнозируемые перспективные площади, адекватные кимберлитовому или лампроитовому полю: 1 – Ингашетская, 2 – Тангуй-Удинская, 3 – Андочинская, 4 – Чукшинская, 5 – Бирюсинско-Чунская; 6 – Мурская, 7 – Магдонская, 8 – Илимская, 9 – Тубинская, 10 – Тушамская, 11 – Верхнекатангская, 12 – Чангильская, 13 – Икская, 14 – Немуйская, 15 – Алтыбская, 16 – Ереминская, 22 – Тарыдакская, 23 – Шушукская, 24 – Хушмуканская

Тунгусской и Присаяно-Енисейской синеклиз, где морфологически выраженные уступы между блоками достигают 1,0–1,5 км. В пределах антеклиз блоки образуют высоко поднятую (до 1,3 км), сравнительно выровненную, слабо структурированную поверхность кристаллического фундамента. Вдоль западного борта Ангаро-Непско-Ботуобинской антеклизы выделяются выступы и поднятия. В восточной части Ангаро-Непско-Ботуобинской антеклизы выделяется Непско-Мирнинское сводовое поднятие, которое протягивается в северо-восточном направлении на 600 км. В пределах поднятия на его северо-восточном и югозападном флангах расположены Мирнинское и Верхнечонское локальные поднятия. Наиболее приподнятым структурным элементом Непско-Ботуобинского сводового поднятия является Верхнечонское локальное поднятие, где фундамент вскрыт на глубине 1250 м.

В зоне сочленения южной окраины Сибирской платформы и Саяно-Байкальской полициклической складчатой области выделяется Присаянская краевая мобильная зона, которая представляет собой активизированный в рифее краевой выступ эпикарельского фундамента платформы (рис. 2). В составе краевой зоны выделяются выступы, впадины и блоки.

На юге Сибирской платформы выделяются алмазоносные объекты следующего иерархического ряда: субпровинция – минерагеническая зона – кимберлитовое или лампроитовое поле. Конечным продуктом прогноза является перспективная площадь, адекватная кимберлитовому (лампроитовому) полю. Принципы и технология выделения алмазоносных объектов изложены в работах многих исследователей [6–10].

Алмазоносные субпровинции выделяются в пределах кратонов по следующему комплексу геологоструктурных и структурно-геофизических критериев: архейские геоблоки и архейско-раннепротерозойские подвижные пояса; архейско-нижнепротерозойские комплексы зеленокаменных поясов; рифейские и среднепалеозойские рифтогенные прогибы; среднепалеозойские сводовые поднятия; мощность недеструктурированной литосферы (от 130 до 250 км); мощность земной коры; проявления магматитов щелочноультраосновного и щелочно-основного состава, комагматичные потенциально алмазоносным породам; известные кимберлитовые и лампроитовые поля; россыпи алмазов.

На имеющейся информационной базе и по совокупности вышеперечисленных критериев на юге Сибирской платформы выделяются три алмазоносных субпровинции: Присаянская, Байкитская и Ангаро-Тунгусская (рис. 1, 2).

Присаянская субпровинция располагается в юго-западной части Бирюсинско-Ангаро-Оленекского кратона. Контур субпровинции очерчивается на основании значительного подъема поверхности Мохоровичича (до -38 км) по отношению к остальной части кратона, уменьшенной мощностью консолидированной земной коры. Дополнительным основанием служит система краевых поднятий и прогибов юго-западной части платформы. В пределах субпровинции выявлены жильные тела алмазоносных лампроитов верхнепротерозойского возраста, щелочно-ультраосновные интрузии, карбонатиты и лампроитоподобные породы.

Байкитская субпровинция располагается в контуре одноименного кратона, а ее границы очерчиваются по величине мощности литосферы, превышающей 130 км. Основной платформенной структурой кратона является Байкитская антеклиза. В юго-западной части кратона заложилась сравнительно глубокая Вельминская впадина.

Ангаро-Тунгусская субпровинция располагается в южной части Бирюсинско-Ангаро-Оленекского кратона и характеризуется относительно стабильной литосферой мощностью 130–250 км. Характерными являются и структурные элементы морфологии подошвы земной коры. К ним, прежде всего, относится Ия-Тунгусская депрессионная структура. Основной платформенной структурой субпровинции является Ангаро-Непско-Ботуобинская антеклиза. Важнейшим диагностическим критерием является развитие в субпровинции мегакомплекса зеленокаменных трогов и гранит-зеленокаменных поясов.

По типоморфным особенностям алмазов в пределах юга Сибирской платформы выделена Тунгусская субпровинция, которая охватывает весь юг Сибирской платформы, а в ее пределах выделяются две заметно различающиеся области – Байкитская и Южно-Тунгусская. По комплексу типоморфных признаков (преобладание октаэдров) и спектру кристаллов отдельных морфологических групп алмазы Байкитской области в целом не имеют аналогов среди известных кимберлитовых тел и россыпей, что позволяет предполагать их собственные коренные источники среднепалеозойского и докембрийского возрастов. Алмазы Южно-Тунгусской области в целом характеризуются сравнительно небольшой крупностью и превалированием округлых (додекаэдрических) кристаллов (> 50%) над октаэдрами (~ 25%) [11].

Алмазоносные минерагенические зоны и поля. Критериями для выделения потенциально алмазоносных и алмазоносных минерагенических зон являются: структурные швы, разграничивающие архейские разновозрастные блоки земной коры; мантийно-коровые трансгеоблоковые ослабленные тектонические зоны; региональные корово-мантийные и коровые разломы; краевые мобильные зоны; проявления щелочнобазальтоидного, щелочно-ультраосновного, кимберлитового и лампроитового магматизма, глубинных диапиров основного-ультраосновного состава; россыпные зоны алмазов. Россыпные зоны, будучи пространственно приуроченными к глубинным структурным элементам кратонных областей платформы, могут выступать трассерами и являться критериями для обоснованного выделения потенциально алмазоносных зон с разновозрастными коренными источниками кимберлитового и (или) лампроитового типа.

Площади, адекватные кимберлитовому или лампроитовому полю, выделяются по совокупности структурных, магматических, минералогических и геофизических критериев [12].
Структурные критерии: депрессионная структура по поверхности М, зона глубинного коровомантийного или корового разлома с системой сопровождающих его разрывов более высокого порядка в верхней части земной коры (осадочном чехле), локализованные поднятия и выступы в фундаменте; поднятия и выступы докарбоновой поверхности.

Магматические критерии: глубинные диапиры или зоны основного-ультраосновного состава, проявления щелочно-ультраосновного и субщелочного базальтоидного магматизма, предшествующего кимберлитообразованию или синхронного с ним.

Минералогические критерии: россыпи алмазов и ореолы их минералов-спутников в первичных и промежуточных коллекторах и в современном аллювии.

Геофизические критерии: пространственная сопряженность (в идеальном виде взаимонакладывающихся) минимумов поля Δg и ΔT , субвертикальной зоны повышенной электропроводности в земной коре и осадочном чехле, наличие локальных аэромагнитных и гравитационных аномалий.

В пределах юга Сибирской платформы нами выделяются четыре алмазоносные минерагенические зоны: Присаянская, Удино-Тунгусская, Ангаро-Вилюйская, Лено-Тунгусская. Присаянская и Удино-Тунгусская минерагенические зоны располагаются в пределах Присаянской субпровинции.

Присаянская минерагеническая зона пространственно отвечает Присаянской краевой мобильной зоне, включающей систему горстов, грабенов и впадин, вытянутых в северо-западном направлении. Мобильность зоны проявляется в широком проявлении магматизма и развитии густой сети разрывных нарушений [13, 14].

На территории Присаянской минерагенической зоны известны среднерифейские алмазоносные лампроиты, слюдяные кимберлиты вендского возраста, а также среднепалеозойские лампроитоподобные породы, содержащие барофильные минералы.

С алмазоносными лампроитами Ингашинского поля структурно сопряжены слюдяные кимберлиты и более поздние по времени формирования щелочно-ультраосновные породы карбонатитовых Белозиминского, Большетагнинского, Ярминского и др. комплексов. В слюдяных кимберлитовых дайках (Бушканайская, Знамеровского и др.) и трубках (Южная, Медвежья) выделяются индикаторные минералы (хромшпинелиды, хромдиопсиды) и продукты метасоматического замещения хромистых пиропов. По минералогогеохимическим (ICP-MS) и изотопно-геохимическим (Rb-Sr, Sm-Nd) данным слюдяные кимберлиты Восточного Присаянья проявляют значительное сходство с архангельскими кимберлитами трубок им. В. Гриба, Пионерская. Пространственная совмещенность в пределах Урикско-Ийского грабена лампроитовых алмазовносных даек Ингашинского поля, многочисленных ореолов рассеяния минералов-спутников алмазов, а также слабоизученных разнообразных по составу щелочно-ультраосновных, кимберлитовых даек Кирейского, Ярминского и других полей, группирующихся в единой линейной зоне северо-западного простирания, значительно повышают перспективы коренной алмазоносности Восточного Присаянья.

В северо-западной части зоны установлены дайковые и трубочные тела, выполненные лампроитоподобными калиевыми породами среднепалеозойского возраста (370 ± 30 млн. лет) [13]. К Присаянской зоне глубинных разломов приурочено Серебровское поле даек калиевых лампроитоподобных пород среднепалеозойского возраста. Лампроитоиды, состоящие из оливина, хромистого диопсид-авгита, амфибола, санидина, флогопита, содержат индикаторные минералы: хромдиопсид, хромшпинелиды. Установленные изотопно-геохимические (Rb-Sr, Sm-Nd) и геохимические (ICP-MS), минералогические характеристики лампроитоподобных пород Присаянского прогиба свидетельствуют о выплавлении расплавов из мантийной литосферы пироп-шпинелевой фации. В вышележащих по разрезу толщах пород нижнего палеозоя по правому борту р. Бирюса установлены трубочные тела калиевых субэффузивных и эффузивных пород (туфы, туффизиты, эруптивные брекчии). В них обнаружены сиреневые, бледно-розовые пиропы лерцолитового и верлитового парагенезисов, пироп-альмандины, гранаты голдмандит-уваровитового ряда, хромгроссуляры, хромдиопсиды, хромшпинелиды, титан-бариевые флогопиты. По петрографо-минералогическим и петрогеохимическим особенностям калиевые мантийные магматиты дайковых и трубочных тел среднего течения р. Бирюса относятся к лампроитам основного состава, эффузивные разновидности которых могут быть промышленно алмазоносны.

В непосредственной близости от диатрем лампроитоподобных пород находятся Ингашетская и Шелеховская россыпи алмазов. Находки алмазов приурочены к долине р. Бирюса на отрезке длиной 25 км от устья р. Тымбыр до д. Шелехово. По р. Бирюса обнаружено 13 кристаллов общим весом 1901,1 мг, по р. Ингашет – 18 кристаллов (632,8 мг) и по р. М. Ингашет – 3 кристалла (77,0 мг). Характерной особенностью алмазов является их высокое качество и отсутствие на них «признаков древности», а также следов механического износа. Индикаторные минералы (пиропы, хромшпинелиды) установлены в нижнекарбоновых отложениях саранчетской свиты, а также в аллювии водотоков верхнего бассейна р. Бирюса.

В пределах Присаянской зоны прогнозируются лампроиты рифейского и среднепалеозойского возраста и выделяются две перспективные площади: Зиминско-Ингашинская и Ингашетская.

Ранее считавшиеся бесперспективными окраинные области древних платформ на предмет обнаружения промышленно алмазоносных коренных источников, с пересмотром концептуальных представлений снова оказались высокоперспективными территориями, что обуславливает, в частности, необходимость переоценки перспектив россыпной и коренной алмазоносности Восточного Присаянья.

Удино-Тунгусская минерагеническая зона структурно определяется положением мантийно-коровой трансгеоблоковой ослабленной тектонической зоны, выделенной по данным ГСЗ. Зона вписывается в блок

земной коры, ограниченный региональными глубинными разломами. К зоне пространственно приурочиваются проявления субщелочных магматических комплексов среднего палеозоя и нижнего мезозоя. На Тангуй-Удинской площади в верховьях алмазоносной долины р. Тарма в интервалах глубин 30–70 м и 65–109 м среди нижнепалеозойских отложений выявлены небольшие жилообразные тела щелочно-ультраосновных пород, содержащих хромшпинелиды и единичные пиропы дунит-гарцбургитового состава неправильноугловатой формы размером до 0,8 мм [13, 15]. В северной части минерагенической зоны, в пределах Красноярского края, располагается Чадобецкое кимберлитовое поле мезозойского возраста.

Важным диагностическим признаком минерагенической зоны является приуроченность к ней россыпей алмазов [15]. В бассейне р. Чукша найдено 103 кристалла, среди которых преобладают ромбододекаэдры (81,4 %). Тангуй-Удинская россыпь алмазов прослежена от устья на 36 км вверх по течению; всего по бассейну р. Тангуя-Удинского обнаружено 148 кристаллов, средний вес которых составляет 38,7 мг, а вес наиболее крупного – 476,6. Среди кристаллов преобладают разновидности додекаэдрического и ромбододекаэдрического габитуса (до 70 %). Многие алмазы характеризуются высокой степенью дефектности кристаллов (каналы травления, каверны, графитовые включения и др.). В пределах западной части зоны находки алмазов известны в нижнем течении р. Чуна, в районе устья р. Екунчет и в нижнем течении р. Ужет (левого притока р. Бирюса).

В пределах южной части зоны ассоциации индикаторных минералов обнаружены в современных аллювиальных, неоген-четвертичных отложениях, а также в нижнекарбоновых породах баероновской свиты [15].

Типоморфные особенности шлихоминералогических ассоциаций тяжелой фракции нижнекарбоновых отложений баероновской свиты, современного аллювия бассейнов pp. Чукша, Тангуй-Удинского (низкая концентрация индикаторных минералов, их незначительный размер (не более 1,5–2,0 мм), преобладание хромитов и желто-оранжевых гранатов эклогитового парагенезиса, отсутствие пикроильменита) вкупе с типоморфизмом алмазов дает возможность предположить несколько генетических коренных источников алмаза в южной части зоны [15].

В центральной части минерагенической зоны все известные находки алмазов приурочены к современным русловым отложениям. В аллювии р. Кова найдено 26 кристаллов общим весом 263.5 мг. Все алмазы мелкие, октаэдрические формы составляют 25 %, додекаэдрические – 42 %, неопределимые формы – 13 %. В этой части зоны установлены пять разновозрастных промежуточных коллектора ИМ: позднедевонский, каменноугольный, пермский, юрский и неоген-четвертичный [15]. Морфологические особенности алмазов, находки (до весовых) пикроильменита, типохимические особенности хромшпинелидов и пикроильменитов, а также высокая концентрация пиропов, среди которых присутствуют гранаты всех типов глубинных парагенезисов, в т.ч. гранаты алмазного дунит-гарцбургитового, указывают на возможный кимберлитовый характер коренных источников. На присутствие кимберлитов могут указывать находки плоскогранных острореберных октаэдров, октаэдров с полицентрически растущими гранями, с параллельной штриховкой, ромбододекаэдров с полосами пластической деформации, характерных для Мирнинского кимберлитового поля Западной Якутии.

В Удино-Тунгусской минерагенической зоне прогнозируются коренные источники алмазов кимберлитового и лампроитового типов среднепалеозойского и мезозойского возраста. Несмотря на установившееся мнение многих исследователей о неалмазоносности кимберлитов мезозойского возраста Сибирской провинции, нет оснований полностью исключать их проявление в южной части Бирюсинско-Ангаро-Оленекского кратона. В этой зоне выделяются шесть перспективных площадей: Тангуй-Удинская, Андочинская, Чукшинская, Бирюсинско-Чунская, Муро-Ковинская, Магдонская.

Ангаро-Вилюйская минерагеническая зона трассируется одноименным региональным разломом. Зона имеет определенно выраженную структурную позицию, вписывается в контур Непско-Ботуобинского сводового поднятия по поверхности фундамента и трассируется линейным воздыманием (с юго-запада на северо-восток) поверхности докарбонового цоколя в осадочном чехле. Ограничениями зоны являются протяженные корово-мантийные разломы северо-восточного простирания. К зоне приурочены глубинные диапиры основного-ультраосновного состава и предполагаемые проявления субщелочного магматизма. Зона характеризуется интенсивно проявленным трапповым магматизмом.

В пределах зоны алмазы установлены в аллювиальных отложениях речных долин: Ангары и ее притоков pp. Тушама (24 кристалла), Илим (17 кристаллов), Катанга (23 кристалла) и Непа (73 кристалла) [6]. Из индикаторных минералов карбонового, пермского, юрского и современного коллекторов выявлены пиропы, хромшпинелиды, пикроильмениты и редко хромдиопсид. Преобладают пиропы, количество которых в рядовых шлиховых пробах колеблется от 1–2 до 50 знаков и более.

В Ангаро-Вилюйской минерагенической зоне прогнозируются коренные источники алмазов кимберлитового типа среднепалеозойского возраста и выделяются семь перспективных площадей: Илимская, Верхнекатангская, Тушамская, Тубинская, Икская, Чангильская, Верхнечонская.

Лено-Тунгусская минерагеническая зона пространственно приурочена к Таймыро-Байкальскому внутриплатформенному структурному шву, выполненному мегакомплексом зеленокаменных трогов и гранитзеленокаменных поясов. В магматическом отношении зона трассируется глубинными диапирами основногоультраосновного состава, выделенными по геофизическим данным. Диагностическим признаком является приуроченность к зоне россыпей алмазов. В пределах зоны найдено 452 кристалла алмазов суммарным весом 3167 мг. Из них по р. Нижняя Тунгуска – 97, р. Большая Ерема – 311, Апка – 29 кристаллов. В целом среди алмазов по комплексу типоморфных признаков больше половины составляют кристаллы, близкие к таковым из терригенных коллекторов докембрийского возраста других регионов мира. Вместе с тем присутствие в данной выборке довольно большого количества (25 %) кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусу I разновидности, преобладающих в богатых кимберлитовых телах фанерозойского возраста Сибирской платформы, может свидетельствовать о множественности их коренных источников.

Результаты детального исследования физических свойств алмазов в целом подтверждают типоморфные особенности алмазов бассейна р. Нижняя Тунгуска и их отличие от таковых из некоторых месторождений Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского районов [11]. Из индикаторных минералов выявлены пиропы, хромшпинелиды, пикроильменит, как в четвертичных отложениях, так и в коллекторах карбона и юры. Наибольшие их концентрации отмечаются в туфах Сивикагнинской вулкано-тектонической структуры и аллювии р. Сивикагны.

В северной части Лено-Тунгусской минерагенической зоны прогнозируются коренные источники алмазов кимберлитового типа среднепалеозойского и мезозойского возрастов и выделяются 7 площадей, адекватных кимберлитовому полю: Немуйская, Алтыбская, Ереминская, Верхнекочемская, Нижнекочемская, Нижнеапкинская, Верхнеапкинская. Алмазоносный потенциал южной части зоны еще не раскрыт, но и там в аллювии притоков р. Лена выявлены пиропы, пироп-альмандины и хромиты.

В качестве резюме можно констатировать, что выделенные алмазоносные минерагенические зоны и перспективные площади в их пределах создают надежную основу для проведения поисков коренных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы.

Список литературы

1. Барышев А.С., Егоров К.Н., Галенко В.П. и др. Перспективы открытия промышленных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Разведка и охрана недр. – 2004. – № 8, 9. – С. 8–17.

2. Поспеев В.И., Барышев А.С., Ипатьев С.Н. и др. Геологическое строение юга Восточной Сибири по результатам глубинных магнитотеллурических зондирований / Научные труды XXVII Междунар. геол. конгресса. – М.: Наука, 1984. – Т. 6. – С. 176–177.

3. Таскин А.П., Митрофанов Г.Л., Никольский Ф.В., Мордовская Т.В. Тектоника юга Восточной Сибири (Объяснительная записка к тектонической карте юга Восточной Сибири масштаба 1:1 500 000). – Иркутск. ВостСибНИИГ-ГиМС, 1987. – С. 103.

4. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006. – 210 с.

5. Чернышев Н.М., Бокая Л.И. Морфоструктурные элементы консолидированной коры Сибирской платформы / Структурные элементы земной коры и их эволюция. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 144–150.

6. Ваганов В.И., Варламов В.А., Фельдман А.А. и др. Прогнозно-поисковые системы для месторождений алмазов // Отечественная геология. – 1995. – № 3. – С. 43–52.

7. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. – М.: Гео Информарк, 2000. – 371 с.

8. Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А. Принципы выделения алмазоперспективных площадей на различных стадиях прогнозно-поисковых работ // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы – 50). – СПб., 2004. – С. 94–96.

9. Манаков А.В., Романов Н.Н., Полторацкая О.Л. Кимберлитовые поля Якутии. - Воронеж, 2000. - 81 с.

10. Подчасов В.М., Минорин В.Е., Богатых И.Я. и др. Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки месторождений алмазов. Книга 1. Коренные месторождения. – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. – 548 с.

11. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Наука, 2003. – 603 с.

12. Барышев А.С. Физико-геологическая модель кимберлитового поля и оптимальный комплекс геологических, геофизических и геохимических прогнозно-поисковых критериев // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный, 1998. – С. 223–235.

13. Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г. и др. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности югозападной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 50–84.

14. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н. Этапы магматизма и алмазоносность центральной части Урикско-Ийского грабена Присаянья // Отечественная геология. – 2001. – № 6. – С. 38–43.

15. Егоров К.Н., Кошкарев Д.А., Зинчук Н.Н. и др. Минералогия россыпных проявлений алмазов Ангаро-Удинского междуречья юга Сибирской платформы // Записки Российского минералогического общества. – 2006. – №2. – С. 1–15.

О ПЕРСПЕКТИВАХ ОТКРЫТИЯ НЕКИМБЕРЛИТОВЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ В ПРЕДЕЛАХ ЕНИСЕЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

П.П. Курганьков, И.А. Кузьмин

ГПКК «КНИИГиМС», г. Красноярск

Территория объединенного Красноярского края является перспективной в отношении выявления промышленно значимых объектов коренной алмазоносности, как кимберлитового, так и некимберлитового типа. В его пределах выделяется несколько потенциально перспективных провинций: юг Сибирской платформы, север региона, включая Харамайский и Попигайский алмазоносные районы, Горный Таймыр, ближайшее складчатое обрамление Сибирской платформы. Вывод о перспективности Енисейской минерагенической провинции основан на структурно-тектонических, литологостратиграфических (с воссозданием палеогеографической обстановки), минералогических, петрохимических, геохимических факторах, а также по наличию прямых признаков алмазоносности. Предполагается, что имели место несколько фаз проявлений алмазоносного магматизма от докембрия до мезозоя включительно. Кроме того, предполагается эволюция алмазоносного магматизма в пространстве и во времени: алмазоносные лампроиты (возможно, в сочетании с кимберлитами - кимберлит-лампроитовый тип), другие некимберлитовые источники (гипербазиты, минетты, филлиты), по нашим представлениям, приурочены к пограничной (переходной) зоне Сибирской платформы. По мере удаления от складчатого обрамления, преобладающими процессами, с которыми связывается алмазоносность, вероятно, является кимберлитообразование. В пределах Енисейской алмазоносной провинции можно прогнозировать четыре района возможной алмазоносности. Первоочередным для изучения представляется Вельминский район, в пределах которого выделена площадь в ранге алмазоносного поля с двумя прогнозируемыми кустами алмазоносных тел. Прогнозные ресурсы по Вельминскому прогнозируемому алмазоносному полю определены, как минимум, в 100 млн. карат.

Учитывая расположение прогнозируемой площади в относительной близости от экономически освоенного золоторудного района с отработанной схемой транспортировки, представляется актуальной постановка в пределах Вельминского прогнозируемого алмазоносного поля прогнозно-поисковых работ.

Алмазодобывающая отрасль России до последнего времени обеспечивала опережающий рост запасов, прежде всего за счет разведки глубоких горизонтов известных богатых месторождений. В настоящий период добыча уже не компенсируется суммарным приростом, что приводит к сокращению минеральносырьевой базы алмазов. В данной ситуации первостепенное значение приобретает открытие новых алмазоносных провинций с высоким содержанием алмазов хорошего качества [1].

Территория объединенного Красноярского края, наряду с Республикой Саха (Якутия) и Архангельской областью, является в этом отношении одной из перспективных. В её пределах выделяется несколько потенциально перспективных регионов (рис. 1). В первую очередь – это юг Сибирской платформы, а именно, территории Красноярского края и Эвенкийского АО (Енисейская и Ангаро-Тунгусская алмазоносные провинции), север региона, включая Харамайский и Попигайский алмазоносные районы, Горный Таймыр, ближайшее складчатое обрамление Сибирской платформы [2, 3].

Енисейская минерагеническая провинция пространственно приурочена к структурам Енисейского кряжа, рассматриваемого нами как составная часть Сибирской платформы. В ее пределах, по совокупности геологических, геофизических, минералогических и других факторов, можно прогнозировать четыре района возможной алмазоносности: Вельминский, Чапинский, Большепитский и Мотыгинский. Районы выделены по наличию структурно-тектонических предпосылок (горстовые поднятия, приуроченность к узлам пересечения тектонических швов, аномальные зоны плотности систем линеаментов, пониженная мощность земной коры (рис. 2, 3), предполагаемые проявления диапиризма); признакам наличия промежуточных коллекторов; выявленным телам лампроитов, кимберлитов и подобных им пород, а также гипербазитов; наличию шлиховых ореолов алмазов и минералов-спутников; данным палеогеографических построений (области сноса материала); результатам имеющихся геохимических съемок.

Ангаро-Тунгусская минерагеническая провинция перспективна на наличие коренных источников алмазов, с одной стороны, своей приуроченностью к прибортовой зоне Тунгусской синеклизы, в пределах которой известны все алмазоносные районы Эвенкийского АО; с другой – наличием Ковино-Кординской кимберлитоконтролирующей структуры, перспективы которой не оспариваются; с третьей – наличием куполовидных и валообразных поднятий, с которых предполагается снос алмазов и минералов-спутников, известных в регионе. Кроме того, в ее пределах выявлены кимберлитовые и кимберлитоподобные тела, предположительно более древние, чем мезозойские; площадные геохимические и локальные геофизические аномалии «трубочного» типа. По совокупности этих признаков и еще ряда факторов, в пределах провинции, выделяется ряд перспективных алмазоносных районов.

Восточно-Саянская минерагеническая провинция расположена на территории Иркутской области. В её пределах известны: поле дайковых флогопит-оливиновых лампроитов с убогой алмазоносностью в бассейне р. Ока (Ингашинское поле) и поле лампроитоподобных пород Туманшет-Бирюсинского междуречья. Кроме того, в Иркутской части известны находки алмазов в аллювии рек, общее количество которых составляет 392 кристалла (Сафьянников, 1990 г.), в том числе и самый крупный алмаз юга платформы весом 7,5 карат.

Рис. 1. Схема прогноза алмазоносности Центральной Сибири: 1-2 – места находок: 1 – алмазов, 2 – пиропов; 3–5 – участки развития: 3 – кимберлитов, 4 – лампроитов, 5 – зювитов, тагамитов; перспективные алмазоносные районы: 6 – с известными крупными месторождениями; 7 – с известными коренными источниками требующие доизучения; 8 – перспективные на коренные источники; 9 – минерагенические провинции: I – Енисейская, II – Ангаро-Тунгусская, III – Восточно-Саянская, IV – Маймеча-Котуйская, V – Анабарская, VI – Таймыро-Североземельская. Районы: 1 – Попигайский, 2 – Харамайский, 3 – Тычанский, 4 – Чадобецкий, 5 – Вельминский, 6 – Чапинский, 7 – Б. Питский, 8 – Чуно-Бирюсинский, 9 – Ково-Муринский, 10 – Тэтэрэнский, 11 – Ингашинский, 12 – Пойма-Бирюсинский, 13 – Чуньско-Илимпейский, 14 – Верхне-Таймырский, 15 – Таймырский, 16 – Мотыгинский

Рис. 2. Схема прогноза алмазоносности Енисейской провинции

Рис. 3. Схема глубинного строения северо-западной части Сибирской платформы (составлена по материалам КНИИГиМС, СНИИГиМС, Гравиметрической экспедиции)

В Красноярском крае, в пределах Восточно-Саянской провинции, установлена высокая пиропоносность аллювия pp. Пойма и Агул, а также промежуточных коллекторов павловской (D₂) и чаргинской свиты (C₁), что позволило выделить Туманшетско-Агульский потенциально алмазоносный район.

Территория Таймырского АО является еще одной потенциально перспективной в отношении алмазоносности территорией, в которой выделяются Маймеча-Котуйская, Анабарская, Таймыро-Североземельская минерагенические провинции.

Кроме Попигайского алмазоносного района с крупнейшим месторождением технических алмазов и хорошими перспективами на обнаружение ювелирных, в складчатом обрамлении Сибирской платформы, в пределах Горного Таймыра выявлен ряд районов с характерными признаками алмазоносности, включая наличие лампроитов, слюдистых кимберлитов с ассоциацией типоморфных минералов (алмаз, пироп, хромдиопсид и т.д.).

Енисейская алмазоносная провинция. Перспективность Енисейской минерагенической провинции, включающей структуры Енисейского кряжа (рис. 2), в отношении коренной алмазоносности, в том числе нетрадиционных (некимберлитовых) источников алмазов, определена относительно недавно [4].

Очень важным представляется вывод о единстве истории геологического развития структур Енисейского кряжа и собственно Сибирской платформы, что существенным образом меняет представления о перспективах коренной алмазоносности этого региона. Предполагается, что имели место несколько фаз проявлений алмазоносного магматизма, от докембрия до мезозоя включительно, претерпевшего эволюцию в пространстве и во времени.

Алмазоносные лампроиты (возможно, в сочетании с кимберлитами – кимберлит-лампроитовый тип), другие некимберлитовые источники (гипербазиты, минетты, филлиты), по нашим представлениям, приурочены к пограничной (переходной) зоне Сибирской платформы. По мере удаления от складчатого обрамления преобладающими процессами, с которыми связывается возможная алмазоносность, вероятно, является кимберлитообразование. Аналогичные выводы содержатся в ряде работ [5, 6, 7], авторы которых считают, что «...если все промышленные алмазоносные кимберлиты мира располагаются в пределах кратонов древних платформ, то алмазоносные лампроиты могут размещаться как на кратонах, так и в пределах подвижных складчатых зон, разделяющих эти кратоны» [5]. С ранними фазами, вероятно, связано образование лампроитов, гипербазитов, переходных разностей от лампроитов к кимберлитам; прогнозируемые алмазоносные кимберлиты имеют более молодой – среднепалеозойский – возраст.

Мезозойские кимберлиты, известные в регионе, или слабоалмазоносны, или не содержат кристаллов алмазов, что, вероятно, связано со значительной структурной перестройкой в пермо-триасовое время, сопровождаемой интенсивным магматизмом основного состава, что привело к уменьшению мощности алмазоносных корневых частей кратонной литосферы и снижению ее продуктивности.

Среди районов возможной алмазоносности Енисейской провинции первоочередным для изучения представляется Вельминский район. Пространственно он приурочен к бассейну р. Вельмо и расположен на границе Эвенкийского АО и Красноярского края (см. вкл., рис. 15). Изученность района в геологическом, геофизическом, геохимическом отношении крайне недостаточная и базируется в основном на региональных съемках масштаба 1:200000. Тем не менее, базируясь на результатах работ, проведенных А.В. Крюковым (Крюков и др., 1984, 1987 гг.), П.П. Курганьковым (Курганьков и др., 2004 г.), удалось определить перспективный район, в пределах которого возможно обнаружение промышленно значимых объектов коренной алмазоносности.

Общая перспективная площадь определена в 16600 км², но в ее пределах, по результатам работ последних лет, выделена площадь в ранге алмазоносного поля площадью 1320 км², наиболее перспективная в отношении коренной алмазоносности. В пределах прогнозируемого алмазоносного поля, в свою очередь, выделяется два прогнозируемых куста алмазоносных тел.

Вельминское прогнозируемое алмазоносное поле. Административно это прогнозируемое поле расположено на границе Северо-Енисейского района Красноярского края и Байкитского района Эвенкийского АО (рис. 4). В структурно-тектоническом плане поле приурочено к Усть-Чапинскому поднятию в узле пересечения Анкиновской зоны разломов, ограничивающей горстовое сооружение Енисейского кряжа, и оперяющего разлома субширотного простирания. Поднятие имеет несколько вытянутую вдоль Анкиновской зоны разломов форму размерами 40×25 км и отчетливо выделяется по вздыманию кровли тетерской свиты (V) более чем на 1000 м. Поднятие сложено породами оленчимской свиты среднего кембрия и эвенкийской свиты верхнекембрийского возраста, представленными преимущественно светло-серыми известняками с прослоями бордовых и темно-зеленых алевролитов, доломитами и мергелями. Падение пород от оси брахиантиклинали на северовосток составляет 20–25°, на юго-запад – порядка 5–10°, с последующим ограничением разломом сбросового характера. В центральной части поднятия наблюдается грабенообразный блок размером 14×7 км, ограниченный разломами, дайками долеритов и выполненный породами нижнего ордовика. В пределах поднятия наблюдаются многочисленные линзы-останцы песчано-гравийно-галечного материала предположительно юрского или палеоген-неогенового возраста. Дайковый комплекс трапповой формации интенсивно трассирует анкиновскую зону разломов и в пределах поднятия практически не встречается.

В косовых отложениях р. Вельмо известна непромышленная россыпь алмазов с предполагаемым источником сноса, расположенным в пределах Усть-Чапинского поднятия, из которой извлечено 12 кристаллов и один кристалл весом 20,4 мг, найденный в отложениях II террасы р. Тунга (по нашему мнению, это палеоген-неогеновые отложения).

Рис. 4. Структурная карта кровли тетерской свиты и ее аналогов (фрагмент) (Конторович, 2004): *1 – изолинии кровли тетерской свиты; 2 – места находок: а – алмазов, б – пиропов; 3 – трубочное тело; 4 – разломы; 5 – контур концентрации локальных аномалий трубочного типа*

Алмазы россыпи в основном мелкие, весом от 1,8 до 6,0 мг, за исключением двух кристаллов весом 23,2 и 276,2 мг. Все алмазы относятся к 1 разновидности по классификации Ю.Л.Орлова, а один – поликристаллический сросток – к IV разновидности. Половина всех алмазов представлена октаэдрами, три кристалла – переходным к ромбододекаэдрическому габитусом и три кристалла – додекаэдроидами «уральского» типа. По сохранности семь кристаллов целые, четыре – обломки и один – осколок. В основном кристаллы прозрачные, два полупрозрачные, а у одного наблюдается голубой оттенок. Три алмаза слегка ожелезнены.

Очень важным является факт находки алмаза в правом притоке р. Рыбная системы р. Вороговка на западной окраине прогнозируемого алмазоносного поля.

Работами КНИИГиМС [4] в пределах перспективной площади установлено наличие в левых притоках нижнего течения р. Чапа (р. Жадуга, руч. Анашкин) минералов-спутников: пиропов, перовскита, хромшпинелидов и ильменита, который по внешним признакам диагностируется как пикроильменит.

Пироп – угловато-округлое зерно размером 0,3 мм лилового цвета с шероховатой поверхностью и со свежим механическим сколом.

Перовскит встречается единичными зернами в виде октаэдров и их обломков размером около 0,5 мм черного цвета, с корродированной поверхностью. Часто наблюдаются двойники.

Хромшпинелиды встречаются единичными зернами в виде октаэдров и их обломков от темно-бурого до черного цвета. Размер зерен варьирует от 0,3 до 0,5 мм.

Ильменит имеет морфологические признаки повышенной магнезиальности минерала, такие, как монолитное строение зерен, относительно крупные размеры, фрагменты округлых матированных участков, а также «бородавчатых» поверхностей.

С учетом материалов предшественников, а также палеогеографических реконструкций, можно предположить, что снос минералов-спутников в современный аллювий происходит либо из промежуточного коллектора, расположенного (или располагавшегося) на водоразделах рр. Бол. Мал. Жадуга и Бол. Мал. Колонка, что также свидетельствует о перспективности района, либо непосредственно с Усть-Чапинского поднятия.

Аэромагнитной съемкой в пределах Усть-Чапинского поднятия выделен ряд локальных аномалий трубочного типа, вытянувшихся вдоль зоны от устья р. Чапа, через верховья р. Тунга, до среднего течения р. Бол. Черная. Одна из таких аномалий, расположенная в верховьях левого притока руч. Осиновский, заверена и частично проверена при проведении работ КНИИГиМС (Курганьков и др., 2004 г). Аномалия подсечена наземным профилем и имеет диполярное строение с пиковыми значениями 1114 нТл, 1019нТл и отрицательное сопровождение по периметру около 600 нТл при спокойном и устойчивом фоне. По данным магнитометрии, аномалия имеет изометричную форму диаметром 350-400 м. Горными работами установлено, что вмещающими породами являются известняки эвенкийской свиты. В эпицентре аномалии шурфами вскрыта глинистая латеритизированная кора выветривания с пористыми магнетит-гематитлимонитовыми желваками округлой формы и пятнистой текстуры. Обилие в верхней части разреза просевшей крупной (до 10 см) гальки молочно-белого кварца хорошей степени окатанности говорит о том, что аномальный объект еще относительно недавно был перекрыт либо меловыми, либо палеогеннеогеновыми отложениями. По петрографическим данным кора выветривания представлена пелитоморфной лимонитизированной нонтронит-хлоритовой массой, пустоты и поры которой заполнены тонкоагрегатной массой серпентина, флогопита и сапонита. Отдельные образцы сохраняют реликты ультраосновной породы в виде шестигранных псевдоморфоз по оливину (20 %), скоплений пластин флогопита (20 %), замещенных лимонитом и погруженных в тонкочешуйчатую хлорит-серпентиновую массу. Скопления черных рудных зерен (50 %) образуют агрегаты новообразованной натечности или реликтовой флюидальности.

В рельефе аномалия выражена слабо заметным понижением на фоне плоского водораздела. В ближайшем (3 км) водотоке, руч. Осиновский, в шлихах обнаружены единичные зерна хромшпинелидов и ильменита.

Химический состав коровых образований (1 штуфная проба) представлен: $SiO_2 - 47,33$ %; $TiO_2 - 0,72$ %; $Al_2O_3 - 13,0$ %; FeO - 0,32 %; $Fe_2O_3 - 10,29$ %; MnO - 0,11 %; MgO - 7,28 %; CaO - 1,33 %; $Na_2O - 0,13$ %; $K_2O - 4,79$ %; $P_2O_5 - 0,18$ %; $Cr_2O_3 - 0,02$ %. Необходимо заметить, что образцы на химический анализ отбирались с бесструктурной коры выветривания, для которой характерны интенсивный вынос основных химических компонентов MgO, CaO и накопление малоподвижных компонентов SiO₂, Al $_2O_3$. Например, глинистые образцы с коры выветривания кимберлитовой трубки им. XXIII съезда КПСС имеют весьма схожие показатели: $SiO_2 - 47,89$ %; $TiO_2 - 1,61$ %; $Al_2O_3 - 23,50$ %; $Fe_2O_3 - 15,60$ %; FeO - 0,39%; MnO - 0,11%; CaO - 1,69%; MgO - 3,82%; $Na_2O - 0,12$ %; $K_2O - 1,3$ %; $P_2O_5 - 0,09$ % [8].

По содержанию редких элементов трубочное тело, выявленное в пределах Усть-Чапинского поднятия, сопоставимо с кимберлитами Якутской провинции. Различия наблюдаются лишь в меньшем содержании кобальта – в 2 раза, никеля, тантала и ниобия – в 10 раз, а также более высокими содержаниями редкоземельных элементов.

Ряд локальных магнитных аномалий трубочного типа в пределах водосбора р. Тунга ранее был заверен мелкими (25–30 м) поисковыми скважинами (Угадов и др., 1983 г.), которые вскрыли стволовые структуры, выполненные в одном случае метасоматитами с незначительной магнетитовой минерализацией, в другом – флогопитовыми слюдитами, и в третьем случае – латеритизированной корой выветривания с брекчиевидными обломками. К сожалению, в имеющихся материалах данные опробования, а также минерального и вещественного состава пород не приводятся.

Небольшое количество классических минералов-спутников (пироп, пикроильменит) объясняется, скорее всего, нетрадиционностью коренных источников алмазов, либо тем, что рельеф предполагаемой области сноса довольно выположен и не располагает к интенсивному переносу минералов-спутников.

В настоящее время имеются данные, что промышленные (?) содержания алмазов, помимо кимберлитов и лампроитов, обнаружены: в минеттах (Канада); дайках и жилах серицитизированных и каолинизированных филлитов (Бразилия, штат Мина-Жеранс); эклогитах (Казахстан); лерцолитах и гарцбургитах (Армения); эксплозивных пикритах (Австралия).

Для каждого типа транспортеров алмазов характерен свой набор минералов-спутников. Например, такие высокобарические минералы, как низкокальциевый, высокохромистый пироп (группа № 10 по Доусону) [9] и пикроильменит характерны для кимберлитов, но редко встречаются в лампроитах. Лампроитам более присущи низкобарические кальциевые низкохромистые (группа № 9) и титанистые (группа № 1) пиропы, гранаты пироп-альмандинового ряда (группы №№ 3, 4, 5), хромшпинелиды, хромдиопсид, перовскит, прайдерит, калиевый рихтерит, джеппеит, вадеит, щербаковит, марганцевый ильменит. В минеттах все вышеперечисленные минералы практически отсутствуют. В этих породах постоянно присутствуют сфен, циркон, рутил, ильменит, магнетит и пирит. Вероятно, основные спутники этих пород – муассонит, коэссит, бадделит.

В пределах Вельминского прогнозируемого алмазоносного поля, учитывая благоприятную структурногеологическую обстановку, возможно открытие коренных источников, как кимберлитового, так и некимберлитового типов (лампроиты, минетты, гипербазиты). Вполне возможно наличие смешанного кимберлит-лампроитового типа [1] оруденения, аналогичного Архангельскому (трубки им. Карпинского-1, им. Карпинского-2).

Несмотря на недостаточную изученность территории с позиции алмазоносности, но учитывая наличие структурно-тектонических, литолого-стратиграфических, минералогических, петрохимических, геохимических и прямых поисковых признаков алмазоносности (присутствие кристаллов алмазов и их спутников в аллювиальных отложениях), высокую вероятность наличия коренных тел алмазоносных магматитов, в пределах обширного перспективного района можно прогнозировать наличие алмазоносного поля, в составе которого предполагается наличие двух кустов алмазоносных тел (рис. 4), где в каждом прогнозируется как минимум 1 алмазоносный объект. В этом случае прогнозные ресурсы, как минимум, могут составить по Вельминскому прогнозируемому алмазоносному полю, около 100 млн. карат, по 50 млн. карат на каждый куст алмазоносных тел.

Учитывая расположение прогнозируемой площади в относительной близости от экономически освоенного золоторудного района с отработанной схемой транспортировки, представляется актуальной постановка в пределах Вельминского прогнозируемого алмазоносного поля прогнозно-поисковых работ.

Список литературы

1. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. – М.: «Геоинформмарк», 2000. – 371 с.

2. Курганьков П.П. Перспективы алмазоносности Центрально-Сибирского региона // Мат-лы Всерос. совещ. «Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона». – Сыктывкар, Республика Коми, 2006. – С. 79.

3. Мкртычъян А.К., Кавицкий М.Л., Курганьков П.П. и др. Перспективы алмазоносности Красноярского края. Минеральные ресурсы Красноярского края // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2004. – С. 66–71.

4. Курганьков П.П., Кузьмин И.А., Чурилин М.А. Енисейский кряж – новая алмазоносная провинция // Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. – Красноярск, 2005. – С. 95–106.

5. Джейк А., Лунс Д., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. – М.: Мир, 1989. – 430 с.

6. Епифанов В.А., Родин Р.С. О стратиграфо-тектоническом контроле размещения высокоалмазоносных районов Сибирской платформы // Геология и минерагения Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1997. – С. 76–87.

7. Епифанов В.А., Родин Р.С., Романов А.П. Потенциал территории Красноярского края на выявление разнотипных источников алмазов // Алмазы, золото и платиноиды Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 2000. – С. 49–57.

8. Шамшина Э.А. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. – Новосибирск: Наука, 1979. – 160 с.

9. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. – М.: Мир, 1983. – 120 с.

ПРОБЛЕМА ПОИСКОВ ПОГРЕБЕННЫХ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

В.А. Милашев

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, г. Санкт-Петербург

Из-за практического исчерпания фонда легко открываемых коренных месторождений алмазов неизбежен широкомасштабный выход геолого-поисковых работ на закрытые территории. Для поисков погребенных кимберлитов оптимальным является сочетание магниторазведки и структурного районирования по мегатрещиноватости.

Согласно нашей геолого-генетической классификации, выделяются магматогенные, флюидогенные и метаморфогенные типы коренных источников алмаза (таблица). Известно, что, несмотря на высокие содержания и огромные запасы алмазов в метаморфитах и флюидитах, из-за низкосортности кристаллов эксплуатация их экономически нецелесообразна. Магматиты кимберлитовой фации при широких вариациях петрографического состава – от аналогов монтичеллитовых пикритов до К-рихтерит-лейцитовых лампроитов – являются единственными промышленно значимыми коренными месторождениями алмазов. В данной статье речь будет идти именно о них.

В Якутии и европейской части РФ на большинстве открытых площадей, благоприятных для проведения поисков коренных месторождений алмазов, соответствующие работы уже выполнены, и поэтому ресурс объектов, выявляемых традиционными геолого-геофизическими методами, почти исчерпан. В итоге возрастает продолжительность интервалов времени между открытиями новых месторождений при неуклонном увеличении ежегодных ассигнований на геологоразведочные работы. Следовательно, широкомасштабный выход на закрытые территории с мощными толщами посткимберлитовых образований неизбежен. А это значит, что проблема поисков погребенных коренных месторождений алмазов и, в первую очередь, необходимость прогнозно-поискового методического сопровождения этих работ, ранее лишь витавшая в нашем сознании, теперь встает в полный рост.

Подавляющее большинство из многих сотен найденных в Якутии кимберлитовых тел перекрыто тонким плащом четвертичных осадков, слегка затруднявших поиски. А на площадях, где кимберлиты погребены под палео-мезозойскими отложениями и силлами траппов мощностью в десятки метров, с помощью всего арсенала традиционных геолого-геофизических методов и, как в любом деле, элементов случайности удалось открыть лишь небольшое число диатрем. В европейской части РФ на Зимнебережной площади и Онежскоозерном районе при единичности коренных выходов кимберлитов поиски затрудняются широким распространением мощных ледниковых отложений. Несколько десятков диатрем здесь найдены при бурении на локальных магнитных аномалиях.

Открытие любого месторождения является результатом правильного выбора места и комплекса методов геологоразведочных работ. Шлихоминералогический метод, прекрасно зарекомендовавший себя на открытых территориях, для выявления погребенных коренных месторождений эффективен лишь при наличии ореолов ближнего переноса алмазов и минералов-спутников в базальных горизонтах перекрывающих кимберлиты толщ. Однако такие подарки природа преподносит, к сожалению, не часто.

При поисках алмазных месторождений к настоящему времени опробованы все известные геофизические методы и их модификации от самых экзотических вариантов электроразведки до тепловой инфракрасной съемки. Устойчивую эффективность показали лишь аэромагнитные съемки в комплексе со шлиховым опробованием. При этом геофизическая составляющая метода хотя и обладает некоторыми недостатками, но позволяет, тем не менее, находить подавляющее большинство кимберлитовых тел, залегающих среди практически немагнитных пород осадочного чехла платформ. Укажем два главных её недостатка. Вопервых, оказалось, что аномалии трубочного типа в 70-90% случаев имеют иную, чем кимберлиты, геологическую природу при сходных внешних признаках. В результате горных и буровых работ при заверке магнитных аномалий трубочного типа установлено, что возмущающими телами, кроме кимберлитовых диатрем, являются жерла, заполненные базальтовыми туфами, останцы траппов, карбонатитовые штоки, изометричные в плане участки ожелезнения карбонатных пород и скарны, скопления магнетита в терригенных отложениях, а также «горелики» – магнитные породы, образовавшиеся в зонах обжига при выгорании участков угольных пластов или битуминозных сланцев.

Во-вторых, существенный недостаток широко распространенного геофизического способа поисков коренных месторождений алмазов связан с тем, что наибольшей магнитностью обладают слабо алмазоносные и лишенные алмазов кимберлиты, в то время как кимберлиты с промышленным содержанием алмазов слабо магнитны, иногда почти не магнитны, что затрудняет обнаружение их не только аэро-, но даже наземной магнитной съемкой.

Генетический				Алмазо-	Характеристика алмазов		Параганатинаскиа	
тип	подтип	Состав пород	Геоструктурная позиция и форма залегания	носность (верхний предел)	облик кристаллов	средний размер (мм)	акцессорные минералы	
Магматогенный	Эксплозивный (кимберлитовый)	Кимберлиты	Диатремы, дайки, реже силлы в пределах кратонов	Высокая	Монокристаллы (октаэд- ры, додекаэдроиды и др.), двойники и сростки	>1	Пироп, пикроильменит, хромшпинелиды, (графит, циркон)	
	Эффузивный (базальтоидный)	Щелочные базальтоиды	Диатремы и дайки в областях палеозойской и мезо-кайнозойской активизации		Поликристаллические агрегаты	<0,5	Хромшпинелиды, пикроильменит, пиро- по-альмандин (графит, циркон)	
	Интрузивный	Полнокристаллические ультрамафиты дунит- гарцбургитовой и перидотит- пироксенитовой формации	Аллохтонные плитообразные и линзовидные тела, реже штоки и массивы сложной формы в составе меланократовых фундаментов эв- геосинклиналей и офиолитовых комплексов эвгеосинклинальных зон	Низкая	Монокристаллы (октаэд- ры, кубы, ромбододека- эдроиды)	<1	Хромшпинелиды, альмандин (графит, циркон)	
Флюидогенный		Кварцевые, карбонат- хлоритовые и другие жилы в графитсодержащих мета- морфитах и магматитах	Линейные, ветвящиеся зоны, жилы и участки сложных очертаний в кристал- лическом фундаменте платформ и срединных массивов	Высокая	Монокристаллы (кубы, кубооктаэдры), скелетные формы, сростки	<0,1	Графит	
Метаморфогенный	Ударнометамор- фический	Криптовулканиты или импактиты	Кольцевые эндогенные структуры преиму- щественно в платформенных областях и ме- теоритные кратеры в регионах любого гео- логического строения	Высокая	Напряженные агрегаты кристаллитов алмаза и лонедэлеита	<0,5	Графит, коэсит	
	Динамотермально- метаморфический	Графитовые гнейсы, графит- содержащие рутил-сфеновые и другие эклогиты	Линзовидные и пластообразные тела в кристаллическом фундаменте платформ и срединных массивов	Высокая	Монокристаллы (кубы, кубооктаэдры, тетрагексаэдроиды)	<0,1	Графит, циркон, рутил, сфен	

Схема классификации главнейших типов коренных источников алмаза [1]

Еще более затруднены поиски кимберлитов в районах, характеризующихся наличием сильно магнитных горных пород, которые залегают на небольшой глубине от дневной поверхности (например, породы кристаллического фундамента платформы) или перекрывают кимберлитовые трубки (силлы траппов). Расширение аэрогеофизических методов за счет внедрения аэроэлектроразведки и аэрогравиметрии будет способствовать дальнейшему повышению эффективности алмазопоисковых работ.

Благодаря созданию новых типов аппаратуры и программ компьютерной обработки обеспечивается высочайший уровень диагностики геофизических аномалий над кимберлитовыми телами. Однако при этом нередко и формально не без основания звучат упреки в недостаточной эффективности поисков коренных месторождений алмазов геофизическими методами. Причины далеко не всегда положительных результатов поисков кимберлитов геофизическими методами, по справедливому замечанию В.М. Жандалинова, связаны в большинстве случаев с ошибочным выбором участков для постановки этих работ: нельзя найти черную кошку в темной комнате, особенно если ее там вообще нет!

Таким образом, главной причиной низкой эффективности поисков коренных месторождений алмазов за последние годы следует признать ограниченные возможности геологов для правильного определения площадей вероятного нахождения новых кимберлитовых полей, а в пределах последних – локальных участков залегания кимберлитовых диатрем. В предшествующие годы на «открытых» территориях такой пробел в комплексе традиционных прогнозно-поисковых методов компенсировался широкомасштабным использованием шлихового и мелкообъемного опробования на алмазы. Однако теперь, когда жизнь вынуждает опоисковывать «закрытые» районы, где мощность посткимберлитовых образований измеряется многими десятками метров, шлихоминералогический метод теряет универсальность, а часто практически не применим.

Так как же решать самую актуальную на сегодня задачу выбора наиболее перспективных территорий и локальных участков для поисков погребенных коренных месторождений алмазов?

Мелкомасштабные построения, сопровождающиеся рассуждениями об «истощенной» или «упитанной» мантии, о кратонах, мобильных зонах с отрисовкой контуров целых провинций и субфациальных зон, внесшие весомый вклад в познание геологии алмазных месторождений, уже не удовлетворяют требованиям современного этапа изучения Якутской и Русской кимберлитовых провинций. Положение о максимальных перспективах коренной алмазоносности внутренней зоны всех полнозональных кимберлитовых провинций, естественно, остается в силе. Однако «ядра» провинций достигают нескольких сотен километров в диаметре, а суммарная площадь развитых там кимберлитовых полей не превышает первых процентов территории и поэтому необходимость конкретизации местонахождения участков вероятного нахождения кимберлитов в закрытых районах очевидна.

В благоприятных для проведения поисковых работ «открытых» областях внутренней зоны провинций районы нахождения кимберлитов успешно выявлялись комплексом аэромагнитных и шлихоминералогических методов. На закрытых территориях в дополнение к аэромагнитным потребуются иные, в первую очередь среднемасштабные дистанционные способы выделения площадей, благоприятных для нахождения кимберлитов, в идеале – высоко алмазоносных разновидностей последних.

При поисках погребенных коренных месторождений алмазов, наряду с геофизическими исследованиями, целесообразно использовать метод структурного районирования и прогнозирования, разработанный, апробированный и статистически подтвержденный на 33 кимберлитовых полях в Якутии и на Зимнебережной площади европейской части РФ.

После разработки метода структурного районирования платформенных областей с целью выделения блоков земной коры, благоприятных для внедрения кимберлитов (1979), сотрудники НИИГА-ВНИИОкеангеология на госбюджетной основе провели комплекс тематических исследований по структурному районированию Анабаро-Оленекского междуречья, Далдынского, Мархино-Алакитского, Мало-Ботуобинского районов Сибирской платформы. Было установлено, что подавляющее большинство (около 96%) известных кимберлитовых тел располагается в пределах блоков с изотропной по ориентировке тектонической трещиноватостью. Итоги разработки всех этих тем докладывались на НТС ПГО «Якутскгеология», где они получили одобрение и где была признана целесообразность продолжения таких работ в других районах Сибирской платформы. ПГО «Якутскгеология» заказало и финансировало тематику по структурному районированию Верхне-Мунской, Чомурдахской и Лучаканской площадей (1984–1986).

В 1989–1991 гг. ВНИИОкеангеология по заказу и на договорных началах провел структурное районирование с целью определения структурных границ известных и выделения участков вероятного нахождения новых кимберлитовых полей на Зимнебережной площади в европейской части РФ. Была показана применимость для объектов названной территории Восточно-Европейской платформы метода структурного анализа и прогноза, разработанного во ВНИИОкеангеология на примере площадей распространения якутских кимберлитов.

Позднее аналогичные работы были профинансированы АК «АЛРОСА» по Накынской (1996–1998) и Тюнгской (1999–2001) площадям Сибирской платформы. В итоге работ были определены структурные границы Накынского кимберлитового поля и выделено несколько различных по степени перспективности участков (блоков) возможного нахождения новых кимберлитовых полей.

За период 2005–2007 гг. проведено структурное районирование 15 000 км² на северо-западе РФ. В итоге работ определены структурные границы Онежскоозерного кимберлитового поля, включающего алмазоносные породы Кимозерского и Повенецкого объектов, а также выделены 4 блока с изотропной по ориентировке трещиноватостью, в пределах которых могут находиться новые кимберлитовые поля. Применение метода не представляет технических трудностей: для площадей, избранных по тем или иным региональным геологическим и макроэкономическим критериям в известных кимберлитовых провинциях, проводят анализ мегатрещиноватости и строят карты структурного районирования в масштабе 1:200 000. На них среди господствующих территорий с анизотропной трещиноватостью выделяются блоки земной коры с существенно изотропной по ориентировке тектонической трещиноватостью. Площади последних обычно варьируют от нескольких десятков до первых тысяч км² чаще 300–1000 км², а суммарная площадь их, как правило, не превышает 10% изученной территории [2, 3, 4].

Из многих сотен трубок взрыва и даек в Якутской и Русской кимберлитовых провинциях 96% тел располагается в пределах блоков с изотропной трещиноватостью, а остальные на небольшом (до 1–2 км) удалении от их границ. На основании изложенного, очертания блоков с изотропной трещиноватостью с большой вероятностью могут приниматься в качестве структурных границ известных кимберлитовых полей. При этом исключается столь типичная для регистрационного подхода множественность решений и очевидный субъективизм отнесения к одному или разным полям сближенных в пространстве групп трубок и даек. Аналогичные блоки с еще не обнаруженными кимберлитами могут признаваться благоприятными для локализации этих пород, а с учетом дополнительных данных (геофизических, шлихоминералогических) рекомендоваться и для постановки детальных поисковых работ. Первоочередными для дальнейших работ следует признавать наиболее крупные блоки с изотропной трещиноватостью. Повышенная перспективность наиболее крупных блоков не ограничивается только качественной предпочтительностью локализации на таких участках кимберлитового магматизма, но проявляется также в отчетливой зависимости между размерами (площадью) полей и количеством диатрем в пределах каждого из них. Тесная положительная связь числа кимберлитовых тел и площади поля подтверждается высоким коэффициентом корреляции (+0,83±0,06).

На площадях блоков изотропной трещиноватости при поисках погребенных коренных месторождений алмазов геологоразведочные работы должны включать, как минимум, аэро- и наземную магниторазведку, анализ внутренних неоднородностей блоков с определением перспективных на кимберлиты структурных элементов, а также бурение для заверки геофизических и структурных аномалий.

Неоднородности являются типичными, неотъемлемыми чертами реального мира и всех без исключения природных объектов. О заметных различиях физико-механических свойств, проницаемости и т.п. земной коры, а, в конечном счете, о неодинаковой благоприятности для внедрения и локализации кимберлитов в пределах блоков с изотропной трещиноватостью свидетельствует весьма неравномерное распределение диатрем в любом отдельно взятом поле. Дискретность размещения диатрем в кимберлитовых полях при внешней хаотичности носит структурный характер, проявляясь в изменчивости морфологических особенностей систем рудоконтролирующих дислокаций, что позволяет различать поля с системами дислокаций сетчатого и субпараллельного типов.

Детальность и надежность ранее предложенного нами [2] способа расшифровки внутреннего строения кимберлитовых полей путем трассирования кимберлитолокализующих дислокаций и построения участков вероятного нахождения еще не найденных диатрем по результатам анализа размещения и состава известных тел зависит, естественно, от объема и эффективности ранее проведенных поисковых работ. При небольшом числе найденных диатрем возможности этого метода ограничены, а при единичных находках на площадях с еще не открытыми телами он вообще не применим.

Вместе с тем, наличие в блоках с изотропной трещиноватостью нескольких систем дислокаций, использовавшихся кимберлитовыми магмами при формировании трубок и даек, свидетельствует о фрагментарности, а следовательно, и о неоднородности внутренней структуры таких блоков. Естественно предположить, что неоднородности строения блоков проявляются не только в размещении кимберлитовых тел и поэтому могут быть обнаружены по каким-то другим признакам.

Определенным подтверждением справедливости этого предположения являются заметные вариации рисунка систем тектонических трещин в различных частях многих кимберлитовых полей, выявленные еще в процессе определения их структурных границ при районировании территории по мегатрещиноватости. Однако применявшаяся на региональной стадии методика среднемасштабного структурно-прогнозного районирования не была предназначена для диагностики структурных неоднородностей внутри блоков с изотропной трещиноватостью и, не обладая необходимой разрешающей способностью для этого, позволила лишь заметить некоторые наиболее контрастные из них.

В целях повышения разрешающей способности структурного анализа до уровня, обеспечивающего выявление главнейших элементов мозаичности строения блоков с изотропными по ориентировке системами тектонической трещиноватости, проведены специальные опытно-методические исследования по выбору оптимального размера элементарной ячейки («окна») и «шага» перемещения ее. Особо отметим, что из-за единичности естественных обнажений коренных пород, исключающих площадные замеры макротрещиноватости в изучаемых районах, анализ базировался на замерах мегатрещиноватости и поэтому детальность его объективно лимитировалась ограниченностью густоты гидросети и линейных элементов рельефа, исключая, в частности, существенное сокращение размеров элементарной ячейки. При выборе «шага» перемещения «окна» учитывалась необходимость оптимизации как в отношении детальности получаемых результатов, так и в отношении трудоемкости процесса, поскольку n-кратное сокращение «шага» сопровождается увеличением трудозатрат в n² раз. На примере двух блоков с изотропной трещиноватостью, в пределах которых располагаются Далдынское и Алакит-Мархинское кимберлитовые поля, установлено, что они обладают четко выраженным мозаичным строением. Последнее выражается в том, что оба макроблока состоят из большого числа миниблоков, отличающихся от соседних структурным рисунком изотропной по ориентировке трещиноватости.

В Далдынском блоке выделяется 12 миниблоков площадью от нескольких десятков до первых сотен км². Конфигурация их разнообразная – от простейших 4–6-угольников достаточно изометричной формы до сложных многоугольников прихотливых очертаний. Мархино-Алакитский блок превосходит Далдынский по общей площади и числу слагающих его миниблоков, хотя конфигурация и размеры последних не имеют существенных отличий от таковых в Далдынском блоке.

Структурные элементы внутреннего строения кимберлитовых полей по морфологическим особенностям делятся на: 1) спрямленные отрезки границ макро- и миниблоков; 2) изломы границ таких блоков. Для более дробного расчленения надо учитывать: 1) по контактовым зонам – масштабность (макро- или мини-) оконтуриваемых ими блоков; 2) у изломов этих границ – число сходящихся в них контактов («двойные» или «тройные» точки).

На основе изложенных принципов проведено расчленение структурных элементов эталонных полей на 6 главнейших типов, рассчитаны количественные характеристики их как в целом, так и для элементов с обнаруженными кимберлитами в отдельности, проведена ранжировка по вероятности обнаружения в них новых диатрем. Установлено, что дистанционно определяемые структурные элементы контролируют локализацию 75 % по числу и около 88 % по суммарной площади выходов кимберлитовых тел в Далдынском, 80 % и 88 % соответственно в Алакит-Мархинском полях. Примечательно, что структурные элементы пяти наиболее перспективных типов, составляющие в сумме лишь 20,3 и 12,5 % территории полей, контролируют локализацию 58,9 и 59,2 % по числу и 80,1 и 74,7 % по площади выходов кимберлитов в Далдынском и Алакит-Мархинском полях соответственно [3, 5].

Предложения по оптимизации стратегии поисков коренных месторождений алмазов в районах различного геологического строения изложены в опубликованных работах автора [4, 6]. Применительно к поискам погребенных объектов целесообразной представляется следующая схема: 1) на выбранных по результатам геологических съемок и общих поисков площадях, где предполагается наличие погребенных алмазоносных кимберлитов, проводят структурное районирование в масштабе 1:200 000 с оконтуриванием блоков изотропной трещиноватости, являющихся наиболее благоприятными для внедрения кимберлитов; 2) на крупных блоках с изотропной по ориентировке трещиноватостью проводят анализ внутренних неоднородностей и выделяют структурные элементы, отождествляемые с локальными участками вероятного нахождения кимберлитовых тел, а также аэромагнитную съемку масштаба 1:10 000.

Очередность заверки выделенных локальных участков на наличие кимберлитовых тел определяется согласно принятой ранжировке перспективности структурных элементов (тройные, двойные точки и т.п.) и повышающим коэффициентам при совпадении с некоторыми из них аэромагнитных аномалий.

Поисковому бурению на выделенных локальных участках должна предшествовать детальная магниторазведка для обнаружения/уточнения аномалий «трубочного типа», которые во многих случаях (но далеко не всегда!) совпадают с кимберлитовыми диатремами. Поскольку высокоалмазоносные кимберлитовые тела по причине слабой намагниченности часто не проявляются в магнитном поле, постольку поисковое бурение на благоприятных в структурном отношении локальных участках следует проводить даже при отсутствии магнитных аномалий «трубочного типа». Бурение на таких участках по сети 500х500 м позволит выявить ореолы рассеяния минералов-спутников (при благоприятной литологии «посткимберлитовых» отложений), а также подсекать крупные и средние по размерам кимберлитовые тела.

Возможными объектами для практического применения изложенной схемы в европейской части страны могут служить перспективные на поиски алмазов площади в Псковской и Новгородской областях.

Список литературы

1. *Милашев В.А*. Геолого-генетическая типизация коренных источников алмаза // Сов. геология. – 1989. – № 10. – С. 34–40.

2. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. – Л.: Недра, 1979. – 183 с.

3. *Милашев В.А.* Методы прогноза местонахождения и оценки алмазоносности кимберлитовых провинций, полей и диатрем // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 6: Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология. – 2006. – Т. 210. – С. 76–83.

4. *Милашев В.А.* Введение в геологию коренных месторождений алмазов. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2007. – 141 с.

5. *Милашев В.А.* Трещиноватость, блоковое строение платформенного чехла и локализация диатрем. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. – 146 с.

6. Милашев В.А. Оптимизация стратегии поисков коренных месторождений алмазов // Эффективность прогноза и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – С. 231–234.

ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ В ВОСТОЧНЫХ РАЙОНАХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.М. Осовецкий

Пермский государственный университет, г. Пермь

Рассмотрены результаты исследований сотрудников Пермского университета по проблемам алмазоносности территории платформенной части Прикамъя и прилегающих районов. Установлено широкое распространение минераловспутников (пиропов, хромдиопсидов и др.) в мезокайнозойских отложениях Кировской области и Пермского края. Отмечены различия «дальнеприносных» и «местных» пиропов. Обнаружены первые алмазы в юрских отложениях территории Пермского края. Предлагается использовать методику малообъемного опробования юрских и триасовых отложений с целью поисков алмазоносных кимберлитов.

Проблема поисков алмазоносных кимберлитов на территории Восточно-Европейской платформы в настоящее время является одной из наиболее актуальных. Для платформенной части территории Прикамья эта проблема имеет особое значение в связи с перспективами разработки в Красновишерском районе россыпных месторождений алмазов, первоисточники которых до сих пор не известны. Попытки обнаружить коренные источники уральских алмазов предпринимались неоднократно, но работы велись в непосредственной близости от россыпей. Обосновывалось, что крупные алмазы, типичные для красновишерских россыпей, не могли быть перенесены на значительное расстояние от источника питания [1]. При этом прилегающим районам Восточно-Европейской платформы серьезного внимания не уделялось.

Между тем многие специалисты отмечали, что уральские россыпные алмазы могли быть принесены с территории платформы и имеют кимберлитовое происхождение [2–4]. Об этом свидетельствуют состав включений в алмазах, изотопный состав углерода и другие признаки. Относительно необычности морфологии уральских алмазов (преобладание октаэдроидов и додекаэдроидов) имеется мнение, что такая форма характерна для кимберлитовых алмазов окраинных частей платформ.

Анализ тектонического строения платформенной части территории Прикамья показывает, что здесь имеются зоны, благоприятные для проникновения кимберлитов. В частности, зоны обрамления Казанско-Кажимского авлакогена являются ослабленными участками земной коры, по которым неоднократно в геологической истории происходили интенсивные подвижки. В настоящее время именно здесь наблюдается наиболее интенсивный современный подъем земной коры [5]. Современными геофизическими методами здесь зафиксировано существование геодинамически неустойчивой зоны с неоднократным оживлением разломов [6]. На северо-западе Пермского края (бассейн верхнего течения р. Весляны) и прилегающей с юга территории Кировской области кристаллический фундамент располагается на относительно небольшой глубине – порядка 1,6 км, что надежно установлено недавно при бурении Северо-Мыйской скважины.

Серьезным аргументом противников поисков алмазоносных кимберлитов на платформенной части Прикамья является мнение о недоказанности существования на территории Восточно-Европейской платформы мезозойского этапа кимберлитообразования. При этом значительная мощность осадочной толщи карбона и перми обусловливает невозможность поисков трубок того же возрастного диапазона, что и архангельские. Однако магматическая активность в раннемезозойское время подтверждается находками обломков магматических пород в триасовых и среднеюрских отложениях. На существование здесь благоприятного рубежа для кимберлитообразования на границе перми и триаса указывал Ю.Д. Смирнов [2].

В 2000 г. сотрудниками кафедры минералогии и петрографии Пермского университета начаты исследования минералов-спутников алмаза в современном аллювии территории Коми-Пермяцкого автономного округа. Эти работы ставились попутно с изучением золотоносности на инициативной основе и специально не финансировались [7]. В 2003–2004 гг. финансирование работ осуществлялось ООО «Горная компания "Эдельвейс"», частично привлекались средства гранта РФФИ. Полевые исследования были проведены на территории Кировской области сотрудниками ООО «Геосервис» (А.П. Лемешко, Г.В. Дружинин) и Пермского университета. Кроме того, под нашим руководством проведены работы в бассейнах pp. Кужва и Лолог. В 2005–2006 гг. распространение минералов-спутников алмазов в современном аллювии северозападных и северных районов Пермского края сотрудники Пермского университета исследовали по госконтракту, заключенному по инициативе администрации Пермского края. Всего за эти годы было отобрано и исследовано на минералы-спутники более 1200 шлиховых проб.

Итогом проведенных работ было установление основных особенностей распространения пиропов и хромдиопсидов в современном аллювии обширной территории, включающей многие районы Кировской области (Кировская, Нагорская, Мурашинская, Подосиновская, Северо-Восточная, Лекминская и другие площади) и Пермского края (Косинская, Веслянская, Тимшерская, Леманская, Пильвенская и другие площа-

ди). В целом приведенный ниже анализ выполнен на основе изучения более 2 тысяч зерен пиропов и более 10 тысяч зерен хромдиопсидов.

По средним данным для изученных площадей установлена отчетливо выраженная тенденция увеличения встречаемости зерен пиропов и хромдиопсидов в северо-западном направлении. Так, в аллювии бассейнов pp. Луза и Пышма (северо-западные районы Кировской области) средняя встречаемость пиропов составляет около 6 зерен на шлиховую пробу объемом 20 л, в то время как в пределах Мурашинской и Нагорской площадей – около двух зерен, в районе г. Киров – около одного зерна. На территории Пермского края аналогичная встречаемость в бассейне р. Весляна составляет около 1,5 зерна на шлиховую пробу, а южнее, в бассейне верхнего течения р. Коса – около 0,5 зерна. Ареал распространения пиропов в современном аллювии не охватывает южные и юго-восточные районы Кировской области и ограничивается северными районами Коми-Пермяцкого автономного округа (так, в аллювии р. Иньва пиропы уже отсутствуют) и Пермского края (бассейны рр. Лупья, Леман, Тимшер, Пильва). В соответствии с этим нами проведена условная граница «нулевой» встречаемости пиропов, которая близко совпадает с границей максимального распространения.

Проведенное в более ограниченных масштабах опробование питающих пород (среднеплейстоценовых флювиогляциальных, среднеюрских, нижнетриасовых и верхнепермских отложений) позволило установить тенденцию к постепенному повышению концентрации пиропов от древних отложений к наиболее молодым. При этом в пермских отложениях пиропы встречены не были, в триасовых их количество ограничивалось несколькими зернами. В отдельных пробах среднеплейстоценовых флювиогляциальных отложений встречено по два зерна пиропа.

Изучение типоморфных особенностей основной части зерен пиропов позволяет прийти к заключению об их длительном переносе, неоднократном перезахоронении в осадках и удаленности первоисточников. Признаками этого являются небольшие размеры зерен (модальное значение среднего поперечника 0,3-0,35 мм), средняя или высокая степень окатанности, гладкая или шероховатая поверхность с многочисленными ямками, царапинами, сколами. В углублениях часто сохраняются примазки гидроксидов железа и глинистого вещества. Ни на одном из таких зерен не было обнаружено келифитовой каймы.

Описанные зерна, названные нами «дальнеприносными», отличаются довольно однообразной окраской с преобладанием бледно- и светло-фиолетовых тонов, высокой степенью прозрачности и чистоты. В их химическом составе (микрозондовый анализ проведен для 150 зерен) пироповый минал обычно составляет 70– 80 %, содержание Cr₂O₃ – 2–4 %. На диаграмме Н.В. Соболева все эти зерна попадают в поле лерцолитового парагенезиса.

Наряду с основной массой «дальнеприносных» пиропов в подчиненном количестве встречены индивиды, которые заметно отличаются от вышеописанных. Они имеют более крупные размеры (до 1 мм и более), нередко фиолетовую или лиловую окраску, низкую степень окатанности. Поверхность этих зерен характеризовалась присутствием типичных мантийных микроскульптур (бугорков, каплевидных холмиков, углублений правильной формы и т.д.); следы переноса (сколы, царапины, вмятины) встречались в небольшом количестве. Химический их состав был более разнообразным, содержание оксида хрома часто превышало 5 % и в одном из зерен составило 12,5 %. На диаграмме Н.В. Соболева несколько зерен пиропов попало в поле дунит-гарцбургитового алмазоносного парагенезиса. Такие зерна пиропов условно отнесены к «местным» и имеют, с нашей точки зрения, важное поисковое значение.

Хромдиопсиды отличаются от пиропов более разнообразными свойствами. Это проявляется, прежде всего, в значительном диапазоне крупности их зерен – от индивидов размером до 3,5 мм до частиц крупностью менее 50 мкм. Также сильно варьируют степень окатанности, характер поверхности, окраска и другие свойства. Химический состав зерен хромдиопсидов весьма разнообразен, причем многие из них не имеют отношения к кимберлитам. Однако среди выбранных для микрозондового анализа зерен яркой изумруднозеленой окраски примерно четвертая часть содержит значительную долю юриитового минала и соответствует алмазному парагенезису.

В отличие от пиропов, наибольшая встречаемость зерен хромдиопсидов отмечена не в современном аллювии, а в нижнетриасовых породах. В частности, крупнообломочные терригенные отложения данного возраста, опробованные в бассейне р. Лекма (приток р. Летка, бассейн р. Вятка), содержали хромдиопсиды и хромистые клинопироксены в количестве несколько тысяч зерен на шлиховую пробу.

Кроме пиропов и хромдиопсидов, в современном аллювии исследованной территории обнаружены и другие минералы, которые могли бы представлять интерес в поисковом отношении. Среди них отметим магнезиальный ильменит, высокохромистые хромшпинелиды, муассанит, платиноиды, перовскит, пиропальмандины, уваровит.

Особенности распространения пиропов и хромдиопсидов в современном аллювии позволяли предполагать, что они были принесены на данную территорию с северо-запада покровным ледником в среднем плейстоцене и затем рассеяны на значительной площади флювиогляциальными потоками. Такой вывод как будто бы подтверждался постоянными находками пиропов в среднеплейстоценовых флювиогляциальных отложениях на обширной площади Прикамья и прилегающих территорий.

В связи с этим важное значение имели работы, выполненные нами совместно с сотрудниками ЗАО «Пермгеологодобыча» в 2005–2006 гг. На первом этапе этих работ из среднеюрских отложений бассейнов рр. Весляна и Лолог были отобраны крупнообъемные пробы, часть мелкообломочного материала (частицы размером менее 1 мм) которых была обогащена на винтовом шлюзе с получением концентрата. Всего было исследовано 12 проб, объем обогащенного на винтовом аппарате отсева по каждой пробе составлял от 1 до 0,5 м³. На втором этапе из юрских отложений бассейна р. Весляна было дополнительно отобрано 11 проб объемом от 2 до 3 м³, которые после грохочения и отделения мелкообломочной части были обогащены на винтовом сепараторе с получением концентрата. Концентраты изучались далее в лаборатории кафедры минералогии и петрографии Пермского университета по схеме, предусматривающей разделение в тяжелой жидкости, кипячение в кислоте, магнитную и электромагнитную сепарацию, плавку в щелочи и ряд других операций.

Результатом исследований являлось установление достаточно высокого содержания пиропов в изученных отложениях, хотя и неравномерного по площади и в разрезе. В одной из проб, отобранной западнее пос. Серебрянка, количество зерен пиропов размером крупнее 0,2 мм (более мелкий материал был отсеян и не изучался) превысило 100 штук. Это примерно соответствует средней встречаемости пиропов в современном аллювии данной территории. Всего же из проб юрских отложений извлечено свыше 400 зерен пиропов.

Юрские пиропы не отличаются от таковых, найденных в современном аллювии. Основную часть их зерен составляют те же «дальнеприносные» индивиды, однако в ограниченном количестве встречены и «местные» разности. Отсюда можно сделать вывод о том, что основным источником поступления пиропов в современные аллювиальные осадки были крупнообломочные среднеюрские отложения («надрудная» пачка). Флювиогляциальные отложения были всего лишь одним из промежуточных коллекторов пиропов. Вопрос, откуда поступили пиропы в среднеюрские отложения, имеет принципиальное значение для поисков кимберлитов, и в настоящее время еще не решен.

Наиболее важным итогом совместных работ с сотрудниками ЗАО «Пермгеологодобыча» являлось обнаружение нами в тех же концентратах первых алмазов на территории платформенной части Пермского края [8, 9]. Всего обнаружено 5 мелких алмазов, из них 4 – в юрских отложениях бассейна р. Весляны (два алмазоносных участка – в районах пос. Серебрянка и пос. Усть-Черная) и 1 – в гетерогенных отложениях бассейна р. Лолог.

Обнаруженные алмазы имели размеры до 0,5 мм в поперечнике и отличались очень сложной морфологией. Это были поликристаллические сростки разных микрокристаллов, в основном октаэдров. Почти все зерна имели сколы, свидетельствующие о том, что они являются осколками дробления более крупных кристаллов. Общими свойствами являются желтоватая окраска, слабая желтая люминесценция в ультрафиолетовых лучах, полупрозрачность, сильный алмазный блеск. В отдельных зернах присутствуют черные включения и зеленые нацветы.

Находки алмазов в юрских отложениях района пос. Серебрянка оказались приуроченными к базальному горизонту, залегающему непосредственно на верхнепермских породах. Литологическими особенностями алмазоносных отложений являются сильная ожелезненность, повышенная глинистость, невысокое содержание крупнообломочного материала, высокая плотность, сложная текстура. Для них характерен пониженный выход тяжелой фракции (менее 0,5 кг/м³ в отличие от обычных значений порядка 3–5 кг/м³ для вышележащей толщи). В составе тяжелой фракции преобладает аутигенный комплекс минералов, представленных в основном гидроксидами железа. Термический анализ монофракции гидроксидов железа показал малое содержание в них воды, что может быть обусловлено их древним возрастом и образованием в коре выветривания.

Аллотигенный комплекс тяжелой фракции отложений базального алмазоносного горизонта представлен дистен-эпидот-ставролитовой минеральной ассоциацией (в классе 0,5–0,25 мм) с повышенным содержанием лейкоксена, турмалина и ильменита и пониженным – гранатов, что нетипично для среднеюрских отложений. В целом в тяжелой фракции резко преобладают устойчивые к процессам химического выветривания минералы (около 80% от количества аллотигенных компонентов).

Для алмазоносных юрских отложений района пос. Усть-Черная отмечены некоторые отличия от таковых Серебрянского участка при их значительном общем сходстве. Они отличаются залеганием выше по разрезу в юрской толще, повышенной долей грубообломочного материала, несколько повышенным содержанием гранатов, амфиболов и минералов группы эпидота в составе аллотигенного комплекса тяжелой фракции.

Интересной общей особенностью минерального состава отложений алмазоносного горизонта юрских отложений является резко пониженное содержание в них пиропов и полное отсутствие хромдиопсидов. Суммарно в концентратах алмазоносных проб юрских отложений бассейна р. Весляны было обнаружено всего 7 зерен пиропов.

Литолого-минералогические особенности алмазоносных юрских отложений бассейна р. Весляны свидетельствуют о значительной роли в их питании продуктов размыва кор выветривания. Можно предположить, что среди них могли присутствовать и фрагменты коры выветривания кимберлитовых пород. В то же время вещественный состав алмазоносных отложений указывает на различие областей сноса и направления переноса обломочного материала. В этом отношении большое значение имеет анализ распределения гранатов. Ранее было обосновано [10, 11], что основная масса зерен гранатов поступала в юрские отложения с северо-запада за счет длительного размыва метаморфических пород Балтийского щита. Низкое содержание гранатов в юрских алмазоносных отложениях района пос. Серебрянка может быть связано с поступлением обломочного материала с другого направления, например, с севера. Наиболее сложным в настоящее время представляется вопрос о перспективах алмазоносности территории бассейна верхнего течения р. Коса. Единственный обнаруженный здесь алмаз был извлечен из крупнообъемной пробы, представляющей смесь обломочного материала современного аллювия верхнего течения р. Лолог и подстилающих нижнетриасовых песчаников. Минеральный состав концентрата этой пробы показал резкое преобладание в тяжелой фракции минералов группы эпидота, что характерно для нижнетриасовых пород. Таким образом, на данной территории проблема изучения алмазоносности пород триаса, которая имеет большое прогнозно-поисковое значение, становится весьма актуальной.

Изучение минералов-спутников алмазов на территории Восточно-Европейской платформы, несмотря на длительный опыт и широкое применение, не привело до сих пор к обнаружению кимберлитов [12]. Мы считаем более целесообразным использование при прогнозно-поисковых работах на алмазоносные кимберлиты на данной территории, наряду с геофизическими работами, методики малообъемного опробования промежуточных коллекторов (в частности, нижнетриасовых и среднеюрских отложений) на мелкие алмазы [13]. Тем самым исключается влияние ледникового разноса алмазов, акцентируется внимание на обнаружении именно алмазоносных кимберлитов, а не коренных источников вообще. Попутно из концентратов извлекаются также зерна минералов-спутников. Изучение вещественного состава отложений по пробам массой до 1 кг позволяет установить литологический контроль алмазоносности и использовать его при поисках.

Рекомендуемый объем пробы составляет $1-3 \text{ м}^3$, которая может быть отобрана вручную, без применения сложной техники (экскаватора и т.п.). Обогащение организуется непосредственно на месте отбора пробы. Сборная обогатительная установка, включающая насос, грохот с сеткой 2–4 мм и малогабаритный винтовой сепаратор, перевозится автомашиной к пункту обогащения и собирается в течение получаса. Время полной обработки пробы объемом 1 м³ составляет около 6 часов. В состав рабочей бригады входят два человека, занимающихся отбором пробы, два – грохочением и два обогатителя. При этом отбор пробы, ее грохочение и обогащение на винтовом сепараторе ведутся одновременно. Масса полученного концентрата составляет порядка 10–20 кг и зависит от выхода тяжелой фракции.

Извлечение мелких алмазов в концентрат при полевом обогащении на винтовом сепараторе оценивается в пределах 50%. Однако оно существенно зависит от крупности алмазов. В частности, алмазы размером 2–1 мм улавливаются винтовым сепаратором недостаточно надежно, с уменьшением их размеров процент извлечения увеличивается примерно до класса крупности 0,2–0,15 мм. Более мелкие зерна алмазов улавливаются плохо. Поэтому на лабораторной стадии рекомендуется отсеивать из концентрата класс частиц размером менее 0,2 мм как не представляющий особой поисковой ценности. Указанный выше довольно низкий общий процент извлечения мелких алмазов в концентрат компенсируется высокой экономической эффективностью работ.

Список литературы

1. Соколов Б.Н. Образование россыпей алмазов. Основные проблемы. – М.: Наука, 1982. – 96 с.

2. Смирнов Ю.Д. Источники алмазов уральских россыпей // Геология россыпей. – М.: Наука, 1965. – С. 279–282.

3. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1973. – 223 с.

4. Степанов И.С. Предпосылки выявления коренных месторождений алмазов в Кировской области и рекомендуемые работы по их поиску // Геологическое строение и перспективы развития минерально-сырьевой базы Кировской области. – Киров, 1998. – С. 37.

5. Осовецкий Б.М. Современные тектонические движения в долине р. Вятка и их влияние на аллювий // Аллювий. – Пермь, 1973. – Вып. 2. – С. 87–109.

6. Блинова Т.С. Прогноз геодинамически неустойчивых зон. – Екатеринбург, 2003. – 163 с.

7. Наумов В.А. Золото Верхнекамской впадины. - Кудымкар: Коми-Перм. кн. изд-во, 2003. - 218 с.

8. *Морозов Г.Г.* Первые находки алмазов на территории платформенной части Пермского края // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. – Пермь, 2006. – С. 6–8.

9. *Морозов Г.Г.* Алмазоносность отложений мезокайнозоя на территории платформенной части Пермского края // Вестник Пермского университета. Сер. Геология. – 2007. – Вып. 4 (9). – С. 49–59.

10. Гроссгейм В.А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое европейской части СССР. – Л.: Недра, 1972. – 248 с.

11. Осовецкий Б.М. Минералогия мезокайнозоя Прикамья. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. – 292 с.

12. Макеев А.Б. Минералогия алмаза и проблемы алмазоносности Тимано-Уральской субпровинции // Проблемы геологии и минералогии. – Сыктывкар, 2006. – С. 239–247.

13. Осовецкий Б.М. К вопросу о стратегии и методике прогнозно-поисковых работ на кимберлиты в восточных районах Восточно-Европейской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. – Пермь, 2007. – Вып. 10. – С. 205–213.

ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев

Воронежский государственный университет, г. Воронеж

В базальных отложениях осадочного чехла встречены зерна алмазов, пиропов, пикроильменитов, хромшпинелидов, обнаруженные в крупнообъемных (0,25-10 м³ каждая) пробах девонских, юрских, неокомских, аптских, сеноманских, палеогеновых, неогеновых песков. Наибольший интерес для прогнозных построений представляют пиропы. Среди них довлеют умеренно хромистые разности, характерные для лерцолитов, которые количественно преобладают среди ксенолитов промышленных алмазоносных кимберлитов. В палеогеновых толщах юго-востока выявлены зерна этого минерала, составы которых идентичны алмазоносным дунитам-гарцбургитам. Показана невозможность использования минералов-спутников алмаза из четвертичного коллектора. Приводится карта распределения ассоциаций высокобарических минералов, дается прогноз алмазоносности рассматриваемой структуры.

Настоящее сообщение подводит итоги очередного этапа исследований ассоциаций высокобарических минералов осадочного чехла Воронежской антеклизы, проводимых научной группой НИИ Геологии ВГУ. Воронежский университет приступил к ним в конце 1990-х гг. по инициативе академика АН Якутии Н.Н. Зинчука, возглавлявшего уникальную научную организацию – ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» (г. Мирный). Привлечение к работам ВГУ явилось реакцией АК «АЛРОСА» на обозначившуюся к тому времени неуспешность алмазопоисковых работ в Юго-Западной субпровинции Восточно-Европейской платформы (Украинский щит, Воронежская и Белорусская антеклизы) и объективную необходимость разработки новых методических подходов. Из наработанных в НИИ Геологии ВГУ за годы сотрудничества с ЯНИГП рекомендаций и выводов, использованных при пробоотборе и интерпретации данных, перечислим следующие:

1) экспериментальное установление ненадежности результатов, получаемых при опробовании наиболее доступных и привлекательных (грубозернистые образования) четвертичных толщ в области покровных оледенений с удаленным на 1,5 тыс. км северным алмазоносным очагом (Кольский полуостров, Новая Земля, северные районы Архангельской области). Здесь важно вспомнить, что в Сибири, и не только Восточной, подобных оледенений никогда не было;

2) определение минимального объема опорных проб, информативных для характеристики высокобарических минеральных ассоциаций в геологических условиях Воронежской антеклизы. Этот объем – 1 м³ – обеспечивает получение сравнимого минералогического материала при опробовании базальных горизонтов крупных стратиграфических подразделений, сложенных даже тонким кластогенным материалом (ранее в регионе «стандартная» проба имела объем 10 литров);

3) получение новых аргументов в пользу того, что на территории антеклизы возможны коренные источники не только прогнозируемой среднепалеозойской, но и более молодых продуктивных эпох. На северо-востоке региона (Олымский, или Липецкий, район) вероятны проявления алмазоносных магматитов раннего мезозоя (позднетриасовой-юрской? эпохи), на юго-востоке – ларамийской, рубежа мела и палеогена. Последнее подтверждается приуроченностью находок алмаза и большинства зерен пиропа с кноррингитовой составляющей к основанию палеогена, обнаружением в соседнем районе Украины (Старобельск, Луганская область) вулканитов, возможно, трубочных, с радиологическими датами (K-Ar) 71 млн. лет;

4) предложение о необходимости смещения поисков к площадям древних архейских ядер, срединным массивам, которым ранее должного внимания в регионе не уделялось.

Опыт алмазопоисковых работ на Украине, продолжающихся с 1960-х гг., но не приведших к открытию коренных месторождений, свидетельствует о том, что без качественной научной проработки проблему ни украинских, ни воронежских алмазов не решить. За 40 лет поисков Украина пережила несколько алмазных «бумов», в которые площади, казавшиеся решающими, находок зерен минерала, даже обломков кимберлита (Украинское Полесье) становились объектами сверхдетальных буровых работ. И каждый раз, после очередной неудачи, огромных затрат там вынужденно возвращались к спокойному научному анализу поисковой обстановки. Воронежская антеклиза, об алмазоносности которой говорят тоже давно, никогда не знала массированных поисков. Они и невозможны до момента, пока в регионе не будет создан собственный центр обработки проб, адаптированный к местным условиям. Одно из таких заданных природой исследователям Воронежского региона условий – мелкозернистость псаммитов даже базальных горизонтов крупных осадочных ритмов, требующая сложных приёмов обогащения и экстракции высокобарических минералов. Второе условие – необходимость поиска на Воронежской антеклизе погребенного источника, находящегося на неизвестном стратиграфическом уровне, чего в мировой практике поисков в новых районах не было (погребенные трубки в алмазоносных провинциях мира находили, только наработав приемы и опыт на местных обнаженных объектах).

Сказанное и определило содержание исследований специалистов ВГУ на данном пионерном этапе: 1 – развитие сети опорных проб, охватывающей всю территорию антеклизы; 2 – выделение и исследование пространственного распределения ассоциаций высокобарических минералов; 3 – минералогические и геохимические исследования обнаруженных зерен алмазов, пиропов, хромшпинелидов, пикроильменитов с целью реконструкции вероятных облика и возраста коренных источников.

Принципиально новые геологические материалы по алмазоносности, полученные в последнее время, - это открытие новых местонахождений драгоценного минерала в породах нижнемелового (северовосток) и раннепалеогенового (юго-восток) промежуточных коллекторов, новые находки зерен пиропов и хромшпинелидов алмазной ассоциации, прочих минералов-индикаторов, а также многочисленных минералогических свидетельств геологически недавних эксплозий в осадочном чехле. Из 50 опорных проб массой 0,5-23 т каждая, отобранных научной группой ВГУ из осадочного чехла Воронежской антеклизы, выделены ассоциации высокобарических минералов (ВБМ). Алмазы открыты в 6 местонахождениях, пиропы – в 27, пикроильмениты – в 37, хромшпинелиды – в 23, хромдиопсиды – в 27. В 2006 г. подвергнуты изучению около 200 зерен гранатов размером 0,07-0,5 мм разной окраски, в том числе с типичной для пиропов из последних изученных опорных проб. По большей части все гранаты изометричного облика, угловатые, оскольчатые, с неровной поверхностью и лишь наиболее крупные выглядят угловатоокатанными (см. вкл., рис. 16). Следы ребер и граней обнаруживались в редких случаях (зерна из сеномана п. Свобода под Курском). Проанализирован химический состав 84 зерен гранатов, из которых удалось доказать принадлежность к пиропам для 46. От ближайшей по свойствам группы пироп-альмандинов пиропы отличают, прежде всего, по максимальному уровню содержания MgO (не ниже 18 %) и Cr₂O₃ (не ниже 1,5 %). Разброс значений для пиропов из проанализированной серии оказался для MgO в узком диапазоне 18,18–21,24 %, для Cr₂O₃ интервал значительней – 1,5–13,25 %. Содержание SiO₂ в пиропах (максимальное вообще для гранатов) – 40,0–41,93 %. Эти отличия являются качественными, присущими лишь пиропу. Диаграмма соотношения CaO и Cr_2O_3 в пиропах, по H.B. Соболеву [1], – наиболее употребляемая при определении принадлежности пиропа к тому или иному типу материнских пород, обладающих разным потенциалом аламазоносности. Последний отражают не просто высокохромистые гранаты, но и кноррингитовые, с содержаниями Cr₂O₃ от 1,5 %, и CaO не более 5–10 %. Эти гранаты в нашей выборке и выделены как пиропы, детально охарактеризованные в работе [2]. Если сравнить полученное распределение составов граната с аналогичным распределением для трубки Мир (Якутия) [3], то можно отметить следующее. Подобно пиропам из месторождений Якутии, в серии изученных образцов резко преобладают разности граната, характерные для лерцолитов. Лишь три зерна соответствуют пиропам из алмазоносных гарцбургит-дунитов (именно с содержанием таких разностей граната коррелируют в Якутии алмазоносность кимберлитов), и три – пиропу из включений в алмазе. Таким образом, все гранаты, отнесенные нами к пиропам (с доминирующим кноррингитовым миналом) соответствуют пиропам алмазоносных кимберлитов Якутии, а 6 из них оказываются в алмазоносной ассоциации. Количественное соотношение типов граната в изученной серии образцов сопоставимо с распределением, например, их же в кимберлитах трубки Мир.

Пиропы дочетвертичных осадочных толщ Воронежской антеклизы нельзя относить к эклогитовому типу уже на основании более высокого содержания Cr₂O₃, характерного для граната ультраосновных пород. Среди воронежских пиропов встречены разности, составы которых идентичны зернам этого минерала из алмазоносных гарцбургит-дунитов, а также те, что характерны для включений из алмазов ультрабазитовых ассоциаций. Близки по составу к гранатам Э-типа алмазоносной ассоциации пироп-альмандины, которые также широко представлены в изученных пробах.

В изученных пробах обильно представлены ильмениты (см. вкл., рис. 17) с широкими вариациями химического состава. Среди них имеются разности, которые принадлежат пикроильменитам. На генетических диаграммах они попали в область эклогитов и гранатовых ультрабазитов, но имеются и те, которые соответствуют ильменитам ультрабазитов и ильменитам из цемента кимберлитовой массы. Содержание хрома в ильмените кимберлитов Якутии варьирует в широких пределах, в единичных случаях достигая 4 мас. %. В нашей выборке обнаружено зерно именно такого состава, с содержанием окиси хрома 4,41 %.

Хромшпинелиды – более редкие минералы по сравнению с гранатом и ильменитом, но и среди их зерен встречены разности с составом, отвечающим коэситовой субфации глубинности, которая считается потенциально алмазоносной. На востоке КМА наметился «хромдиопсидовый» ореол. Этот минерал, классический спутник алмаза, наблюдавшийся ранее лишь в единичных знаках и немногих пробах, впервые был обнаружен в заметном количестве в основании палеогеновых разрезов (63 знака, Пузачи, Курская область и 59 знаков, Ватутино, Белгородская область). Хромдиопсиды здесь бледно-изумрудные, со слабо корродированными поверхностями и размерами зерен обычно менее 0,5 мм.

В различных сочетаниях названные BБМ формируют минеральные ассоциации полные (4 минераласпутника плюс алмаз) и неполные (все прочие), обусловливают концентрическую минеральную зональность вокруг гипотетических коренных источников полезного компонента. Основные теоретические и практические результаты анализа минеральных ассоциаций сводятся к следующему:

1) все более целесообразным выглядит смещение опробования к субмеридиональной полосе погребенных архейских выступов, т.е. площади Россошанского, Касторенского, Олымского срединных массивов фундамента. Практическая реализация этой концепции привела к открытию новых россыпных проявлений алмаза и MCA, позволила подтвердить перспективы северо-востока региона (Липецкая область, вновь выделяемый Олымский прогнозируемый район) на алмазоносные кимберлиты-лампроиты архангельского типа, и юго-востока (Воронежская область, вновь выделяемый Россошанский ПКР) – на классические кимберлиты;

2) проведенный анализ геологической истории Воронежской антеклизы позволил выделить возможные эпохи кимберлитового магматизма, связанные с существенными тектоническими перестройками региона. К таким эпохам относятся среднепалеозойская, позднетриасово-раннеюрская, ларамийская (рубеж мела и палеогена). Шансы открытия продуктивных диатрем всех трех возрастов на антеклизе пока можно считать примерно равными;

3) впервые обработана (сфотографирована, изучена с применением сканирующего микроскопа, рентгеновского микрозонда) коллекция алмазов и МСА антеклизы, в том числе уникальные материалы Ю.А. Полканова начала 1960-х гг. Из заключения В.И. Коптиля, просмотревшего коллекцию местных алмазов, следует, что на северо-востоке антеклизы можно ожидать открытия коренных источников алмаза с содержаниями "0,8 кар/т, а возможно, и на порядок больше. В коллекции имеется и красный алмаз, что позволяет предположить присутствие в местных лампроитах подобной высокоценной разности;

4) впервые показана экзотичность (ненаследуемость) минералогического состава четвертичных отложений региона, сформированных в высокой степени за счет перемыва алмазоносных отложений покровного донского оледенения (возраст около 500 тыс. лет, центры располагались в северных алмазоносных районах Финляндии, Карелии, Архангельской области), практическое отсутствие связи четвертичных минералогических ассоциаций с более древними аборигенными минеральными ассоциациями региона. Тем самым принципиально доказана некорректность использования ледниковых и постледниковых четвертичных толщ ледниковой зоны Восточно-Европейской платформы в качестве промежуточного коллектора при поисках коренных месторождений алмаза. Одно из важнейших отличий поисков на Русской равниие и в Восточной Сибири заключается в том, что в последней не было покровных оледенений, только локальные очаговые.

Проведенные в содружестве с НПП «Недра» (г. Симферополь, отв. исполнитель А.И. Чашка) исследования опорных проб позволили предметно охарактеризовать неравномерность распространения МСА в осадочном чехле Воронежской антеклизы.

Не приходится рассчитывать на то, что ассоциации ВБМ в условиях Воронежской антеклизы удастся успешно изучать мельчайшими пробами объемом в «стандартные» десять литров, ссылаясь на западноавстралийский и якутский опыт. Как, впрочем, и на получение достоверной информации при опробовании донских ($Q_1 ds$) и последонских четвертичных толщ, контаминированных алмазоносным северным материалом. Минимальный объем опорных проб в регионе не должен быть меньше 0,5 м³, при том, что более или менее гарантированный (фоновый) комплекс спутников обнаруживается в пробах объемом в кубический метр и более.

Информативность одних и тех же дочетвертичных коллекторов на северо-востоке Воронежской антеклизы и в ее южных и центральных районах различная. В первом случае наибольший интерес для опробования представляет базальный горизонт морского апта, который можно вскрыть во многих пунктах небольшими по объему горными работами. Основание неокома еще перспективней, но опробовать его без масштабных горных работ сложно. На юге региона наиболее важны морские палеогеновые отложения, т.е. базальный горизонт кайнозойской части разреза.

Менее интересны континентальные толщи, так как они формировались на антеклизе за счет источников вещества, сносимого с ограниченных площадей. В их случае совершенно не срабатывает настойчивая (и банальная) рекомендация «опробовать толщи с возможно более грубым гранулометрическим составом». Именно незначительностью и «пустотой» площадей размыва объясняется отсутствие BБМ в континентальных галечниках мамонской толщи Осетровки, таких же аптских гравийниках Стрелицы, богатых тяжелой фракцией хвостах, получаемых при мокром ситовании континентальных аптских бетонных гравийных песков Хохольского и т.д.

Использование всех ли промежуточных коллекторов морского происхождения одинаково эффективно? Фациальный анализ подсказывает ответ и на этот вопрос. Концентрирующая способность наступающего моря в отношении не просто тяжелой фракции, но и ее высокобарических минералов напрямую связана не столько с масштабами трансгрессий, сколько с их темпами, прибрежной и придонной (течения) гидродинамической активностью вод. Медлительные, вялые, хотя ареально и широкие, девонские и каменноугольные приходы моря сравнительно мало воздействовали на субстрат. Исключением является лишь начало крупного петинско-ливенского этапа, для которого отмечено россыпеобразование, хотя и в скромных масштабах. Байос-раннебатское море было более активным, о чем свидетельствует присутствие галечников в разрезах Лебединского и Михайловского железорудных карьеров, но оно не занимало перспективную в отношении коренных источников полосу срединных массивов (Россошанского-Касторенского-Олымского) фундамента и, следовательно, не участвовало в переработке алмазоносного материала. Иное дело – переменчивые и активные морские условия раннего мела и палеогена, вовлекшие в оборот (береговой и подводный размыв, перемещение, возникновение частых повышенных концентраций) огромные массы бедного ВБМ материала. Морские течения аптского века увлекли на север продукты размыва ильменитоносных отложений ястребовского горизонта $D_3 js$. Этот путь длиной в 300 км «выдержали» мелкие алмазы, но не минералы-спутники. Вот отчего в аптских россыпях «Волчинской» и «Льва Толстого» нет ни пиропов, ни прочих ВБМ (рис. 3). В поздней сеноманской россыпи Центрального месторождения Тамбовской области зерна алмазов еще меньше по размерам, чем волчинские, спутников нет тоже.

По отношению к предполагаемым коренным источникам на Россошанском архейском массиве наиболее «удачно» для прогнозных построений продвигался на северо-восток фронт палеогеновых трансгрессий. Чрезвычайно активные морские воды в начале их вступления на исследованную территорию «взрыхлили», промыли, обогатили накопившийся ранее осадочного происхождения материал на протяжении 600 км от северо-ростовской станицы Вешинской до г. Новозыбкова в Брянской области. По этой причине базальный горизонт палеогена оказался хранителем наиболее достоверной, усредненной, средневзвешенной, сбалансированной информации о распределении ВБМ (прежде всего кимберлитового происхождения) в осадочном чехле. Если рассмотреть распределение ВБМ вдоль линии Вешинская-Новозыбков, то окажется, что площадь наиболее концентрированного нахождения ВБМ кимберлитового происхождения (высокохромистые пиропы, хромшпинелиды потенциально алмазоносной коэситовой субфации с содержанием $Cr_2O_3 > 65$ %, высокомагнезиальные пикроильмениты) оказывается на ограниченной части юга Россошанского масссива, а обедненный ореол рассеяния – рядом с ним (Лебединский железорудный карьер КМА, Мамонский участок ПГО «Воронежгеология» в Верхнемамонском районе Воронежской области).

Помимо описания результатов, нельзя не выразить соображения и о наиболее рациональной, по нашему мнению, организации поисковых работ в регионе. До последнего времени они велись эпизодически, мелкими группами. Однако нынешний пионерный этап представляет собой лишь вхождение в описываемую проблему, целью которого является понимание главного: стоит ли в действительности ожидать промышленные коренные алмазы на площади антеклизы.

Воронежская антеклиза во многом отлична по строению и истории развития от других регионов Восточно-Европейской платформы, того же Украинского щита. Он – единый уже более 2 млрд. лет тектонический блок с самым мощным на платформе «гранитным» слоем, на 10–15 км больше того, что известно для Украинского щита [4]. Исследовать такую структуру эффективней единым комплексом методов, используя общий региональный центр обогащения проб. Однако и такому центру одному не под силу обнаружить продуктивные диатремы. Задача его должна быть иной.

Как известно, обнаружение коренных месторождений алмазов капиталоемкое, долгое мероприятие. Открытие первой продуктивной трубки Лак-де-Гра в алмазоносной провинции Слейв (Канада) произошло через 10 лет (в 1991 г.) после начала активной работы (1981 г.), а к разработке ее рудником Эрати приступили только в 2005 г. Первые алмазы в Западной Австралии обнаружили в россыпях в 1884 г., в 1967 г. там начали широкие поисковые работы, а первые алмазоносные трубки Биг-Спринг и Эллендейл нашли только в 1976 г., знаменитую трубку Аргайл (дает ныне более 25 млн. карат алмазов ежегодно, запасы более 500 млн. карат) – в 1979 г., после 12 лет поисков. Расходы в каждом случае оцениваются в сотни млн. долларов, но они оправдываются в случае успеха. Первый алмаз в Архангельской области на Северной Двине нашли в XVIII в., с 1958 г. там велись активные поиски, которые только в 1980 г. привели к открытию первой непромышленной трубки (Поморская) и в 1981 г. (через 23 года от начала концентрированных поисков) продуктивной трубки Ломоносовская. Известно, что в 2005 г. она дала первые промышленные ленные алмазы.

Стоимость поисковых работ на алмазы для Липецкой области, способных привести к открытию месторождения местных алмазов, по предварительным оценкам ВГУ составляет десятки млн. долларов США. Она не позволяет рассчитывать на финансирование из местных и даже федерального бюджетов. Однако этого и не требуется. Мировой опыт решения подобных масштабных задач требует от исследователей лишь убедительной демонстрации коммерческой привлекательности и перспектив крупных проектов, заинтересованности в их выполнении. Основные финансовые затраты должны лечь на плечи частных инвесторов, приобретших лицензии на поиски коренных месторождений алмазов на Воронежской антеклизе. Примеры подобных продаж в европейской части России имеются. Это касается площади «Илеза» в Костромской области, геологическое обоснование перспектив которой уязвимо (площадь выделена по находкам алмаза и его спутников в ледниковых отложениях, материал которых принесен с далекого алмазоносного Севера, и прочим глубоко спорным признакам). Продажи лицензий на площади такого типа, на наш взгляд, дезориентируют инвесторов, формируют негативное отношение к геологическому прогнозу вообще. Следовательно, целью исследований на Воронежской антеклизе должно явиться получение достоверной геологической информации, основы предлицензионной подготовки для инвестиций в собственно алмазопоисковую деятельность.

Из рис. 18 вкл. видно, что коренные источники наиболее вероятны в близмеридиональной полосе погребенных архейских срединных выступов, которую образуют (с юга на север) массивы Россошанский, Касторенский, Олымский. Они – своего рода ось с наиболее значимыми и разнообразными находками ВБМ, к западу, востоку и северу от которой ассоциации последовательно (и симметрично) обедняются. В ранней работе [5] мы уже высказывали мнение об особой перспективности этой осевой зоны, продемонстрировав соответствующую карту прогноза, составленную в масштабе 1:500 000. Обосновывалось выделение прогнозируемых продуктивных полей: Олымского лампроитового (с небольшим числом спутников, «красными» алмазами) и Россошанского кимберлитового якутского (южно-африканского) типов. Новые данные позволяют и ныне такую версию считать наиболее вероятной.

Особенности алмазов и другие находки позволяют предположить, что на территории антеклизы имеется поле, состоящее из 1-2 промышленно продуктивных трубок и несколько трубочных тел других пород. Эти и другие обстоятельства делают предполагаемые объекты похожими на Верхотинское (Кейпское) поле Архангельской алмазоносной провинции, в котором имеется одна высокопродуктивная трубка им. В. Гриба размером 10,5 га, с утвержденными в ГКЗ запасами алмазов стоимостью 5 млрд. долларов США, 1 неалмазоносная диатрема и несколько трубок с породами другого состава [6].

Список литературы

1. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Усова Л.В. Эклогитовый парагенезис алмазов кимберлитовой трубки «Мир» // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 4–16.

2. *Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильяш В.В.* Алмазы и их спутники из осадочного чехла Воронежской антеклизы // Тр. НИИ геологии ВГУ. – 2007. – Вып. 47.– 122 с.

3. Харькив А.Д., Квасница В.Н., Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. – Киев: Наукова думка, 1989. – 181 с.

4. *Афанасьев Н.С.* Петрофизика докембрийских образований и геологическое строение Воронежского кристаллического массива: Дис.... докт. геол.-мин. наук. – Л., 1983. – 370 с.

5. Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырев Л.Т. и др. Алмазоносность Воронежской антеклизы // Тр. НИИ геологии ВГУ. – 2003. – Вып. 17.– 120 с.

6. *Веричев Е.М.* Геологические условия образования и разведка месторождения им. В.Гриба: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2002. – 44 с.

УДК 551.24:550.8.05:681.3:553.81

КРУПНОМАСШТАБНАЯ ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ НА АЛМАЗЫ НА ОСНОВЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ)

Р.Ф. Салихов, П.И. Гапотченко, Ю.М. Зюзин, Н.Е. Морозова, В.В. Салихова, И.Г. Цой

Амакинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА», п. Айхал

Выделение элементов внутренней структуры кимберлитового поля на основе комплекса геолого-геофизических исследований в сочетании с анализом палеорельефа и данных шлихоминералогии позволяет провести крупномасштабный прогноз поисковых объектов в ранге «кимберлитоконтролирующий разлом» – «куст кимберлитовых трубок» в ГИСтехнологиях в траппонасыщенных районах.

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле размещается на юго-западном окончании Далдыно-Оленекской алмазоносной минерагенической зоны Западно-Якутской алмазоносной провинции. На площади поля проявлены практически все геотипы поисковых обстановок на алмазы, за исключением прибрежноморского. Кимберлитовмещающий цоколь представлен венд-нижнекембрийским структурным ярусом. Перекрывающий комплекс формируют терригенные и вулканогенные образования позднепалеозойскораннемезозойского структурного яруса. Все они прорываются пластовыми и секущими интрузиями, дайками пород основного состава. Выделение элементов внутренней структуры кимберлитового поля и выработка современных критериев крупномасштабного прогноза объектов в ранге «кимберлитоконтролирующий разлом» - «куст трубок» проводились на площади ~950 км² на основе комплексного исследования югозападной части Алакит-Мархинского поля (далее – участок Структурный, рис. 1). Комплекс площадных геофизических исследований включал в себя аэромагнитную съемку масштаба 1:10 000, наземные гравимагниторазведочные работы масштаба 1:25 000 (гравиразведка по сети 200х50 м, магниторазведка по сети 200х12,5 м), переинтерпретацию сейсморазведочных данных ОГТ. Для устранения влияния перекрывающей верхней, траппонасыщенной части разреза на физические поля использовались созданные в Амакинской ГРЭ базы петрофизических исследований, ГИС, литолого-стратиграфических данных, эпигенетических преобразований ~7000 скважин КБ.



Рис. 1. Обзорная схема Далдыно-Алакитского алмазоносного района:

 Алакит-Мархинское (АМКП) и Далдынское (ДКП) кимберлитовые поля;
контур уч. Структурный;
5 геологопоисковые обстановки:
«открытое карбонатное поле»,
«континентальный верхнепалеозойский терригенный комплекс»,
5 – «трапповый комплекс»;
6 – кимберлитовые трубки

При оценке остаточных перспектив учав основу положены структурностка тектонические признаки фундамента и осадочного чехла, определенные по геофизическим данным (магнитное и гравитационное поля, сейсморазведка). Шлихоминералогические данные, несмотря на неравномерную кимберлитовмещающего опоискованность цоколя территории горно-буровыми работами в закрытой ее части, включались в прогноз в качестве самостоятельных признаков и учитывались при оценке каждого из выделенных перспективных участков. Геохимические данные из-за крайней неравномерности распределения собранных данных в анализе не участвуют.

Итоговый прогноз алмазоносности участка был выполнен по методике на основе ГИС-технологий в системе «ArcView», примененной при среднемасштабной прогнозной оценке территории на алмазы для листа Госгеолкарты-200 Q-49-XXI,XXII [5]. Эталонными объектами являлись 30 известных кимберлитовых тел на площади участка - 21 трубка и 9 жил, в т.ч. два месторождения тр. Юбилейная и тр. Краснопресненская. В качестве перспективной рассматривалась зона динамического влияния выбранного критерия, которая обеспечивала 100% «захват» всех известных кимберлитовых тел. Для ранжирования значения тех или иных критериев для целей крупномасштабного

прогноза вводится понятие значимости фактора контроля оруденения, как величины, обратной доле площади его развития от общей площади прогноза.

Площадь всех кимберлитовых тел, известных на сегодняшний день, составляет 1,74 км². С учетом возможного увеличения их количества в процессе поисковых работ и фактической изученности участка горными выработками и скважинами суммарная площадь проявлений кимберлитов, предположительно, не превысит 2 км². Площадь всего участка Структурный равна 950 км² (для отдельных факторов на момент написания статьи площадь построений – 380 км²). Таким образом, площадь зоны динамического влияния (ЗДВ) выбранного критерия заключена в диапазоне от 2 км² (площадь всех кимберлитовых тел, как объекта прогноза) до 950 км² (площадь участка Структурный), а его значимость – от 1 до 0 соответственно. Коэффициент значимости критерия для прогноза определяется по формуле:

$$P(\mathbf{\Phi}) = 1 - (\mathbf{S}_{\mathsf{3}\mathsf{Z}\mathsf{B}_\Phi} / \mathbf{S}_{\mathsf{V}\mathsf{Y}}),$$

где $P(\phi)$ – коэффициент значимости фактора контроля оруденения; $S_{_{3дв_{}}\phi}$ – площадь зоны динамического влияния выбранного фактора контроля оруденения, км²; $S_{_{y_{}}}$ – общая площадь участка прогнозных построений, км².

Важнейшим условием оценки перспектив территории на полезные ископаемые на основе ГИСтехнологий является отбор тех минерагенических факторов, которые обладают признаком картируемости. Иными словами, они должны с той или иной степенью детальности изучаться на всей территории прогноза. В процессе проведения поисковых работ в течение длительного периода и многочисленных тематических исследований для Далдыно-Алакитского района была разработана система поисковых признаков и прогнозных критериев, используемых при планировании и осуществлении геологоразведочных работ на алмазы. Всю их совокупность можно условно разделить на несколько систем:

- рудогенерирующую систему;
- систему рудоподводящих каналов;
- рудораспределяющую систему;
- системы вторичных (зависимых) признаков («демаскирующие системы»).

Рудогенерирующая система. Вся территория участка Структурный попадает в площадь Далдыно-Алакитского ортократона (в понимании Ю.А. Дукардта и Е.И. Бориса [1]), перспективного в отношении алмазоносных кимберлитов. Соответственно для крупномасштабного прогноза в конкретном данном случае этот фактор исключается из прогноза, как имеющий нулевую значимость (действует на всей прогнозируемой площади в равной мере). Система рудоподводящих каналов – это система глубинных разломов фундамента. Основной рудоконтролирующей для Далдыно-Алакитского алмазоносного района считается Далдыно-Оленекская зона глубинных разломов северо-восточного простирания, активизировавшаяся в среднепалеозойское время и обусловившая широкое проявление кимберлитового магматизма. Помимо северо-восточных нельзя исключить рудоподводящую роль и для других направлений: ортогональной к ней северо-западной и диагональной субширотно-субмеридиональной системы. Определяется это тем, что значительная часть трубок приурочена к узлам пересечений северо-восточных зон с разломами указанных направлений, т.е. к участкам с наибольшей проницаемостью земной коры. Поэтому в прогнозе участвуют разломы фундамента различного направления в равной степени.



Рис. 2. Размещение эндогенных месторождений и рудопроявлений вблизи разломов II и III порядков. Место нуля указывает положение разлома

Для целей крупномасштабного прогнозирования, вероятно, следует ограничить пространственно само понятие «кимберлитоконтролирующий разлом», т.к. последний не на всём своем протяжении исполняет роль контроля размещения оруденения. В дальнейшем авторы под «кимберлитоконтролирующим разломом» понимают сегмент разлома, в зоне динамического влияния которого располагаются кимберлитовые тела, либо к ней пространственно тяготеют ореолы минералов-индикаторов кимберлитов, палеогеоморфологическая обстановка становления которых предполагает снос из зоны динамического влияния данного разлома. При анализе размещения кимберлитовых тел относительно разломов часто отмечается факт «избегания» ими непосредственно плоскости основного глубинного разлома и тяготение к оперяющим нарушениям или зонам трещиноватости. Аналогичная закономерность выявлена и в отношении эндогенного оруденения других типов в Кураминской минерагенической зоне (Средняя Азия): 90% проявлений и все месторождения размещаются там в 1,5-2 км зоне динамического влияния от разломов II и III порядков (рис. 2). При этом и в самих разломах II и III порядков число месторождений меньше, чем в их зальбандах [2]. Это лишь подчеркивает необходимость подхода к кимберлитоконтролирующим

структурным факторам, как вероятностным, и оценивать их рудоконтролирующее значение через критерий зоны динамического влияния.

Наиболее доказательными являются разрывные нарушения, выявляемые на основе данных сейсморазведки. Обновленная структурная карта горизонта КВ (кровля венда, рис. 3) получена по данным переобработки сейсморазведочных данных предыдущих исследований (Г.Ф. Чаплыгина, 1978 г.; О.И. Калинин, 1980 г.;

Ю.Г. Подмогов, 1982, 1986, 1987 гг.; А.А. Левин, 1990, 1991, 1992 гг.). Отчетливо выявляется приуроченность кимберлитовых тел к отрицательным синформным пликативным структурам платформенного чехла в случае их близости – совпадения или пересечения с разломами по сейсмоданным.

Тектонофизически объясняется это тем, возможно, что именно в отрицательных формах обеспечиваются благоприятные условия для локализации кимберлитов. В синформных структурах поля тектонических напряжений распределены таким образом, что в килевой части создается область растяжения, а в приповерхностной части, наоборот, сжатия. С одной стороны, обстановка растяжения в нижней части благоприятствует быстрой транспортировке кимберлитового расплава-флюида в верхние горизонты платформенного чехла, что обеспечивает сохранность алмазов в расплаве. Господствующее в верхней части разреза сжатие, с другой стороны, препятствует преждевременной потере расплавом летучих вследствие дегазации и связанной с этим «мгновенной» кристаллизацией магмы на недоступных глубинах. Это обеспечивает замкнутость системы на период, необходимый для накопления энергии для формирования в последующем кимберлитовой трубки взрыва.

Недостатком данных сейсморазведки для крупномасштабного прогноза является масштаб исследо-



Рис. 3. Структурная карта горизонта КВ: 1 – оси синформных («отрицательных») пликативных структур; 2 – разрывные нарушения (по данным сейсморазведки); 3 – кимберлитовые тела; 4 – сечения рельефа горизонта КВ и их значения



Рис. 4. Определение зоны динамического кимберлитоконтролирующего влияния (ЗДКВ) синформных пликативных структур: 1 – оси синформных («отрицательных») пликативных структур; 2 – разрывные нарушения (по данным сейсморазведки); 3 и 4 – кимберлитовые тела: 3 – трубки (Юб – Юбилейная), 4 – жилы; 5 и 6 – зоны динамического влияния: по 1000 м (5) от оси структуры («незахват» 1 тр. Липа, двух жил и «касание» тр. Кылахская) и 1350 м (6) («захват» всех тел) ваний, не позволяющий достаточно точно выявить все возможные разрывные нарушения фундамента и нижней части чехла. Сеть сейсморазведочных профилей на исследуемой площади неравномерная с плотностью 4х4 и 2х4 км с отдельными сгущениями до 500х500 м. Это обусловило, что зона динамического влияния осевых линий синформ, обеспечивающая «захват» всех известных кимберлитовых тел, получилась довольно широкая (по 1000 м от оси структуры при «незахвате» 1 тр. Кылахская и 1500 м при «захвате» всех трубок, площадь – 380 и 540 км² соответственно, рис. 4), что в итоге определяет относительно невысокое значение информативности критерия (0,49 – 0,59).

Конкретизация положения основных разломов и сети дополнительных оперяющих разрывов производилась на основе аномального гравитационного поля со снятым влиянием верхней, траппонасыщенной части разреза (ВЧР) по среднечастотной составляющей гравиполя (рабочие материалы Н.В. Иванюшина). В качестве разрывных нарушений выделялись линейные градиентные зоны по среднечастотной составляющей гравитационного поля и зоны потери их корреляции. Параметры зоны динамического воздействия разрывных нарушений нижней части платформенного чехла, выделенных по гравиметрическим данным, обеспечивающей «захват» всех кимберлитовых тел, приведены ниже в таблице.

Контроль проявлений кимберлитового магматизма – многофакторный процесс. Большинство исследователей придерживается мнения, что на участках, относимых к перспективным на поиски кимберлитовых тел, должно проявляться максимальное число критериев

Параметры зоны динамического воздействия разрывных нарушений нижней части платформенного чехла

Фактор	Ширина 3ДВ фактора, м	Площадь ЗДВ фактора, км ²	Коэффициент значимости
Осевые линии синформ	3000	478	0,49
Разрывные нарушения в нижней части чехла по гравиметрическим данным со снятым влиянием ВЧР	400	181*	0,52
Осевые линии синформ + разрывные нарушения по гравиметрическим данным со снятым влиянием ВЧР		136*	0,64
Разрывные нарушения в карбонатном цоколе по гравиметрическим данным со снятым влиянием ВЧР	600	271*	0,29
Осевые линии синформ + разрывные нарушения в нижней части чехла + разрывные нарушения в карбонатном цоколе		100*	0,74
Разрывные нарушения в перекрывающей верхней части разреза по грави- и магнито- метрическим данным	1300	805	0,13
Линеаменты гравиполя, связанные с проявлением тектонически ослабленных зон в верхней части разреза и линеаментов, отмечающихся наибольшим разуплотнением	700	767	0,18
Разрывные нарушения в перекрывающей верхней части разреза по грави- и магнито- метрическим данным + линеаменты гравиполя		673	0,28
Осевые линии синформ + разрывные нарушения по гравиметрическим данным в ниж- ней части чехла + разрывные нарушения в карбонатном цоколе по гравиметрическим данным + разрывные нарушения в перекрывающей верхней части разреза по грави- и магнитометрическим данным + линеаменты гравиполя		82*	0,78
Ореолы пиропов с учетом палеорельефа	До 1000	151*	0,60
Итого, ЗДВ ореолы пиропов+структурные критерии		37*	0,90

* На площади участка в 380 км².



Рис. 5. Определение совместной ЗДКВ синформных пликативных структур и разрывных дислокаций нижней части чехла по гравиметрическим данным: 1 – разрывные нарушения по гравиметрическим данным (линейные градиентные зоны по среднечастотной составляющей гравитационного поля и зоны потери их корреляции); 2 – зона совместного динамического кимберлитоконтролирующего влияния синформных пликативных структур (по 1500 м от оси) и разрывных нарушений по гравиметрическим данным (по 200 м от оси). Остальные условные обозначения приведены в рис. 4



Рис. 6. Определение ЗДКВ разрывных нарушений в карбонатном цоколе по гравиметрическим данным: 1 – разрывные нарушения по гравиметрическим данным (линейные градиентные зоны по среднечастотной составляющей гравитационного поля и зоны потери их корреляции); 2 – зона динамического влияния разрывных нарушений в карбонатном цоколе по гравиметрическим данным (по 300 м от оси). Остальные условные обозначения приведены в рис. 4

прогноза. Поэтому выбираются участки, где действуют оба фактора структурного контроля – пликативных и дизъюнктивных дислокаций в прифундаментной части чехла. ГИС-процедуры – клипирование (модули XTools или Geoprocessing) и «взрывание» (Explode the poligon модуля GISTools) позволяют выделить участки, попадающие в зону одновременного динамического влияния этих двух прогнозных критериев (таблица, рис. 5).

Рудораспределяющая система. Сюда включены разрывные нарушения по геофизическим данным в карбонатном цоколе платформенного чехла, выявленные на основе корреляции линейных зон по остаточному гравитационному полю Gost от Glok в ПО «Coscad 3D» (рис. 6). Последнее определялось как разность между локальным аномальным гравиполем и расчетными значениями гравиэффекта от пятислойной модели силлов долеритов и рельефа карбонатного цоколя. Использовался двумерный фильтр Gost = (Glok – ((Gmod doler 1,2,3,4,5 + Gmod КарбЦок)) (рабочие материалы Н.В. Иванюшина).

ГИС-процедурами определяем площадь перспективных участков, на которых проявлены все три структурных критерия контроля оруденения – разломы в кровле фундамента – низах чехла, пликативные синформные структуры и разрывные нарушения в карбонатном цоколе. Она сократилась, а коэффициент значимости суммы критериев возрос до 0,74.

Системы вторичных признаков («демаскирующие системы»). Сюда включены структурновещественные признаки в траппонасыщенной перекрывающей верхней части разреза платформенного чехла (и самой верхней части карбонатного цоколя) и шлихоминералогические признаки.

К первым относятся выделяемые по геофизическим данным линеаменты, обусловленные проявлениями тектонически ослабленных зон в верхней части разреза и связанные с ними зоны и области линеаментов, отмечающиеся наибольшим разуплотнением. Выделяются по полю силы тяжести без исключения гравитационного влияния траппов, но с исключением влияния рельефа по алгоритму А.Ю. Давыденко (рабочие материалы Е.Н. Иванюшиной). Геологически их можно интерпретировать, как суммированный гравитационный эффект от разуплотнений в карбонатном цоколе в тектонических зонах и «избегания» базитовой магмы при внедрении подобных зон (т.н. «трапповые коридоры, окна, воротники и т.п.»). В качестве разрывных нарушений в траппонасыщенной верхней части разреза принимались линейные оси различных направлений, выделяемые по предварительной интерпретации потенциальных полей (магнито-, гравиразведочные данные) в ПО «Coscad 3D» (алгоритмы самонастраивающейся фильтрации, «распознавание многопризнаковых аномалий» и др.) без снятия влияния траппов (рис. 7).



Рис. 7. Совместная ЗДКВ разрывных нарушений в перекрывающей верхней части разреза по грави- и магнитометрическим данным и линеаментов гравиполя: 1 – разрывные нарушения (оси линейных аномалий) по гравиметрическим данным; 2 – то же по магнитометрическим данным; 3 – зона совместного демаскирующего «динамического влияния» разрывных нарушений по грави- и магнитометрическим данным в перекрывающих отложениях (по 650 м от оси) и линеаментов гравиполя, обусловленных проявлениями тектонически ослабленных зон в верхней части разреза и связанных с ними зон и областей линеаментов. отмечающихся наибольшим разуплотнением. Остальные условные обозначения приведены в рис. 4

Последовательными ГИС-процедурами определялись локальные участки, перспективные на алмазы, как площади, на которых проявлены все участвующие в прогнозе структурные критерии – индикаторы систем рудоподводящих каналов, рудораспределяющей системы и системы вторичных (зависимых) призна-ков («демаскирующих систем»). Данные участки можно рассматривать как своего рода потенциальные структурные ловушки, благоприятные для локализации кимберлитового оруденения. Степень их перспективности (ранжированность очередности поисковых работ) определялась по шлихоминералогические ореолы МСА (Серов, Афанасьев, 1999 г., с уточнениями) разделялись по степени перспективности на высоко-, умеренно- и слабоперспективные по хромистости пиропов и наличию алмазов в ореолах. Для древних шлиховых ореолов «зона его динамического влияния» (до 1000 м по данным [4]) распространялась в сторону ближайшего водораздела нижнепалеозойского погребенного рельефа (рис. 8). Палеорельеф построен по методике М.Я. Фолисевича (1996 г.) на основе пересчета отметок кровли карбонатного цоколя через приведение к горизонту границы нижне- и верхнеайхальской подсвит.

В качестве участков второй очереди оставлены перспективные участки за пределами шлиховых ореолов, выделенные на основе сочетания только структурных критериев. С одной стороны, это обусловлено присутствием геообстановок типа «траппы на карбонатном цоколе», с другой – наличием участков слабо расчлененного рельефа либо размещения кимберлитовых трубок (Амакинская и ряд других) в мульдоподобных депрессиях [3]. Во всех этих ситуациях крайне затруднено выявление шлиховых ореолов от поисковых объектов (только при очень детальной сети бурения), либо они отсутствуют полностью (рис. 9). Далее, для оценки остаточных перспектив из полученных перспективных участков были исключены площади с высокой степенью изученности территории уч. Структурный горно-буровыми методами. Для юго-западной части Алакит-Мархинского кимберлитового поля установленным пределом опоискованности территории на безрудность является сеть скважин КБ 125х125 м, поэтому радиус зоны динамического влияния скважины КБ на безрудность можно оценить в половину ячейки такой сети, т.е. ~60 м. Использовались уточненные данные привязки скважин на местности по данным топоработ. Последовательными ГИС-процедурами (создание буфера вокруг каждой скважины, клипирование и «взрывание») вначале определялись участки, соответствующие критерию безрудности, а затем последующим их «вычитанием» из ранее выделенных перспективных участков определялись окончательные контуры участков остаточной перспективности. Из дальнейшего рассмотрения исключались получившиеся участки с площадью менее 1 га в соответствии с существующими рекомендациями.

Количественная оценка ресурсов категории P₃ проводилась в соответствии с рекомендациями методом аналогии с эталонными полями. Количество прогнозируемых кимберлитовых тел оценивалось исходя из площади перспективных участков с учетом количества тел, приходящихся на единицу площади в



Рис. 8. Палеогеография и шлиховые ореолы пиропов в базальном горизонте перекрывающих образований: 1–2 – оси водоразделов (1) и изолинии (2) палеорельефа карбонатного цоколя; 3–6 – шлиховые ореолы пиропов и их перспективность (по Серову, Афанасьеву, 1999ф): 3 – высокохромовые, высокоперспективные, 4 – умеренно хромовые, перспективные, 5 – малохромовые, слабоперспективные, 6 – неизученные, неясной перспективности; 7 – «зона динамического влияния» шлихоминералогических критериев – участки потенциально возможного поступления МСА в ореол со стороны водоразделов палеорельефа

эталоне. Площадь кимберлитовых тел приравнивалась средней площади известных трубок, а содержания алмазов – средневзвешенному на массу по известным месторождениям в Алакит-Мархинском поле. Число вероятных промышленных месторождений определялось исходя из ожидаемой процентной доли тел с принятым минимально промышленным содержанием. Глубина прогноза для алмазоносных кимберлитовых тел принималась равной 400 м. Горная масса определялась с учетом установленного коэффициента конусности хорошо изученных на глубину 12 кимберлитовых трубок в Алакит-Мархинском поле и средней плотности кимберлитов.

В качестве эталонной при прогнозной оценке использовалась удельная площадная продуктивность (на количество тел) минерализованной зоны Удачная–Зарница Далдынского поля, расположенного в том же



Рис. 9. Локальные прогнозируемые участки, перспективные на алмазы: 1 – скважины КБ; 2–5 – шлиховые ореолы пиропов и их перспективность (по Серову, Афанасьеву, 1999ф): 2 – высокохромовые, высокоперспективные, 3 – умеренно хромовые, перспективные, 4 – малохромовые, слабоперспективные, 5 – неизученные, неясной перспективности; 6 – перспективные участки первой очереди, выделенные по совпадению структурных шлихоминералогических критериев; 7 – перспективные участки второй очереди, выделенные по совпадению структурных критериев

Далдыно-Алакитском алмазоносном районе, но в условиях открытого карбонатного поля и поэтому хорошо изученного. Для исключения влияния неоднозначно определяемого фактора «площадь кимберлитового поля или зоны» для оценки продуктивности использовались их площади в рамках регистрационных границ (по крайним трубкам).

Список литературы

1. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж, 2000. – 161 с.

2. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. – М.: Недра, 1982. – 166 с.

3. Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаасс Г.С. Алмазопрогностика (методическое пособие). – Иркутск, 2002. – 320 с.

4. Салихов Р.Ф. Применение показателя поперечной продуктивности в россыпях для целей крупномасштабного прогнозирования коренных месторождений алмазов // Мат-лы научно-практ. конф. «Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее» (Алмазы-50). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – С. 298–300.

5. Салихов Р.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Верхневилюйская серия (издание второе). Лист Q-49-XXI, XXII (Айхал). Объяснительная записка. – СПб., 2005 (в издании).

ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

В.П. Серов

Амакинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА», п. Айхал

На основе анализа шлихоминералогической и структурно-тектонической обстановки оценены перспективы алмазоносности Оленекского поднятия и выделены площади, перспективные на выявление коренных источников алмазов кютюнгдинского типа.

Оленекское сводовое поднятие расположено на северо-востоке Якутской алмазоносной провинции в бассейне среднего течения р. Оленек. В современном плане оно представляет собой вытянутую в северовосточном направлении структуру, в сводовой части которой выходят на поверхность породы нижнего и верхнего протерозоя, а по периферии – отложения палеозоя и мезозоя. С северо-запада и востока оно ограничено Лено-Анабарским и Приверхоянским прогибами, а на юго-западе граничит с Суханской впадиной. В его пределах выделяют 3 основных структуры низшего порядка: Сололийское и Куойско-Далдынское поднятия, разделенные Кютюнгдинским грабеном (рисунок).

Сололийское поднятие расположено в северо-восточной его части и имеет относительно изометричную форму. Ядро этой структуры образовано кристаллическими породами нижнего протерозоя, которые обрамляются отложениями рифея, венда, нижнего и верхнего палеозоя и мезозоя. Магматические породы представлены протерозойскими, среднепалеозойскими и мезозойскими базитами, а также позднеюрскими кимберлитами, образующими Хорбусуонское поле.

Куойско-Далдынское валообразное поднятие расположено в юго-западной части Оленекского поднятия. Оно вытянуто в северо-западном направлении от среднего течения р. Молодо до верховьев рек Куойка, Беенчиме. Его протяженность более 150 км. В контуре этой структуры известно около 200 кимберлитовых тел (трубок и жил), образующих Куойское, Молодинское и Толуопское поля. В пределах Куойско-Далдынского вала выделяются 2 локальных поднятия – Куойское и Салабынское, разделенные Молодо-Далдынской седловиной. Геологическое строение этих поднятий отражено на рисунке.

Кютюнгдинский грабен, разделяющий Сололийское и Куойско-Далдынское поднятия, представляет собой грабенообразную структуру северо-западного простирания, заложившуюся в среднем палеозое. Он ограничен Северо-Кютюнгдинским и Южно-Кютюнгдинским глубинными разломами сбросового характера. Его борта имеют ступенчатое строение, а общая амплитуда сброса составляет более 500 м. В направлении к долине р. Оленек происходит постепенное вздымание шарнира этой структуры и уже на левобережье указанной реки она полностью замыкается. В днище грабена, по данным гравиразведки, отмечаются два крупных выступа: Удаганский и Булбурангдинский. Последний представляет собой гряду относительно обособленных локальных выступов (рисунок).

Установленная амплитуда Булбурангдинского выступа в северо-западной части грабена составляет не менее 100 м. В пределах Кютюнгдинского грабена вскрыты отложения нижнего карбона, которые на всей остальной территории района практически отсутствуют. Общая мощность этих отложений достигает 500 м. Они представлены терригенно-карбонатными осадками турнейского и визейского ярусов. К турнейскому ярусу отнесены отложения нучча-юрегинской и толуопской свит, представляющие собой трансгрессивную толщу, в нижней части которой доминируют терригенные породы с примесью карбонатного материала, а в верхней – карбонатные породы. Базальный горизонт (до 5 м) этой толщи образован валунно-галечными конгломератами и гравелитами. К визейскому ярусу здесь отнесены отложения кысылхаинской и удаганской свит, представляющие собой пестроцветную сульфатно-карбонатно-глинистую толщу. В юго-западной и восточной частях грабена нижнекаменноугольные осадки перекрыты терригенными отложениями верхнего карбона и перми (далдынская и булбурангдинская свиты), а в северо-восточной части – маломощным чехлом верхнечетвертичных отложений.

На плечах Кютюнгдинского грабена широко развиты разрывные нарушения преимущественно северозападного простирания, относящиеся к Молодо-Попигайской системе глубинных разломов. Они пронизывают Куойско-Далдынское и Сололийское поднятия, располагаясь на удалении 1–2 км друг от друга. Наиболее протяженные из них прослеживаются на расстояние до 40–70 км. Многие разломы этой системы сопровождаются сбросами с амплитудой перемещения от нескольких десятков метров до 200–300 м. Самым крупным из них является Южно-Кютюнгдинский глубинный разлом. Он состоит из нескольких сближенных разрывных нарушений, представляющих собой ступенчатую систему сбросов. При этом амплитуда перемещения по главному сбросу превышает 400 м.

В пределах Куойско-Далдынского поднятия многие разломы северо-западного простирания сопровождаются дайками долеритов, которые прослеживаются от Приверхоянского до Лено-Анабарского прогиба.



Структурно-тектоническая обстановка на Оленекском поднятии в районе Кютюнгдинского грабена: 1 – поднятия: КП – Куойкское, СП – Сололийское, СБ – Салабынское; 2 – глубинные разломы, ограничивающие Кютюнгдинский грабен: ЮКР – Южно-Кютюнгдинский, СКР – Северо-Кютюнгдинский; 3 – выступы в грабене; 4–6 – границы разновозрастных отложений: 4 – юры, 5 – верхнего палеозоя, 6 – нижнего карбона; 7 – россыпи алмазов; 8–9 – находки алмазов: 8 – в древних коллекторах, 9 – в современных аллювиальных отложениях; 10 – доля пиропов алмазной ассоциации (%); 11 – доля хромитов алмазной ассоциации (%); 12 – направления местного сноса; 13 – жила щелочно-ультраосновных пород; 14–15 – кимберлитовые трубки: 14 – среднепалеозойские, 15 – мезозойские; 16 – скважины, пробуренные в грабене (162 – глубина вскрытия карбонатного цоколя); 17–18 – контуры кимберлитовых полей: 17 – среднепалеозойских, 18 – мезозойских

Возраст этих даек среднепалеозойский и раннемезозойский. По данным аэромагнитной съемки, среднепалеозойские дайки базитов наиболее широко развиты в бортах грабена и на северо-западном его окончании. При этом большинство из них не выходит на дневную поверхность и залегает на глубине до 250 м и более. Таким образом, базитовый магматизм, так же как и кимберлитовый, проявился на Оленекском поднятии как минимум дважды – в среднем палеозое и мезозое. В этой связи уместно отметить, что в пределах Куойско-Далдынского поднятия среднепалеозойские кимберлитовые тела имеют преимущественно северо-западную ориентировку, а мезозойские – северо-восточную. Следовательно, среднепалеозойский кимберлитовый магматизм (Толуопское поле) контролировался здесь разрывными нарушениями Молодо-Попигайской зоны.

Поисковая обстановка в районе Кютюнгдинского грабена указывает на наличие там высокоалмазоносных коренных источников. Так, в бассейне р. Молодо в четвертичных аллювиальных отложениях установлены промышленные и непромышленные россыпи алмазов кютюнгдинского типа, которые представлены преимущественно ламинарными кристаллами ряда октаэдр-ромбододекаэдр (до 46%). Характеристика этих алмазов приведена в табл. 1, 2.

Таблица 1

Гранулометрический состав алмазов в	бассейне р. Молодо
-------------------------------------	--------------------

D	Всего изучено алмазов		Средняя	Гранулометрический состав, мас. %				
Россыпь	кол-во, шт.	масса, мг	масса кри- сталла, мг	-8+4 мм	-4+2 мм	-2+1 мм	-1+0,5 мм	
Бассейн р. Далдын								
Далдын	476	13131,7	27,6	14,8	62,9	21,6	0,7	
Ырас+Чорбох	104	3705,6	35,6	17,8	65,6	16,3	0,3	
Верховья р. Молодо (выше устья р. Далдын)								
Молодо-Бюк	143	1939,6	13,6	-	54,5	43,9	1,6	
Молодо-Горное	637	5381,6	8,5	-	39,6	54,5	5,9	
Река Молодо (ниже устья р. Далдын)								
Верхнее Молодо	1857	35420,5	19,1	18,0	53,4	26,7	1,9	
Среднее Молодо	1162	19042,2	16,4	17,8	49,5	30,6	2,1	
Молодо	3091	88773,0	28,7	16,5	62,0	20,4	1,1	
Нижнее Молодо	1449	22122,7	15,3	7,0	54,6	36,0	2,4	
Молодо-Далдынское междуречье (C ₃ -P ₁)								
Уч. Лунный, Малка	36	418,2	11,6	-	60,2	37,6	2,2	
Северо-западная часть Кютюнгдинского грабена (С1)								
Уч. Угюс-Юрюе	235	1292,5	5,5	-	10,5	83,4	6,1	

Как видно из табл. 1, наиболее высокая средняя масса кристаллов отмечается в бассейне р. Далдын (27,6-35,6 мг), т.е. у подножья Салабынского выступа. По мере удаления от него, в верховьях р. Молодо выше устья р. Далдын, средняя масса кристаллов заметно снижается и составляет 8,5–13,6 мг. При этом здесь полностью исчезают крупные алмазы класса -8+4 мм. Ниже устья р. Далдын (россыпи «Верхнее», «Среднее Молодо» и «Нижнее Молодо») средняя масса кристаллов постепенно снижается сверху вниз по течению. Такая же закономерность отмечается и в отношении кристалломорфологических особенностей алмазов. Так, у подножья Салабынского выступа в бассейне р. Далдын массовая доля ламинарных алмазов ряда октаэдр-ромбододэкаэдр составляет 41–46 %, в верховьях р. Молодо – 33–39 %, а ниже устья р. Далдын – 24–38 %. При этом вниз по течению р. Молодо заметно возрастает доля типично округлых алмазов «северного» типа: от 28,2 % в россыпи «Далдын» до 46,4 % в россыпи «Молодо». Источником округлых алмазов, на наш взгляд, являются мезозойские трубки. К примеру, в трубке Дьянга их доля достигает 54,1% (табл. 2).

Определенная закономерность проявляется и в отношении сохранности (целостности) кристаллов. Так, у подножья Салабынского выступа в бассейне р. Далдын доля целых и частично поврежденных кристаллов алмаза составляет 59–71 %, а в верховьях р. Молодо – лишь 39–46 %. Многие алмазы (до 20–30 %) из молодинских россыпей несут на себе следы механического износа. При этом здесь отмечается два основных типа износа: выкрашивание («аллювиальный» тип) и истирание (прибрежно-морской тип). Первый проявляется в виде выбоин, а второй – в виде сглаживания ребер, вершин и граней кристаллов. В целом для алмазов из молодинских россыпей характерен «аллювиальный» тип износа.

Алмазы кютюнгдинского типа установлены также в древних осадочных коллекторах раннекаменноугольного и позднекаменноугольно-пермского возрастов. Так, на Молодо-Далдынском междуречье на поисковых участках Лунный, Малка в отложениях далдынской свиты (C_3-P_1) выявлено 36 кристаллов алмаза этого типа, а в Кютюнгдинском грабене на участке Угюс-Юрюе в прибрежно-морских отложениях нижнего карбона обнаружено 235 кристаллов. Последние хорошо отсортированы и характеризуются достаточно низкой средней массой (5,5 мг). Для них характерен преимущественно прибрежно-морской тип износа. При этом содержание алмазов в базальном горизонте нижнего карбона на участке Угюс-Юрюе местами достигает 2–3 кар/м³.

Характер распределения алмазов на Молодо-Далдынском междуречье свидетельствует о том, что их снос в посткимберлитовую (постсреднепалеозойскую) эпоху происходил в основном с востока на запад, т.е. со склонов Салабынского выступа (рисунок). При этом у подножья этого выступа аккумулировались наиболее крупные кристаллы (россыпь «Далдын»), а по мере удаления от него (верховья р. Молодо) – преимущественно мелкие (россыпи «Молодо-Горное», «Молодо-Бюк»). В четвертичное время древние алмазоносные отложения размывались современной гидросетью, формируя богатые россыпи алмазов. Следовательно, высокоалмазные коренные источники на данной территории, вероятней всего, расположены на западном склоне Салабынского выступа и контролируются Молодо-Попигайской системой глубинных разломов северозападного простирания.
Таблица 2

			Разновидности по Ю. Орлову (%)												
	Количество	Ι													
Россыпь	кристаллов,	Ламинарные		Cyanya	Типично		Судома І	п	ш	IV	v	VI	VП	VIII	
	шт.	октаэдры	переход формы	ромбо- додек.	ламинарных	округлые	Прочие	разновидности							
					Бассейн р. Да	лдын									
Далдын	476	11,8	16,4	13,2	41,4	28,2	18,1	87,7	2,7	0,4	1,7	3,8	-	3,5	0,2
Ырас+Чорбох	104	10,6	17,3	18,3	46,2	30,8	10,6	87,6	2,9	1,9	-	3,8	-	3,8	-
Верховья р. Молодо (выше устья р. Далдын)															
Молодо-Бюк	143	12,6	12,6	14,0	39,2	32,9	10,5	82,6	0,7	1,4	1,4	3,5	0,7	9,7	-
Молодо-Горное	637	13,3	9,6	9,9	32,8	38,6	13,9	85,3	2,8	0,4	0,4	2,6	-	8,4	0,1
	Река Молодо (ниже устья р. Далдын)														
Верхнее Молодо	1857	13,4	13,6	8,3	35,3	38,3	14,3	87,9	2,3	0,6	1,0	5,9	0,3	1,5	0,5
Среднее Молодо	1155	13,5	7,5	16,9	37,9	36,6	17,0	91,5	1,4	0,1	0,7	5,0	0,1	0,6	0,6
Молодо	3819	10,2	6,7	7,0	23,9	46,4	11,8	82,1	3,1	0,1	1,5	7,0	0,1	5,6	0,5
Нижнее Молодо	1449	10,5	10,6	7,9	29,0	37,3	17,4	83,7	3,0	0,8	1,2	6,5	0,3	4,2	0,3
			Ни	жнекарбоновый	й коллектор (кют	гюнгдинский т	ип алмазов	3)							
Руч, Угюс- Юрюе	232	15,3	12,3	29,3	56,9	8,9	24,0	89,8	0,4	-	7,6	-	-	-	1,3
				Ν	Лезозойские ким	берлиты									
Трубка Дьянга	360	6,2	13,6	0,8	20,6	54,1	19,2	93,9	3,3	-	2,5	-	-	-	XI- 0,3

Кристалломорфологические особенности алмазов в бассейне р. Молодо и на прилегающих к нему площадях

С алмазами кютюнгдинского типа тесно ассоциируют высокохромистые пиропы и хромиты, в том числе алмазной ассоциации. В настоящее время на территории Приленского алмазоносного района отобрано и проанализировано на микрозонде несколько тысяч зерен граната и хромита. При этом мантийные минералы алмазной ассоциации установлены лишь в районе Кютюнгдинского грабена: в бассейне р. Улахан-Уэттэх, в верховьях рек Молодо и Далдын (в четвертичных отложениях), на Молодо-Далдынском междуречье (в верхнекаменноугольно-пермских отложениях) и на участке Угюс-Юрюе (в нижнекарбоновых отложениях). Основные находки этих минералов указаны на рисунке.

В современных россыпях бассейна р. Молодо пиропы и хромиты алмазной ассоциации почти всегда встречаются вместе с алмазами кютюнгдинского типа. При этом зерна указанных минералов, как правило, хорошо окатаны (3–4 классы износа). Концентрации пиропа нередко достигают здесь сотен знаков на 20литровую пробу, а хромит встречается лишь в виде редких знаков. Кроме того, в верховьях р. Молодо и в бассейне р. Далдын повсеместно отмечаются пикроильменит (от 10 до 1000 знаков на пробу), а также единичные знаки оливина, циркона и хромдиопсида. Все эти минералы в основном хорошо окатаны (3–4 классы износа). Фиксируемые в самых верховьях р. Молодо неизношенные кимберлитовые минералы принадлежат чаще всего известным коренным источникам Молодинского и Куойского полей, характеризующихся убогой алмазоносностью.

В древних осадочных коллекторах (C_3 - P_1) Молодо-Далдынского междуречья также отмечаются неизношенные минеральные ассоциации, источниками которых являются среднепалеозойские кимберлитовые тела Толуопского поля, и вместе с тем часто встречаются сильно изношенные минеральные ассоциации, в которых присутствуют высокохромистые пиропы и хромиты, источники которых до сих пор не установлены. На наш взгляд, эти источники расположены на Салабынском выступе, который продолжительное время, в том числе в среднем и позднем палеозое, являлся областью денудации. Снос обломочного материала с западного склона этого выступа осуществлялся на Молодо-Далдынское междуречье. В пользу этого свидетельствуют находки там гальки и гравия гранитоидов в подошвенных отложениях далдынской свиты (C_3 - P_1). По данным бурения, массивы дорифейских гранитоидов в пределах Куойско-Далдынского поднятия установлены только на Салабынском выступе под маломощным чехлом верхнепермских отложений. Вместе с тем, по данным аэромагнитной съемки, на Салабынском выступе выявлена серия даек среднепалеозойских базитов, скрытых под пермскими осадками, что свидетельствует о высокой проницаемости этого блока в среднем палеозое.

На северо-западной окраине Кютюнгдинского грабена в прибрежно-морских отложениях нижнего карбона также установлены индикаторные минералы кимберлитов (пиропы, пикроильмениты, хромиты, цирконы), тесно ассоциирующие с алмазами кютюнгдинского типа. Они приурочены к базальным горизонтам нуччаюрегинской (C₁t) и кысылхаинской (C₁V) свит и, как правило, сильно изношены. При этом доля пиропов алмазной ассоциации среди гранатов здесь достигает 7–8 % (бассейны рек Нучча-Юряге, Хойгуолах-Юряге, Угюс-Юрюе, нижнее течение р. Кютюнгде). Вместе с тем в бассейне р. Харыялах в скважине №28 в гравелитах кысылхаинской свиты обнаружены пиропы и пикроильмениты І–ІІ классов сохранности и зерна трубочного циркона.

По данным А.Н. Егорова (1989 г.), в гравелитах этой же свиты в районе г. Кысыл-Хая обнаружены слабоизношенные зерна пиропа, пикроильменита, хромдиопсида, один кристалл алмаза и небольшой обломок кимберлита. В последнем на основе микрозондового анализа установлены зерна пикроильменита, оливина и серпентина. Следовательно, в кысылхаинское время сюда сносился кимберлитовый материал из близрасположенных среднепалеозойских (довизейских) коренных источников с повышенной алмазоносностью, о чем свидетельствуют многочисленные находки алмазов (до 3 кар/т) и высокохромовые ассоциации пиропов и хромитов в гравийно-галечных отложениях нижнего карбона. На наш взгляд, коренные источники этих россыпей расположены в зоне динамического влияния Северо-Кютюнгдинского разлома. При этом вполне вероятно, что эти же источники через промежуточный коллектор питали современную алмазоносную россыпь р. Улахан-Уэттэх, где доля пиропов алмазной ассоциации достигает 33% (рисунок).

ТИПИЗАЦИЯ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗА СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ СТРУКТУРНЫХ ДЕФЕКТОВ В КРИСТАЛЛАХ

Г.К. Хачатрян¹, Н.Н. Зинчук², В.И. Коптиль², О.Е. Ковальчук²

¹ЦНИГРИ, г. Москва ²ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

С применением метода ИК-спектроскопии изучено распределение структурных дефектов в кристаллах алмаза из трубок Малокуонапская и Ленинград северо-востока Сибирской платформы (Лено-Анабарская субпровинция). С учетом данных по алмазам из россыпей этого региона выявлены основные популяции кристаллов, сформировавшиеся в различных термодинамических условиях в ультраосновном и эклогитовом субстратах, и выделено 6 типов глубинных источников алмаза. Установлены закономерности распространения алмаза из различных источников на территории Лено-Анабарской субпровинции.

На северо-востоке Сибирской платформы в Лено-Анабарском междуречье располагается самый крупный в России регион россыпной алмазоносности. Поиски богатых кимберлитовых тел, питающих северные россыпи, проводятся уже более полувека, но не привели к значимым результатам. Согласно данным опробования, подавляющее большинство кимберлитовых тел, выявленных на северо-востоке Сибирской платформы, либо совсем не содержат алмаза, либо относятся к разряду убогоалмазоносных. Исключение представляет лишь трубка Малокуонапская, характеризующаяся полупромышленными содержаниями алмаза.

Более успешному проведению прогнозно-поисковых работ на северо-востоке Сибирской платформы может способствовать типизация коренных источников алмаза данной территории, основанная на наиболее информативных типоморфных признаках кристаллов. К таким признакам в первую очередь относится распределение структурных дефектов в кристаллах, позволяющее идентифицировать алмазы из различных кимберлитовых провинций, районов и отдельно взятых кимберлитовых тел [1]. Из множества структурных дефектов в кристаллах алмаза, регистрируемых с помощью электронно-оптических методов, наиболее распространенными и значимыми в количественном отношении являются структурные примеси азота в А- и В-формах, водорода, а также пластинчатые образования интерстициальной природы (плейтелетс). Концентрации оптически активных центров в алмазе непосредственно связаны с условиями его кристаллизации. При этом общее содержание азота (т.е. сумма А- и В- форм) отражает ультраосновной (Р) или эклогитовый (Е) состав среды (тип источника) алмазообразования [3].

Выделение основных типов коренных источников алмаза северо-востока Сибирской платформы может быть проведено на основе типоморфных особенностей алмаза из известных кимберлитовых тел и объектов, прогнозируемых по россыпям. Распределение структурных дефектов в кристаллах из россыпей данного региона служит критерием прогноза новых коренных источников и их местоположения [4]. В соответствии с этими критериями ранее было показано, что неизвестные коренные источники алмаза можно ожидать в низовьях р. Лена, Лено-Оленёкском междуречье (Кютюнгдинское поле) и Маят-Уджинском междуречье [4].

Объекты и методика исследований

Объектами исследования, в первую очередь, послужили кристаллы алмаза из известных коренных источников северо-востока Сибирской платформы. Один из потенциальных источников алмаза северных россыпей – трубка Малокуонапская, расположенная в Куранахском поле Анабарского района и выделяющаяся среди других кимберлитовых тел данного региона более высокой алмазоносностью. Лишь в немногих трубках северо-востока Сибирской платформы, например, в трубке Ленинград (Омонос-Укукитское поле Среднеоленекского района) и некоторых других, удалось выделить статистически представительные количества кристаллов алмаза. Все эти кимберлитовые тела из-за их низкой алмазоносности вряд ли могли сформировать богатые россыпи месторождений Анабарского и Приленского районов. Тем не менее изучение распределения структурных дефектов в кристаллах из убогоалмазоносных трубок может позволить оценить типовые условия алмазообразования в глубинных источниках северо-востока Сибирской платформы. Это имеет научное и практическое значение, так как однотипные глубинные источники могли поставлять алмазы не только в малопродуктивные, но и в богатые трубки.

Охарактеризовать типоморфные особенности алмаза в прогнозируемых кимберлитовых телах можно с помощью изучения специфических популяций кристаллов алмаза, обнаруженных в промежуточных коллек-

торах верхнего триаса (Нижнеленский район) и нижнего карбона (Приленский район), а также в современных россыпях р. Верхний Маят (Анабарский район). Кристалломорфологические особенности и концентрации структурных дефектов в этих алмазах описаны ранее [4].

Распределение оптически активных центров в выборках алмаза из трубок северо-востока Сибирской платформы исследовалось с помощью метода ИК-спектроскопии на приборе Specord M-80 фирмы Карл Цейсс. Интерпретация данных ИК-спектроскопии осуществлялась по стандартной методике, изложенной в работе [5].

Характеристика образцов

Трубка Малокуонапская. Проанализированные образцы (60 шт.) из этой трубки в основном представлены бесцветными, реже коричневыми кристаллами I разновидности [6] со средней массой 4,5 мг. Среди них наиболее распространены ламинарные ромбододекаэдры, додекаэдроиды, а также переходные между октаэдром и ромбододекаэдром формы. Додекаэдроиды представлены двумя типами кристаллов: с шагренью и полосами пластической деформации, а также блоковым строением поверхности.

Трубка Ленинград. Исследованные кристаллы (28 шт.) со средней массой 6,8 мг в основном бесцветные, прозрачные, реже с лилово-коричневой и дымчато-коричневой окраской. Около половины всей выборки – октаэдры преимущественно с тригональными слоями роста, среди которых доминируют индивиды с полицентрическим развитием граней. Реже присутствуют октаэдрические кристаллы с занозистой и сноповидной скульптурой. Додекаэдроиды составляют порядка трети изученной выборки. Большинство из них представлено индивидами с шагренью и полосами пластической деформации.

Результаты исследований

Трубка Малокуонапская. Доминирующей структурной примесью в алмазах этого месторождения является азот в А-форме, проявляющийся в виде системы полос поглощения с главным максимумом около 1282 см⁻¹, причем 10% всех кристаллов содержит только один вид основных азотных центров – А-дефекты (тип IaA). В подавляющем большинстве кристаллов (около 90%) наряду с А-центрами отмечаются азотные В-дефекты (головная спектральная линия 1175 см⁻¹), что позволяет отнести эти образцы к смешанному типу IaAB. Среди алмазов IaAB типа преобладают кристаллы с низкой степенью агрегированности азота (%NB< 40).

Концентрация А-центров (NA) варьирует от 7 до 1512 at.ppm с максимумом в интервале ~400 at.ppm. Значения NB достигают 532 at.ppm, причем доминируют кристаллы с содержанием этой примеси от 20 до 100 at.ppm. Относительная концентрация плейтелетс в кристаллах трубки Малокуонапская сравнительно невелика и составляет для большинства образцов 2,3–3,4 см⁻¹. Структурная примесь водорода в кристаллах также отмечается в незначительных количествах, причем преобладают образцы с относительным содержанием водорода 0,2–0,5 см⁻¹.

В трубке Малокуонапская выделяются две популяции кристаллов, наиболее характерные для данно-



Рис.1. Распределение азотных центров в основных популяциях кристаллов алмаза из трубок Малокуонапская (МК) и Ленинград (Л): *I* – алмазы главной популяции, *II* – алмазы второстепенной популяции

го месторождения (рис. 1). Главная популяция (МК-І) включает преимущественно ромбододекаэдры с блоковой скульптурой, кристаллы переходной от октаэдра к додекаэдроиду формы с полицентрическим развитием граней и блоковые додекаэдроиды. Популяция кристаллов характеризуется значительной концентрацией в кристаллах азота в А-форме – 225–689 at.ppm, пониженными содержанием В-дефектов - 0-187 at.ppm и степенью агрегированности азота (%NB 5-25). В отличие от кристаллов этой популяции, присутствующие в подчиненном количестве кристаллы второстепенной популяции (МК-II) представлены главным образом тонколаминарными ромбододекаэдрами и додекаэдроидами с шагренью и полосами пластической деформации. По сравнению с главной популяцией І-МК концентрация А-центров в кристаллах второстепенной популяции несколько ниже: NA 61-544 at.ppm, а азот присутствует преимущественно в агрегированной форме (%NB~ 50).



Рис. 2. Усредненные параметры распределения азотных центров в кристаллах алмаза из источников 1–6 типов северо-востока Сибирской платформы: *I – кристаллы елавной популяции, II – кристаллы второстепенной популяции. Трубки: МК – Малокуонапская, Л – Ленинград; россыпи: Б – участок Булкур, К – участок Конгломератовый, ВМ – В. Молодо, ВМТ – В. Маят, СМТ – С. Маят, ВБ – В. Биллях, Х – Холомолоох*

Различие в распределении структурных дефектов в популяциях кристаллов трубки Малокуонапская указывает на различные условия их кристаллизации. Так, алмазы главной популяции МК-I являются более низкотемпературными по сравнению с алмазами популяции МК-II (рис. 2). По общему содержанию азота (N tot>400 at.ppm) кристаллы главной и второстепенной популяций этой трубки относятся к эклогитовому (E) – типу [2].

Трубка Ленинград. Все изученные образцы обнаруживают поглощение в однофононной области, что указывает на отсутствие «безазотных» индивидов (II а). В большинстве спектров (75%) помимо главной линии 1282 см⁻¹ отмечается полоса поглощения 1175 см⁻¹, связанная с азотными В-центрами, что позволяет отнести соответствующие кристаллы к спектральному типу IaAB. Остальные кристаллы содержат только А-азотные центры (спектральный тип IaA).

Обращает на себя внимание достаточно большая однородность кристаллов из трубки Ленинград по содержанию в них азотных дефектов. Так, концентрация А-центров в них варьирует от 46 до 483 at.ppm с главной модой 50-150 at.ppm, В-центров - соответственно от 0 до 229

at.ppm (мода 0–60 at.ppm). В трубке Ленинград преобладают кристаллы с содержанием плейтелетс 4,5–6,5 см⁻¹. Относительная концентрация водородных центров в алмазах трубки Ленинград незначительна и не превышает 2,1 см⁻¹, что сближает их с кристаллами трубки Малокуонапская.

Среди кристаллов трубки Ленинград выделяются две популяции, различающиеся по содержанию азотных центров в алмазах: главная (Л-I) с NA 50–150 at.ppm и NB 0–75 at.ppm и второстепенная (Л-II) NA 200– 300 at.ppm и NB 10–210 at.ppm (рис. 1). По общему содержанию азота кристаллы Л-I и Л-II могут принадлежать как к Е-, так и Р-типу [2]. Однако, судя по четко выраженному преобладанию в трубке алмазов с включениями ультраосновного парагенезиса [7], можно предположить, что большая часть кристаллов (главная популяция) сформировалась в ультраосновном субстрате.

В дополнение к характеристике популяций алмаза из известных кимберлитовых тел региона вкратце рассмотрим специфические популяции кристаллов из россыпей, коренные источники которых еще не найдены [4].

Россыпь р. Верхний Маят. Главная популяция алмаза из россыпи верховий р. Маят ВМТ-I Маят-Уджинского поля Анабарского района характеризуется преобладанием кристаллов со средним значением концентрации азота в А-форме~690 at.ppm и низкой степенью агрегированности азота (%NB~27%). По распределению структурных дефектов алмазы этой популяции не имеют аналогов среди кристаллов из трубок Сибирской платформы. Сходство кристаллов этой популяции с алмазами второстепенной популяции трубки им. М.В. Ломоносова Золотицкого поля Архангельской провинции указывает на кимберлитовую природу ВМТ-I (табл. 1) и образование в эклогитовом субстрате [2].

Участок Конгломератовый (С1). Для кристаллов этого участка Кютюнгдинского поля Приленского района характерно наличие одной главной популяции алмазов (К-I). Популяция К-I по распределению структурных дефектов сопоставима с второстепенной популяцией алмаза трубки Ленинград Среднеоленекского района (табл. 1), что указывает на генетическое родство алмазов из россыпей и трубок северо-востока Сибирской платформы.

Участок Булкур (Т₃). Алмазы участка Булкур Нижнеленского района представлены двумя основными популяциями кристаллов: главной Б-I и второстепенной – Б-II (табл. 1). Главная популяция Б-I близка к второстепенной популяции кристаллов алмаза трубки Малокуонапская МК-II Анабарского района (табл. 1). Высокоазотная популяция Б-II не имеет аналогов среди основных популяций алмаза из коренных месторождений Сибирской платформы. Для сравнения, аномально высокими концентрациями азота в А-форме характеризуются алмазы ряда трубок Архангельской кимберлитовой провинции [8]. Иначе говоря, по характеру распределения структурных дефектов алмазы популяции в целом близки к алмазам главной популяции трубки Архангельская (табл.1).

Район,	Россыпи,	Популяния	Азот, а	ıt.ppm	%NB	Плейте-	Водород,
провинция	трубки	популяция	NA	NB	701 (B	летс, см ⁻¹	CM ⁻¹
Анабарский,	Трубка	MK-I	452 <u>+</u> 237	81 <u>+</u> 79	15	3,9 <u>+</u> 3,4	0,6 <u>+</u> 0,6
Сибирская	Малокуонапская	MK-II	245 <u>+</u> 158	208 <u>+</u> 153	46	7,5 <u>+</u> 5,5	1,6 <u>+</u> 0,5
Среднеоленекский,	Трубка Поницеран	Л-І	95 <u>+</u> 40	40 <u>+</u> 25	30	2,0 <u>+</u> 1,8	0,6 <u>+</u> 0,5
Сибирская	трубка ленинград	Л-II	270 <u>+</u> 50	112 <u>+</u> 67	29	5,7 <u>+</u> 2,2	0,8 <u>+</u> 0,6
Приленский, Сибирская	Участок Конгломератовый	K-I	279 <u>+</u> 83	90 <u>+</u> 50	24	3,7 <u>+</u> 3,4	1,1 <u>+</u> 0,9
Нижнеленский,		Б-І	249 <u>+</u> 115	233 <u>+</u> 97	48	7,5 <u>+</u> 5,4	1,2 <u>+</u> 1,0
Сибирская	тоссынь «дулкур»	Б-II	1122 <u>+</u> 115	415 <u>+</u> 114	27	8,6 <u>+</u> 2,4	0,8 <u>+</u> 0,4
Зимнебережный, Восточно- Европейская	Трубка Архангельская	A-I	1043 <u>+</u> 93	342 <u>+</u> 234	25	5,4 <u>+</u> 3,9	3,2 <u>+</u> 2,4
Анабарский, Сибирская	Россыпь «В. Маят»	BMT-I	689 <u>+</u> 119	270 <u>+</u> 139	27	9,5 <u>+</u> 5,4	0,9 <u>+</u> 0,6
Зимнебережный, Восточно- Европейская	Трубка им. М.В. Ломоносова	МЛ-II	608 <u>+</u> 66	229 <u>+</u> 159	25	9,8 <u>+</u> 8,5	2,8 <u>+</u> 1,6

Распределение структурных дефектов в основных популяциях кристаллов алмаза из трубок и россыпей Сибирской и Восточно-Европейской платформ

Примечание. В таблице указаны средние по выборкам значения концентраций структурных дефектов и их среднеквадратические отклонения.

Типизация коренных источников алмаза

По общему содержанию азота алмазы из коренных источников Северо-Востока Якутии можно условно разделить на: «низкоазотные» с N tot < 400 at.ppm (типы 1 и 2), «среднеазотные» с N tot 400–1000 at.ppm (типы 3,4,5) и «высокоазотные» с N tot > 1500 at.ppm (тип 6).

Коренные источники «низкоазотных» кристаллов располагаются в бассейне р. Оленек.

Источники типа 1 характеризуются главными популяциями кристаллов трубки Ленинград (Л-I) и россыпи «Верхнее Молодо» (ВМ-I). По распределению азотных центров кристаллы приближаются к алмазам трубок Заполярная и Поисковая Муно-Тюнгского района (рис. 2). Глубинные источники типа 1 являются наиболее «высокотемпературными» по сравнению с другими на северо-востоке Сибирской платформы. Источнику типа 1 соответствует и ультраосновной субстрат (табл. 2).

Глубинные источники типа 2, к которым относятся кристаллы второстепенной популяции трубки Ленинград (Л-II) и главной популяции россыпей уч. Конгломератовый (К-I), близки к источникам кристаллов трубок Далдыно-Алакитского района (рис. 2). Алмазы из источников типа 2 образовались также в ультраосновном, но более «холодном» субстрате.

Об источниках «среднеазотных» кристаллов (типы 3, 4 и 5) можно судить по алмазам, преимущественно распространенным в Анабарском районе. По общему содержанию азота (N tot > 400 at.ppm) кристаллы источников 3, 4 и 5 типов, согласно данным [2], могут быть отнесены к эклогитовому (Е) парагенезису, для которого характерен диапазон значений N tot от 0 до 1200 at.ppm с модами 0–100 и 500–700 at.ppm.

Таблица 2

Типы глубинных источников алмаза северо-востока Сиби	арской платформы и их характеристика

	Характеристи	ка алмазов источника	Температура		
Глубинный источник	Популяции алмаза	Район	алмазообразования (для «возраста» 3 млрд. лет по [3]), °С	Тип субстрата	
Тип 1	Л-І и ВМ-І	Среднеоленекский, Приленский	1140-1150	Ультраосновной	
Тип 2	Л- II и К-І	Среднеоленекский, Приленский	1105-1115	"	
Тип 3	МК-ІІ,ВБ-І, Х-І, Б-І	Анабарский, Нижнеленский	1130	Эклогитовый	
Тип 4	МК-І	Анабарский	1085	"	
Тип 5	BMT-I	"	1090	"	
Тип 6	Б-II,CMT-II и X-II	Нижнеленский, Анабарский	1075	Эклогитовый или иной	

Источники типа 3 характеризуются кристаллами алмаза второстепенной популяции трубки Малокуонапская (МК-II), а также алмазом главных популяций из россыпей «Верхний Биллях» и «Холомолоох» Эбеляхской площади (ВБ-I, Х-I), а также уч. Булкур Нижнеленского района (Б-I). По распределению азота все эти кристаллы сходны с алмазами из трубок Далдыно-Алакитского района Якутии (см. рис. 2). По распределению азота алмазы из источников 4 типа обнаруживают черты сходства с алмазами из трубок Мирнинского поля [9], а относительно высокоазотные кристаллы из источников 5 типа – с кристаллами из трубок Золотицкого поля Архангельской области (рис. 2, табл. 1).

При этом кристаллы 4 и 5 типов источников, представленные главными популяциями алмаза трубок Малокуонапская МК-I и россыпи «Верхний Маят» (ВМТ-I), соответственно, являются более низкотемпературными по сравнению с алмазами из источников 3 типа.

Самые высокоазотные кристаллы, которые обнаружены на Северо-Востоке Якутии, из источников типа 6. Кристаллы распространены во вторичных коллекторах (T₃) Нижнеленского района и в россыпях, сформированных за счет их размыва верхнетриасовых конгломератов. К источникам относятся алмазы второстепенных популяций россыпей уч. Булкур (Б-ІІ), а также рек Средний Маят (СМТ-ІІ) и Холомолоох (X-ІІ). Распределение азотных центров в этих кристаллах указывает на специфические условия алмазообразования. Сходство алмазов из источников типа 6 с кристаллами трубки Архангельская Золотицкого поля (рис. 2, табл. 1) свидетельствует о кимберлитовой природе высокоазотных индивидов из россыпей Северо-Востока Якутии. В то же время столь высокие суммарные содержания азота в кристаллах (N tot > 1500 at.ppm), согласно данным [2], не типичны для алмазов эклогитового субстрата. В связи с этим можно предположить, что кристаллы из источников типа 6 сформировались либо в своеобразных условиях в эклогитовом субстрате, либо в иной среде.

Итак, по содержанию структурной примеси азота можно провести четкое разделение между «низкоазотными» кристаллами бассейна р. Оленек, «среднеазотными» кристаллами бассейна р. Анабар и «высокоазотными» индивидами низовий р. Лена. При этом кристаллы из источников типов 1 и 2 (ультраосновной субстрат при разных температурах образования) близки к алмазам трубок Муно-Тюнгского и Далдыно-Алакитского районов.

В россыпях Анабарского (верховья р. Маят) и Нижнеленского районов выявлены алмазы из источников, необычных для Сибирской провинции, сходные с алмазами трубок Золотицкого поля Архангельской области. Это позволяет прогнозировать новые участки, перспективные на обнаружение богатых кимберлитовых тел.

Список литературы

1. Хачатрян Г.К. Типоморфизм алмазов Якутии по данным ИК-спектроскопии // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 322–326.

2. *Stachel T., Harris J.W.* Singenetic inclusions in diamond from the Birim field (Ghana)-a deep peridotic profile with a history of depletion and re-enrichment // Contr. Mineral Petrol. – 1997. – V. 127. – P. 336–352.

3. *Taylor W.R., Milledge H.J.* Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Roberts Victor and Finch // Extended Abstr. 6-th Internat. Kimberlite Conf. – Novosibirsk, 1995. – P. 620–622.

4. Хачатрян Г.К., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Структурные дефекты в алмазах северо-востока Сибирской платформы и их типоморфное значение // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 1607–1615.

5. Хачатрян Г.К. Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и ее практическое применение // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 319–322.

6. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1984. – 264 с.

7. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003. – 603 с.

8. *Блинова Г.К., Вержак В.В., Захарченко О.Д. и др.* Примесные центры в алмазах из двух кимберлитовых трубок Архангельской алмазоносной провинции // Геология и геофизика. – 1989. – № 8. – С. 130–133.

9. *Kaminsky F.V., Khachatryan G.K.* Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond, as revealed by infrared absorption data // Canad. Mineralogist. – 2001. – V. 39. – P. 1733–1745.

О ПРОБЛЕМЕ ПОДВЕШЕННЫХ ОРЕОЛОВ И НЕОБХОДИМОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ПРОГНОЗНЫХ ПОСТРОЕНИЯХ

А.М. Хмельков

Амакинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА», п. Айхал

Поднята проблема подвешенных ореолов, имеющих достаточно широкое распространение в пределах отдельных районов Якутской алмазоносной провинции. Приводятся сведения об особенностях данных ореолов и необходимости их использования в прогнозных построениях.

Поиски месторождений алмазов на закрытых территориях в пределах Якутской алмазоносной провинции являются первоочередной задачей. Учитывая исключительную важность вопроса поисков коренных источников на закрытых площадях, надо хорошо представлять себе характер поисковых обстановок в данных районах. Нередко приходится сталкиваться с такой ситуацией, когда на отдельных площадях ореолы рассеяния, в том числе содержащие минералы-индикаторы кимберлитов (МИК) хорошей сохранности, «подвешены» на различных уровнях над карбонатным цоколем. Подобные ситуации имеют место в пределах Муно-Тюнгского и Средне-Мархинского алмазоносных районов, где кимберлитовые минералы хорошей сохранности, сосредоточенные в отложениях ранней юры, «подвешены» над нижнепалеозойским цоколем на 20-100 м. Причем нередко МИК хорошей сохранности приурочены к осадкам морского генезиса, при этом базальные горизонты юры, в том числе и грубообломочные образования континентального типа, часто содержат только изношенные минералы, да и то в незначительных количествах. Зачастую МИК этих «подвешенных» ореолов, в том числе и повышенной сохранности, интерпретируются как минералы дальнего сноса, хотя «подвешенность» ореолов еще не означает их первичность. Другими словами, совершенно не обязательно, чтобы минералы из этих ореолов были результатом прямого сноса. Важно понять, что МИК высокой степени сохранности, в каких бы генетических типах отложений они не были представлены и к каким бы стратиграфическим уровням не были приурочены, не могут являться результатом дальнего сноса, это противоречит элементарным законам физики и логики. Конечно при условии, что эти минералы хорошей сохранности не представлены единичными зернами (первыми процентами). Поисковая же ситуация на отдельных участках Муно-Мархинского междуречья такова, что содержание МИК І–ІІ классов сохранности в «подвешенных» осадках нижнеюрского возраста достигает 40-50 % и более. Такие высокие содержания минералов хорошей сохранности только по причине их «подвешенного» состояния нелогично относить к дальнему сносу. Как не состоятельны и утверждения о возможности образования пикроильменитов хорошей сохранности со специфическими шиповидными поверхностями на месте, непосредственно в осадочном коллекторе. Необходимо в каждом конкретном случае выяснять причины, условия и источники поступления данных МИК в соответствующие отложения. Существенные различия в химическом составе изношенных МИК и зерен хорошей сохранности из одних и тех же ореолов, установленные в процессе поисковых работ для значительных площадей Муно-Тюнгского района, подтверждают вывод о том, что износ является функцией расстояния. В связи с чем нахождение в одних и тех же ореолах континентального (переходного) генезиса МИК разной степени износа нельзя связывать с одним и тем же источником (источниками), предполагая, что неизношенные МИК сохранились лишь в силу каких-то специфических условий переноса.

Хотим мы или нет, но выходя с работами в подобные районы и имея дело с «подвешенными» ореолами, содержащими переотложенные МИК хорошей сохранности, мы вынуждены их изучать и обязаны учитывать в своих прогнозных построениях. Необходимо проводить картирование данных подвешенных ореолов на значительных территориях, изучать характер и закономерности распространения в их пределах концентраций минералов хорошей сохранности, что в итоге позволит ограничить какую-либо относительно локальную площадь или район с вероятным нахождением первоисточников.

Тем не менее зачастую утверждается, что при прогнозе погребенных кимберлитов информативны только базальные горизонты покровных отложений, залегающих непосредственно на нижнепалеозойском цоколе, а находки МИК в подвешенных над цоколем горизонтах не имеют прогнозной оценки значимости. Данный вывод, если и правомочен, то только в отношении первичного коллектора, содержащего МИК прямого сноса, когда присутствие их в «подвешенном» состоянии автоматически предполагает расположение первоисточника за пределами площади распространения перекрывающих отложений. Но в отношении вторичного коллектора с переотложенными МИК хорошей сохранности данный вывод неправомочен. Более того, в отдельных случаях минералы из подвешенных ореолов могут иметь большую прогнозную значимость по сравнению с минералами базальных горизонтов. Такой вариант вполне возможен в случаях, когда и те, и другие минералы являются переотложенными, а содержание МИК хорошей сохранности в «подвешенных» ореолах несравненно выше (например, более 50%), чем в основании толщи, где они представлены первыми процентами.

В первом случае удаление до первоисточника может быть оценено значительно меньше, чем во втором. Следует также учитывать, что переотложенные ореолы могут быть унаследованными и пространственно сопряженными с коренными источниками. Повышенные содержания неизношенных МИК свидетельствуют в пользу того, что переотложение произошло без значительного смещения. При наличии в переотложенном ореоле МИК I–II классов сохранности, достигающем 50% и более, первичный снос может быть оценен, учитывая зависимость степени механического износа МИК от дальности транспортировки, от ближайшего до умеренного, но не более. Причем реальное расстояние переноса, оцениваемое в целом по ассоциации минералов, может быть для МИК хорошей сохранности значительно меньше, так как изношенные минералы являются лишь «седиментационной примесью», разубоживающей неизношенные минералы. К тому же, в случае с переотложенными ореолами, в идеальном варианте расстояние до источника сноса может быть в два раза короче пути, суммарно пройденного минералами в результате первоначального сноса и последующего переотложения.

Теоретически может быть такая ситуация, когда первоначальный снос в промежуточный коллектор осуществлялся в одном направлении, а переотложение происходило ровно в обратном, при этом коренные источники могут быть захоронены осадками, включающие собственные минералы, но в переотложенном и «подвешенном» виде. Правомочно ли в такой ситуации исключать из прогнозно-поисковых построений площади, перекрытые осадками, не содержащие кимберлитовых минералов и подстилающие переотложенные ореолы с подвешенными МИК хорошей сохранности? Это было бы ошибочно, так как кимберлитовые тела могут быть захоронены отложениями, большей частью «стерильными» от МИК первичного сноса и высококонтрастные ореолы с минералами прямого размыва будут фиксироваться лишь вблизи трубок в виду их локальности. Так, первичный достаточно контрастный ореол от целого Накынского поля имеет размеры всего 8х12 км, за пределами которого фиксируются лишь отдельные единичные находки МИК. Действительно, стоит согласиться, что по переотложенным ореолам, какой бы сохранности МИК они ни содержали, невозможно выйти на коренной источник путем их прослеживания. Но переотложенные минералы могут быть поисковым признаком расположения этого источника в относительной близости. Было бы некорректно по переотложенным ореолам хорошей сохранности совершенно однозначно прогнозировать кимберлитовые тела непосредственно в пределах этих ореолов. Имея высококонтрастный ореол переотложенных минералов хорошей сохранности, дальнейшие поиски должны быть направлены в первую очередь не столько на обнаружение их первоисточников, сколько на подсечение первичного ореола рассеяния МИК, который только и может быть прямым поисковым признаком ближайших кимберлитовых тел. В этом случае из прогнозных построений не должны исключаться площади ближайшего окружения с переотложенным ореолом.

Вообще все прогнозные построения по переотложенным МИК весьма ограничены – в этом вся их сложность. Если работа с ореолами прямого сноса достаточно проста и не вызывает никаких затруднений, так как предполагает выход на источник путем прослеживания и оконтуривания его, то при работе с переотложенными ореолами этот прогноз приходится осуществлять большей частью интуитивно. Палеогеографические реконструкции на время формирования вторичного коллектора мало эффективны, так как при отсутствии минералов прямого сноса с коренных источников они позволяют реставрировать лишь пути и условия переотложения кимберлитового материала. Однако это абсолютно не означает, что данными построениями не следует заниматься. Необходимо делать поправки на переотложенный материал, тогда литологофациальные и палеогеографические реконструкции дадут возможность выяснить не только пути переотложения материала, но и понять общие закономерности первичного осадконакопления.

Поисковая ситуация, подобная описанной выше, имеет место в бассейне р. Серки Муно-Тюнгского алмазоносного района. Наличие кимберлитовых минералов по всему разрезу моторчунской свиты нижней юры в этом районе, в том числе и хорошей сохранности, свидетельствует о том, что источники поступления их на протяжении всего временного отрезка, в течение которого накапливались осадки свиты, находились за пределами площади ее распространения и являлись областью сноса. Учитывая в целом погружение поверхности венд-палеозойского карбонатного цоколя в восточном и в юго-восточном направлении в данном районе, в этом же направлении в раннеюрское время осуществлялся и снос материала, в том числе и МИК хорошей сохранности.

Таким образом, источники кимберлитовых материалов хорошей сохранности на момент формирования отложений моторчунской свиты должны находиться западнее и/или северо-западнее от места их находок в отложениях нижней юры. Если в качестве этих источников предполагать непосредственно кимберлитовые тела, то они должны располагаться практически на открытых площадях, которые достаточно хорошо опоискованы. Анализ поисковой обстановки в описываемом районе позволяет предположить, что источником поступления кимберлитовых минералов хорошей сохранности в отложения моторчунской свиты нижней юры служили осадки промежуточного коллектора предыдущих эпох денудации, которые к настоящему времени полностью размыты. Данное предположение не лишено здравого смысла и объясняет многие особенности строения существующего здесь ореола МИК. Так, улучшение качественных и количественных характеристик МИК снизу вверх по разрезу юры свидетельствует в пользу их переотложения, когда вначале размывались верхние, более тонкообломочные части предыдущего коллектора с меньшими содержаниями кимберлитовых минералов и переоткладывались в нижние горизонты последующего коллектора, а более высоким содержанием МИК – в средние и даже верхние части последующего.

В пользу переотложенного характера основной массы МИК свидетельствует и достаточная обширность ореола пикроильменита хорошей сохранности. Однако высокие содержания МИК хорошей сохранности в отдельных пробах в верхней части моторчунской свиты (до 68 % пикроильменита I–II классов сохранности), даже при недостаточной контрастности ореола, учитывая «континентальный» облик ассоциации в целом, свидетельствуют о том, что переотложение произошло без значительного перемещения. В качестве предыдущего (доюрского) коллектора могли служить континентальные осадки, например, триаса или даже пермокарбона, на что указывает наличие в споровых спектрах отложений юры реликтовых переотложенных пермотриасовых форм. То, что предыдущий коллектор был континентального (переходного) генезиса, свидетельствует «континентальный» облик минеральной ассоциации бассейна р. Серки: преобладание угловатых форм МИК; разнообразная гранулометрия и цветовой спектр; присутствие малохромистых гранатов, механически неустойчивых; присутствие МИК хорошей сохранности. Присутствие же кимберлитовых минералов с континентальным износом в отложениях морского генезиса, по сути, является несоответствием облика вмещающих осадков шлиховой минеральной ассоциации, что также подтверждает переотложенный характер минералов. Теоретически такая ситуация вполне реальна, при этом должно соблюдаться условие быстрого захоронения МИК, иначе трудно предположить условия, при которых в прибрежно-морских обстановках данные минералы могли оставаться неизношенными. Но все же любое переотложение МИК не исключает их перемещения в пространстве, хотя наличие минералов хорошей сохранности и говорит в пользу незначительности данного расстояния. Таким образом, имеющиеся сведения позволяют заключить, что ореол рассеяния МИК в перекрывающих отложениях нижней юры в бассейне р. Серки является вторичным ореолом умеренного сноса ближнего переотложения.

Ко всему изложенному следует добавить, что переотложенные МИК могут иметь место и в базальных осадках перекрывающих толщ, в том числе и хорошей сохранности. Неучет данного фактора и принятие переотложенных минералов за минералы прямого сноса, как и наоборот, чревато методическими ошибками. Так, принятие в свое время переотложенных минералов за первичные в отложениях мел-палеогенового и неоген-нижнечетвертичного возрастов в бассейне Средней Мархи привело в тому, что перекрывающие ким-берлитовые тела осадки изучались вглубь только до кровли юры, что отодвинуло открытие кимберлитов в этом районе на несколько десятилетий. Характерным признаком переотложенных ореолов, содержащих МИК хорошей сохранности, является, в основном, незначительное содержание сохранных зерен (от единичных до первых процентов) на фоне основной массы изношенных минералов при их площадном распространении и однообразном химическом составе. В районах с развитием промежуточных коллекторов различного возраста и генезиса возможность обнаружения первичного ореола простого строения является такой же редкостью, как и выявление непосредственно кимберлитового тела. Как правило, древние ореолы являются гетерогенными и гетерохронными. И чем моложе промежуточный коллектор по отношению к эпохе кимберлитообразования, тем больше вероятности, что он прошел больше этапов переотложения.

Таким образом, нет возможности, по крайней мере на сегодняшний день, выйти на погребенное кимберлитовое тело непосредственно по переотложенным минералам из шлихового ореола путем их прослеживания. Кимберлитовые минералы повышенной степени сохранности, имеющие широкое распространение на территории Муно-Мархинского междуречья, в том числе и из древних промежуточных коллекторов, интерпретируемые обычно как продукты прямого сноса, являются, скорее всего, переотложенными из первичных ореолов более ранних эпох денудации. Тем не менее необходимость использования этих переотложенных минералов хорошей сохранности в прогнозировании коренных источников, в том числе и из подвешенных ореолов, на сегодня не вызывает сомнения.

ГЛАВА 5

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Раздел 5.1

Подходы к оптимизации комплекса прогнознопоисковых и лабораторно-аналитических исследований

УДК 549.641

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИНФОРМАЦИИ О СОСТАВЕ ПИКРОИЛЬМЕНИТА В ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ

Н.В. Алымова, С.И. Костровицкий, Д.А. Яковлев

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Раскрываются особенности методического подхода к составлению минералогических паспортов по пикроильмениту для отдельных кимберлитовых трубок, кустов и полей трубок. Показано, что наряду со статистическими данными по средним содержаниям основных окислов важную роль в паспортах играют корреляционные графики с Cr₂O₃. На значимом представительном материале демонстрируется применение паспортизации кимберлитовых трубок из Далдынского, Алакиткимберлитовых полей. Созданные минералогические паспорта для большинства трубок из Далдынского, Алакит-Мархинского, Верхнемунского полей значительно расширяют возможности использования минералогических методов поиска новых кимберлитовых трубок, а также прогнозирования перспективных площадей на предмет обнаружения ранее неизвестных кимберлитовых полей.

В последнее время актуальность шлихоминералогического метода поисков кимберлитовых пород возросла в связи с освоением новых перспективных площадей, детализацией уже ранее известных алмазоносных полей, привязки ореольных участков к коренным источникам. В связи с этим повысился научный интерес к минералам-спутникам алмаза и, в частности, к пикроильмениту.

Пикроильменит, как правило, неравномерно распространен в кимберлитах, его содержание, в среднем, не превышает 0,1–0,3 %. В то же же время встречаются трубки-исключения, в кимберлитовых породах которых наблюдается преобладание высокохромистой ассоциации минералов: хромшпинелидов, высокохромистых гранатов. В таких трубках содержание пикроильменита варьирует от единичных зерен до полного их отсутствия.

Авторами настоящей статьи была проведена огромная работа по изучению закономерностей пространственного распределения составов пикроильменита в пределах отдельных алмазоносных полей (Малоботуобинского, Далдынского, Верхнемунского и Алакит-Мархинского), а также по оценке близости минерала из ореольных участков и трубочных тел и систематизации полученных данных. В результате были созданы базы данных составов минералов (минералогические паспорта) почти из всех трубок вышеупомянутых полей, которые, как мы считаем, являются показателями индивидуальных характеристик, присущих каждой отдельной трубке, кусту трубок и кимберлитовому полю в целом. Основной задачей исследований стало найти такие параметры состава ильменита, которые надежно указывали бы на принадлежность изучаемого минерала к определенному трубочному телу, с помощью которых было бы легко производить сравнительный анализ минеральных выборок из разных трубок, а также ореолов. Обработка полученного, колоссального по объему, аналитического материала (только для Далдынского поля было выполнено более 5 000 анализов) была проведена по схеме, намеченной и разработанной авторами, основной целью которой было создание так называемых портретов, а вернее, паспортов состава пикроильменита и граната для каждой из трубок в отдельности. Проблема составления паспорта заключается в том, чтобы выявить минимальное число характеристик (параметров) состава того или иного минерала, по которым можно было бы легко проводить сопоставление объектов исследования. Основное требование к паспорту (используемым параметрам) – его воспроизводимость – любой исследователь может проверить или при получении новых данных уточнить паспорт.

При создании минералогических портретов трубки важна представительность анализов пикроильменита. Мы считаем, что необходимое для изучения количество составляет около 100 зерен из каждого кимберлитового тела. Такое относительно небольшое число микрозондовых анализов, как показали ранее проведенные работы [1], обусловлено близостью состава пикроильменита в пределах одной трубки и независимостью состава от фаз внедрения кимберлита.

Важным моментом в пробоподготовке пикроильменита является источник анализируемого материала, необходимо учитывать: был ли получен минерал из шлиховых проб, из крупных мегакристных (> 1 см) зерен или фабричного концентрата. Наименее надежными способами отбора являются последние два метода, т.к. мегакристные минералы, как правило, подвержены дроблению, а фабричный концентрат – заражению, что в дальнейшем вызывает сомнение в корректности полученных результатов. Нами отбирался пикроильменит фракции -1+0,5 из шлиховых проб непосредственно на кимберлитовых трубках.

При выяснении особенностей состава пикроильменита наиболее информативными оказались Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO, Fe₂O₃ и FeO, а также коэффициенты магнезиальности (Mg# = Mg/(Mg+Fe)x100) и окислительновосстановительного потенциала (OBII) или степени окисленности железа (OBII = Fe⁺³/(Fe⁺³+Fe⁺²)x100). На примере Далдынского поля было показано [2], что минерал одного куста трубок имеет близкий усредненный состав, в то же время как пикроильменит разных кустов отличается. Несмотря на полученные различия по составу отдельных кустов и трубок, мы считаем, что статистические параметры не полностью отражают индивидуальные особенности распределения состава минерала в пределах трубки, куста трубок и поля в целом. Более информативными являются корреляционные графики Cr_2O_3 с другими оксидами, например, с MgO, TiO₂. Как показали наши исследования, форма тренда состава пикроильменита для каждого куста трубок имеет свой характерный индивидуальный рисунок (рис. 1–3) и таким образом может служить важной составляющей паспортных данных по трубке. Не менее важную генетическую нагрузку несут корреляционные графики с Al_2O_3 , например, Al_2O_3 –MgO. Построение таких графиков для разных кустов Далдынского поля показало, что все они образуют характерный единый тренд, что послужило основанием для вывода о существовании единого астеносферного источника для формирования материнского расплава, из которого кристаллизовался пикроильменит.

Составление паспортных данных, полученных практически для всех известных трубок южных кимберлитовых полей, оказалось весьма эффективным в практическом применении – пикроильменит может быть использован для расшифровки структуры кимберлитового поля. Близость состава минерала и корреляционные графики Cr₂O₃–MgO для разных трубок одного куста могут служить критерием отнесения или не отнесения той или иной трубки к определенному кусту кимберлитовых тел, особенно в тех случаях, когда обособление затруднено даже географически. Также подобные параметры могут служить привязкой ореольного пикроильменита к коренным источникам. К сожалению, из-за близости усредненного состава минерала в трубках в пределах одного куста подобная привязка возможна или к кусту кимберлитовых тел, или к независимым самостоятельным трубочным телам.

В результате проведенного исследования удалось не только создать паспорта по составам граната и пикроильменита для трубочных и жильных кимберлитовых тел Далдынского поля, но и проверить их работоспособность. Сопоставление паспортных данных, полученных для ореольных участков и близрасположенных трубочных тел, на наш взгляд, оказалось очень эффективным и результативным. Примеры реализации задачи идентификации пикроильменита из уже известных кимберлитовых трубок на примере Далдынского поля и ореолов по особенностям состава минерала были опубликованы нами ранее [3]. Привязка ореольного и коренного минерала проходила на основе близкого усредненного состава, схожего характера распределения на гистограммах TiO_2 , Cr_2O_3 , MgO, а также единых трендов на корреляционных графиках Cr_2O_3 -MgO с совпадением интервалов изменчивости. При этом важны не только положительные результаты (предполагающие наличие неизвестных ранее коренных источников), но и отрицательные, которые уверенно показывают, что формирование ореола происходило за счет разрушения уже известных трубочных тел и таким образом, дальнейшее продолжение поисковых работ на данном участке бесполезно.

На представительном материале нами была проведена работа по сопоставлению составов пикроильменита из разных кимберлитовых полей Якутской провинции, в результате которой установлено, что ильмениты характеризуются очень близким усредненным составом при широких вариациях содержания основных оксидов [4]. В то же время корреляционные графики Cr₂O₃–MgO (рис. 4) и Al₂O₃–MgO (рис. 5) для минерала в каждом кимберлитовом поле имеют индивидуальный характер распределения. Именно это своеобразие – наличие в каждом из алмазоносных кимберлитовых полей ильменита с особыми характеристиками кристаллизационных трендов, позволяет считать его составной частью минералогического паспорта того или иного поля. Выводы о принадлежности любого ореола пикроильменита к конкретному полю следует делать не на основе статистического анализа данных по содержанию тех или иных оксидов минерала, а именно путем сравнения формы трендов состава.

Таким образом, составление минералогических паспортов трубок в пределах отдельных кимберлитовых полей может служить основанием для расшифровки вещественной структуры (выделения кустов трубок) полей. Выводы о принадлежности пикроильменита из ореола к определенному коренному источнику следует делать не на основе статистического анализа данных по содержанию тех или иных оксидов, а путем сравнения формы трендов состава минерала. Каждое из рассмотренных кимберлитовых полей Якутской провинции содержит пикроильменит с четко индивидуализированными кристаллизационными трендами.



Рис. 1. Корреляционные графики Cr₂O₃-MgO для пикроильменитов из трубок куста Зарница (Далдынское поле)



Рис. 2. Корреляционные графики Cr₂O₃-MgO для пикроильменитов куста Светлая (Алакит-Мархинское поле)



Рис. 3. Корреляционные графики зависимости Cr₂O₃-MgO для пикроильменитов из кимберлитов Далдынского поля



Рис. 4. Корреляционные графики зависимости Cr₂O₃-MgO для пикроильменитов из кимберлитов алмазоносных полей



Рис. 5. Корреляционные графики зависимости Al₂O₃-MgO для пикроильменитов из кимберлитов алмазоносных полей

Список литературы

1. Костровицкий С.И. Геохимические особенности минералов кимберлитов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 263 с. 2. Алымова Н.В., Костровицкий С.И., Иванов А.С., Серов В.П. Пикроильменит из кимберлитов Далдынского поля (Якутия) // Докл. РАН. – 2004. – Т. 395, № 6. – С. 799–802.

3. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А. и др. Минералогическая паспортизация разных таксонов кимберлитового вулканизма – методическая основа поисковых работ на алмазы // Руды и металлы. – 2006. – № 4. – С. 27–37.

4. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А. и др. Особенности типохимизма пикроильменита из алмазоносных полей Якутской провинции // Докл. РАН. – 2006. – Т. 406, №3. – С. 350–354.

МОДЕЛИ ШЛИХОВЫХ ОРЕОЛОВ ОТ РАЗЛИЧНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ МАЛО-БОТУОБИНСКОГО РАЙОНА

И.И. Антипин, И.О. Тарасов, И.Ив. Антипин

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Рассматриваются изменения ассоциации индикаторных минералов кимберлитов и их типоморфных характеристик по мере удаления от коренного источника и на основании их приводятся наиболее информативные признаки для ореолов от различных по минералогической продуктивности кимберлитовых тел.

Результативность алмазопоисковых работ с применением шлихоминералогического метода зависит от корректного, основанного на качественном фактическом материале, прогноза на изучаемую территорию. Он базируется на идентификации выявленных ореолов индикаторных минералов кимберлита (ИМК) и оценке их прогнозной значимости.

В настоящее время идентификация ореолов ИМК в основном осуществляется на основе минералогических характеристик кимберлитовых тел. К таким характеристикам относятся ассоциация ИМК, типоморфизм, химический состав, гранулометрия. Однако несмотря на большой объем аналитических исследований по изучению ИМК как в самих кимберлитах, так и в ксенолитах из них, осредненным показателем для конкретного тела может служить только ассоциация ИМК ореола от этого тела. Это обусловлено наличием значительных вариаций характеристик ассоциаций ИМК непосредственно в самой кимберлитовой трубке, как в плане, так и в разрезе. Вариации этих характеристик значительно перекрывают существующее разнообразие таковых параметров для известных в этих районах ореолов. Отсюда следует, что более надежным вариантом для идентификации локальных ореолов могут служить естественно осредненные характеристики кимберлитовых тел, проявленные в сопряженных с ними ореолах.

Для получения таких характеристик и необходимо создание моделей ореолов от известных кимберлитовых тел. В качестве таких моделей для Мало-Ботуобинского района нами были рассмотрены ореолы от известных трубок Мирнинского кимберлитового поля. В идеале ореол, сформированный в континентальных условиях, по аналогии с современными ореолами, должен обладать следующими основными признаками близости к коренному источнику:

- отсутствие механического износа зерен ИМК;
- разнообразие гранулометрического спектра;
- находки обломочков кимберлита;
- высокие концентрации ИМК.

Однако анализ современных ореолов ИМК показал, что механический износ пиропа начинает фиксироваться на удалении первых десятков километров и лишь для пикроильменита появляется после 10 км [1, 2]. Обломочки кимберлита из-за своей вязкости сохраняются даже тогда, когда ИМК приобретают крайнюю степень механического износа. Следовательно, это дальнодействующие характеристики, и обнаружив ореол, обладающий ими, мы можем ограничить площадь поисков кругом радиусом не менее 10–15 км. Это достаточно большая территория, а значит, прогнозирование только по таким параметрам соответствует среднему масштабу. К характеристикам ближнего действия следует отнести концентрации ИМК. На это указывают прямо или косвенно все исследователи современных ореолов.

Общий вывод, полученный в процессе анализа результатов этих исследователей, звучит так: «Размеры и концентрации потоков ИМК зависят от продуктивности коренного источника и распределения в аллювии минералов тяжелой фракции, являющихся их гравитационными спутниками. При этом идет закономерное уменьшение доли ИМК в составе тяжелой фракции по мере удаления от кимберлитового тела». Поэтому при формулировании модели основной упор был сделан именно на этот специфический признак.

В основу составления модели шлихоминералогических ореолов от известных кимберлитовых тел в большинстве своём легли архивные и фондовые материалы предшествующих исследователей по изучению околотрубочных ореолов. Кроме того, в ходе проводимых ЯНИГП ЦНИГРИ полевых работ были получены данные, которые дополнили минералогическую картину на участках вблизи известных кимберлитовых источников. Следует отметить, что в соответствии с возрастом кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского района и величиной их эрозионного среза (300 м) в регионе существовало несколько стратиграфических уровней промежуточных коллекторов ИМК, начиная от раннекаменноугольных и заканчивая современными. Рассматриваемые ореолы отнесены к раннеюрскому возрасту. Отложения этого возраста с угловым несогласием залегают на разновозрастных породах кимберлитовмещающего цоколя и верхнепалеозойских, частично эродированных, терригенных осадках, вмещающих более древние промежуточные коллекторы. Естественно, что материал позднепалеозойских осадочных пород, в том числе и кимберлитовые минералы, заключенные в них, в большей или меньшей мере переотлагались в юрские коллекторы. При этом в ореолах

Мало-Ботуобинского района практически всегда присутствует две ассоциации ИМК: первичная, поступающая непосредственно из коренного источника, и переотложенная, источником которой служат более древние промежуточные коллекторы. Количественно эти ассоциации разделить не всегда возможно, так как и в первичной ассоциации всегда присутствуют минералы с различной степенью механического износа и гипергенеза. К тому же нельзя исключать вариант смешения первичной ассоциации от двух и более кимберлитовых тел, поскольку расстояния между соседними трубками не настолько уж велики и составляют от первых сотен метров (трубки Мир и Спутник) до 4 км (трубка Таёжная и жилы Ан-21, Южная). Поэтому никто не может гарантировать выделения в чистом виде ореола от одного конкретного кимберлитового тела. Однако определение его границ и уровня интенсивности вполне реально. В данном случае за основу нами было принято следующее положение: «Ореолом от известного кимберлитового тела является аномальный участок минералогического поля, расположенный в непосредственной близости от него». Такие участки в первую очередь выделяются по аномальным содержаниям ИМК в объеме шлиховой пробы, а наиболее отчетливо выделение их границ по весовой доле ИМК в составе тяжелой фракции (см. вкл., рис. 19).

В результате обработки имеющихся данных был намечен ряд индикационных признаков, позволяющих, с большой долей вероятности, выявлять в полигенном ореоле (каковыми являются большинство известных ореолов) именно ту рациональную информативную часть, использование которой при идентификации не привязанных к известным коренным источникам ореолов позволит значительно конкретизировать оценку перспектив территории.

Ниже мы приводим в обобщенном виде только наиболее информативные признаки ореолов, необходимые для определения параметров и удаления искомого коренного источника для исследуемого ореола ИМК (таблица). К таким признакам можно отнести размеры ореола и его интенсивность. Эти характеристики рассмотрены для всех трубок и приведены в таблице, а в качестве иллюстраций можно обратиться к схемам ореолов от трубок Интернациональная, Амакинская, Таежная (см. вкл., рис. 19). Следует отметить, что имеющиеся данные по площади ореола от трубки Мир не позволили получить целостную картину по распределению весовых значений ИМК в составе тяжелой фракции из-за неполноты фактических данных в отчетах и отсутствия их в архивных материалах.

ые трубки	Название		Мир	Интер- национальная	Амакин- ская	Таежная	Дачная	Им. XXIII съезда КПСС
OBF	Площадь сеч	іения, м ²	123 000	12 100	16 000	13 800	4 000	1 400
сигсар	Среднее сод ИМК (ро + рі	ержание) (вес. %)	1,88	0,29	0,78	1,79	0,25	0,29
Кимб	Минералогическая про- дуктивность (вес. % х м ²)		231 240	3 509	12 480	24 702	1 000	406
	в ца-	До 0,5	Нет данных	197	44292	1393	117	-
J	AK M AK	0,5-1	-//-	93	47300	25445	462	72
	ИЛ 1 н: 4, к	1 – 2	54802	1060	1687	495	203	-
	оличество ъемом 10 л а от трубки	2-3	1654	Е.зн.	929	47	36	
		3-4	2002		42	19	96	
<u> 001</u>		4 – 5	1619		Е.зн.	11	Е.зн.	
py		5-6	246		-//-	Е.зн.		
ГΧ	с. К об ни	6 – 7	747		-//-	-//-		
Bbl	ако Убе	7 – 8	137		-//-	-//-		
AT 0	D de	8 – 9	70		-//-	-//-		
IIId	-	9 - 10	170		_//_	-//-		
симбе	CB DT	До 0,5	Нет данных	112	977	742	7	-
T F	Ш	0,5-1	-//-	58	303	990	16	23
Ы (И	1-2	950	60	356	162	35	-
ГОЗ	алс км	2-3	748	<4	52	284	7	
Dpe	гдо И,	3-4	567		21	16	4	
\cup	вая на /бк	4 – 5	539		4	8	<2	
	درم Tp	5-6	174		8	8		
	ML	6 – 7	278		4	4		
	Φ (7 - 8	25		2	2		
	T _T	8-9	39		<1	1		
		9 - 10	64		<1	<1		

Основные характеристики ореолов от кимберлитовых тел Мирнинского поля

Примечание. Е.зн. – единичные знаки; данные по ореолу от трубки Интернациональная даны без учета результатов разведки россыпи «Новинка». Отмечается, что в каждом из ореолов в большей или меньшей степени присутствут ИМК без или со слабым механическим износом в количествах от первых процентов до 70–80%. Всегда присутствуют в переменных количествах зерна минералов с гипергенными поверхностями. Эпизодически встречаются пиропы с наличием келифитовых кайм. Однако четко выраженных закономерных изменений их количества в пределах площади ореола не отмечается, за исключением приуроченности более высоких значений высокосохранных зерен минералов к аномально высоким содержаниям ИМК в пробе.

В приведенной таблице отчетливо видно, что чем выше минералогическая продуктивность коренного источника, тем большая протяженность ореола (больше площадь ореола) и меньше скорость падения интенсивности шлихоминералогического поля. Поскольку минералогическая продуктивность кимберлитового тела находится в прямой зависимости от размеров его и весового содержания в нем ИМК, то за единицу здесь приняты м²/вес.%, а сама продуктивность рассчитана как произведение площади сечения трубки на уровне эрозионного среза и весового содержания ИМК в ее кимберлите. За ИМК здесь принимаем только количество пиропов и пикроильменитов, поскольку они наиболее надежно диагностируются в шлиховых пробах ореолов. При этом по обычной поисковой сети, без специализированного изучения околотрубочного пространства для трубок малого размера, головные части ореолов не улавливаются из-за узкой ширины струй выноса. В частности, для трубки им. XXIII съезда КПСС она равна всего 18 м.

Следует отметить, что наиболее четкая закономерность в изменении интенсивности ореола по мере удаления от кимберлитового тела выявляется не по традиционной методике (содержание ИМК на объем пробы), а при нормировании веса ИМК к весу тяжелой фракции шлиха, поскольку такой процедурой мы можем определить, чему обязана данная шлиховая аномалия – гравитационной ловушке или близости к коренному источнику. Весьма нагляден в этом отношении ореол от трубки Интернациональная, где наибольшие концентрации на объем пробы (1000 и более знаков) выявлены в россыпи «Новинка» (удаление 1–2 км), при этом весовая доля ИМК в тяжелой фракции составляет всего 60 мг/г (6 вес.%). В то же время наибольшие концентрации, 112 мг/г при содержании 197 зерен на 10-литровую пробу, установлены на расстоянии до 0,5 км. То есть при нормировании на вес ТФ по мере приближения к трубке мы наблюдаем закономерное увеличение интенсивности ореола, а россыпь «Новинка» обязана своему существованию как гравитационная ловушка для дезинтегрированного материала этой трубки.

Приведенные данные по изменению характеристик ореолов в зависимости от продуктивности коренного источника и удаленности от него могут использоваться в дальнейшем для идентификации отдельных ореолов и оценки прогнозной значимости перспективных участков.

Список литературы

1. Афанасьев В.П., Варламов В.А., Гаранин В.К. Зависимость износа кимберлитовых минералов от условий и дальности транспортировки // Геология и геофизика. – 1984. – № 10. – С. 119–125.

2. Харькив А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1978. – 136 с.

УДК 549 002.2.553.041

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАССИВОВ КАРБОНАТИТ-КИМБЕРЛИТОВОГО ФОРМАЦИОННОГО РЯДА КАК ОСНОВА ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ЗАКРЫТЫХ ПЛОЩАДЯХ

А.А. Бурмистров, В.И. Старостин, М.А. Богуславский, П.А. Самсонов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

По результатам изучения эффективной пористости, плотности, магнитной восприимчивости и скорости продольных волн образцов из ряда кимберлитовых и отдельных фаз ультраосновных щелочных массивов с карбонатитами России, а также анализа опубликованных данных выявлена петрофизическая зональность этих магматических образований. Рассмотрена ее связь со структурой массивов и условиями их становления, а также рудоносностью. При условии расширения объемов этих исследований предполагается возможность их использования для повышения эффективности поисковых геофизических работ на закрытых площадях.

Задачи и методы исследований

При расширении поисковых работ за пределы известных кимберлитовых районов, с одной стороны, возрастает сложность обнаружения новых кимберлитовых тел на закрытых площадях, с другой – увеличивается вероятность появления новых объектов – массивов ультраосновных щелочных пород с карбонатитами

(УЩК). Анализ их тектонической позиции на древних платформах мира показал, что распространенность этих комплексов и также родственных кимберлитам пород (пикритов, альнеитов, мелилититов и др.) увеличивается в направлении от архейских кратонов фундамента к протерозойским подвижным поясам, унаследованных синеклизами и рифтогенными структурами [1, 2].

Эти статистические закономерности можно проследить на конкретных примерах как на Русской, так и на Сибирской платформах. Так в пределах северного борта Кандалакшского грабена крупный массив УЩК Центральный (Турий мыс) ассоциирует с убогоалмазоносными Ермаковскими кимберлитовыми трубками и трубками родственных кимберлитам пород. В пределах Золотицкого кимберлитового поля при выходе меридиональной кимберлитоконтролирующей тектонической зоны как на север, так и на юг – в смежные грабены СЗ-й ориентировки (ветви Кандалакшского грабена) алмазоносность трубок резко снижается. При переходе от архейского Анабарского массива на восток в область протерозойского фундамента и Уджино-Вилюйского меридионального палеорифта слабоалмазоносные кимберлиты сменяются вначале трубками безрудных карбонатитов, а затем рудоносными массивами УЩК – Томтор и Богдо. Во многих районах развития карбонатитов (например, Маймеча-Котуйском и Чадобецком) встречаются убогоалмазоносные пикриты.

При поисках массивов кимберлитов и УЩК, скрытых под чехлом осадочных пород и траппов, необходимо проведение комплексных геофизических исследований, а среди них, прежде всего новых методов, которые позволяют получать трехмерные образы объектов поисков (например, малоглубинная высокочастотная сейсмика методом МПВ, аудиомагнитотеллурическое зондирование) [3, 4]. Массивы кимберлитов и УЩК, которые в подавляющем большинстве случаев имеют трубообразную форму, характеризуются достаточно четкой вертикальной зональностью. Это позволяет производить «отбраковку» плоских аномалеобразующих объектов (плотных высокомагнитных траппов, проводящих горизонтов осадочных пород, зон разломов). На перекрытую мощным осадочным чехлом палеоповерхность эрозионного среза могут выходить массивы с различной степенью эрозионного среза. Наиболее перспективными являются массивы с незначительным его уровнем. По результатам отработки многих кимберлитовых трубок установлено, что алмазоносность кимберлитов нередко максимальна в подкратерных их частях и убывает с глубиной. Массивы УЩК (особенно с редкометалльными карбонатитами) также наиболее продуктивны в верхних и средних частях. Незначительно эродированные карбонатиты нередко имеют мощные коры выветривания и сопровождаются богатыми россыпями (Томтор, Белая Зима). Кратерные фации и зоны выветривания массивов, сложенные наименее плотными и трещиноватыми породами, могут выражаться изометричными локальными аномалиями, устанавливаемыми электроразведкой или малоглубинной сейсмикой. Для массивов УЩК характерны высокие уровни магнитных и гравиметрических, а при наличии урана в рудах – и радиометрических аномалий (Белая Зима). При обратной остаточной намагниченности фиксируются и четко выраженные отрицательные магнитные аномалии (например, над одной из кимберлитовых трубок на островах Бизард на севере Канады).

В связи с этим структурно-петрофизические исследования должны быть направлены на изучение закономерностей петрофизических характеристик массивов (и вмещающих пород) как по их площади, так и на глубину, т.е. на создание трехмерных структурно-петрофизических моделей с выделением нескольких петрофизических комплексов пород с определенным уровнем значений индикаторных свойств. В число объектов исследований следует включать и массивы родственных кимберлитам пород единого формационного ряда – пикритов, мелилититов и др. Эти работы не будут дублировать, а наоборот, помогут дополнить и уточнить данные ГИС.

Проведенные на данном этапе петрофизические исследования ряда кимберлитовых и также ультраосновной (пироксениты, оливиниты) и карбонатитовых фаз массивов УЩК Карело-Кольской и Сибирской провинций включали измерение следующих параметров: эффективной пористости ($\Pi_{эф}$, %) и плотности твердой фазы (ρ , г/см³) – методом гидростатического взвешивания сухих и полностью насыщенных водой образцов [5]; скоростей продольных волн (V_p, км/с) – прозвучиванием тестером УК1401 и замеров магнитной восприимчивости (χ , 10⁻⁵ ед. СИ) – каппаметром ПИМВ-1М. По полученным исходным значениям плотности можно рассчитать ее величину (объемную массу) для насыщенных водой пород в массиве:

$$\rho_{\rm H} = \rho \cdot (1 - K_{\rm II}) + \rho_{\rm B} \cdot K_{\rm II}$$

где K_n – коэффициент пористости, ρ_B – плотность воды (минерализованного раствора). С учетом ρ_H можно также получить значение удельного волнового сопротивления пород в массиве (как произведение $\rho_H \cdot V_p$).

Удельное электросопротивление по существу имеет прямую зависимость от величины пористости. В связи с заметным уменьшением эффективной пористости с глубиной объемная масса и удельное волновое сопротивление будут возрастать в этом направлении быстрее, чем плотность твердой фазы и скорость продольных волн, измеренные на образцах, а удельное электросопротивление – значительно снижаться.

Результаты исследований

Для рассмотрения петрофизической зональности массивов УЩК следует вначале кратко остановиться на особенностях их геологического строения и рудоносности [1, 2]. Рудоносные массивы УЩК представлены главным образом комплексами зонально-кольцевого строения, в меньшей мере — линейными системами. Для них характерно сочетание штоков, конических, цилиндрических, радиальных даек, жильных, штокверковых и



Обобщенная модель карбонатитовых месторождений в выходящих на поверхность (a) и скрытых (б) массивах УЩК: 1 – эффузивные (a) и экструзивные (б) фации пород различного состава; 2 – карбонатиты (a – итоки, б – жилы); 3 – нефелиновые и щелочные сиениты; 4 – фоидолиты; 5 – ультрамафиты; 6 – разрывные нарушения. Символы (в кружках) соответствуют полезным компонентам в рудах

метасоматических зон, сложенных последовательными сериями пород (от ранних к поздним): ультрамафитами, фоидолитами, мелилитовыми породами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, пикритовыми порфиритами-альнеитами, карбонатитоидами и камафоритами; кальцитовыми, доломитовыми, анкеритовыми и сидеритовыми карбонатитами. Характерно, что по сравнению с кимберлитами площадь массивов в плане обычно значительно больше и составляет от первых единиц до десятков и, как исключение, до 1500–2000 км². Преобладающие типы руд закономерно меняются при переходе от одного уровня к другому (рисунок).

Малоэродированные массивы УЩК обычно овальной (до линзовидной) в плане формы сложены преимущественно нефелиновыми, щелочными сиенитами и карбонатитами. Широко развиты калишпатизация ийолитов, альбитизация и канкринитизация сиенитов, фенитизация рамы вмещающих пород. Карбонатиты составляют от 25 до 75 % площади массивов и образуют многостадийные штокообразные, жилообразные тела, штокверки и метасоматические залежи кальцитового, анкеритового, сидеритового и доломитового составов с промышленной (уран)-ниобиевой (пирохлор-гатчеттолит), редкоземельной, апатитовой, флюоритовой, изредка в пироксенитах – титано-магнетитовой минерализацией.

Среднеэродированным массивам свойственны округлая и овальная в плане форма и зональнокольцевое строение, осложненное линейными телами поздних карбонатитов. Широко развиты фоидолиты, многостадийные карбонатиты (от 10 до 50 % площади массивов), в меньшей мере, пироксениты. Наиболее полно представлен кальцитовый тип кар-(уран)-ниобиевыми бонатитов с (пирохлоргатчеттолит), апатит-магнетитовыми, флогопитовыми, флюоритовыми, редко – медными (халькопирит) рудами. Анкеритовые карбонатиты могут содержать промышленные концентрации редких земель.

Глубокоэродированные массивы с абиссальными комплексами пород характеризуются овальными и линзовидными очертаниями в плане.

Преобладают ультрамафиты (оливиниты, пироксениты), распространены породы якупирангит-мельтейгитийолитовой серии. Карбонатиты, щелочные и нефелиновые сиениты образуют трещинные тела (от 1 до 5%, максимум до 10% площади массивов). Промышленное значение имеют флогопит, апатит и титаномагнетит-перовскитовые руды.

Следует отметить, что представленная общая вертикальная зональность оруденения может быть проявлена не полностью, т.е. отдельные типы рудной минерализации могут не иметь промышленного значения или полностью отсутствовать.

Карбонатитовые месторождения линейного (тектоно-плутоногенного) типа представлены сериями крутопадающих трещинных тел доломит-кальцитовых карбонатитов во вмещающих их сиенитах. Фоидолиты и ультрамафиты имеют резко подчиненное развитие. Оруденение обычно представлено ураноносным пирохлором, апатитом, минералами тантала и редких земель.

В ряде районов отмечаются скрытые массивы, которые прогнозируются глубинными геофизическими методами. На этих территориях проявлена фенитизация пород, отмечается концентрация жильных проявлений анкерит-доломитовых карбонатитов, даек и трубок щелочных (сиенит-порфиры) и ультраосновных (пикритовые порфириты-альнеиты и их брекчии) пород.

В число относительно более полно изученных вошли месторождения Ковдор, Вуориярви, Салланлатва, Себльявр, Африканда (Карело-Кольский регион). Менее представительная коллекция образцов имелась по массивам Белая Зима, Большой Жидой, Большая Тагна, Горное Озеро, Ессей, Томтор (Восточная Сибирь). Образцы были предоставлены сотрудниками ВИМСа (Н.А. Данильченко, Н.В. Скоробогатовой, С.В. Соколовым, А.А. Фроловым) и ИМГРЭ (Ю.А. Багадасаровым).

Средние величины изученных параметров по ультраосновным карбонатитовым фазам массивов, а также пикритам, мелилитовым и калишпатовым породам представлены в табл. 1. Ранние (преобладающие в низах разрезов массивов) ультраосновные фазы характеризуются повышенными значениями плотности и магнитной восприимчивости, которые также характерны и для ранних фаз карбонатитов вследствие повышенного содержания титаномагнетита и темноцветных породообразующих минералов. По мере перехода к поздним карбонатитам и калишпатовым метасоматитам (калишпатизированные сиениты и йолиты) происходит заметный рост эффективной пористости, а плотность и магнитная восприимчивость имеют несколько повышенные значения лишь в поздних карбонатитах за счет высоких содержаний анкерита и особенно сидерита. Пикриты и мелилититы также (по предварительным данным) характеризуются повышенной пористости, которая возрастает в рудоносных фазах особенно вблизи повышенно-рудоносных участков.

Таблица 1

Тип пород (число образцов)	Уровни среза массивов	П _{эф} ,%	V _p , км/с	ρ, г/см ³	χ, 10 ⁻⁵ ед. СИ
Пикриты (3)		0,6	5,50	2,92	930
Мелилититы (2)		0,3	4,30	3,19	7200
Калишпатиты (3)		2,8	4,70	2,58	13
Карбонатиты:					
Сидеритовые (3)	Веруций	6,5	4,10	3,63	12100
Анкеритовые (5)	Берхний	2,2	4,40	3,20	7308
Доломитовые (19)		1,8	3,60	2,96	5558
Актинолит-кальцитовые(8)	Средний	0,6	3,60	2,83	343
Магнетит-кальцитовые(24)		0,9	3,70	3,09	18727
Биотит-кальцитовые (23)	Циманий	0,9	4,10	3,01	8550
Пироксениты (43)	пижнии	0,9	4,10	3,45	17838

В разрезе отдельных фаз по некоторым массивам устанавливается незначительное падение эффективной пористости с глубиной, но при этом остальные параметры меняются в разрезе незакономерно, с локальными вариациями минерального состава (содержанием рудных и темноцветных нерудных минералов) (табл. 2). В целом изученные фазы массивов имеют меньшие по сравнению с кимберлитами (особенно брекчиями) значения эффективной пористости (прежде всего, ультраосновные фазы), значительно более высокие величины магнитной восприимчивости и плотности. Эти свойства контрастно отличают их от вмещающих кристаллических пород фундамента и осадочных толщ чехла. Пикриты, образующие отдельные небольшие тела или дайки, имеют несколько повышенную магнитную восприимчивость, высокую скорость продольных волн и плотность, низкую пористость. Это сближает их с порфировыми кимберлитами глубоких горизонтов трубок.

Таблица 2

Массив, тип пород	Глубина, м	ρ, г/см ³	V _p , км/с	П _{эф} ,%	χ , 10 ⁻⁵ ед. СИ
	0	2,75	4,9	1	19
	0	2,77	3,9	1,5	310
	0	2,80	5,3	1,1	740
Вуори-Ярви, магнетит-	0	2,76	5,0	0,8	70
кальцитовые карбонатиты	29	3,26	2,3	0,5	26000
	94	2,83	3,6	0,8	3300
	132	2,88	2,7	1	5000
	382	2,82	2,3	0,7	830
	72	2,86	2,0	1,1	7700
Себльявр, биотит-	180	2,99	3,0	1,1	12000
кальцитовые карбонатиты	198	3,27	3,0	1	6500
	386	3,07	2,5	1	18000
	0	4,17	3,8	0,7	37000
	0	3,89	6,3	1,4	35000
Duonu (Innu runouoouuru	45	3,51	4,2	0,5	28000
Буори-ярви, пироксениты	81	3,39	3,4	0,7	16000
	138	3,37	3,3	0,7	20000
	188	3,45	5,1	0,1	9400
	70	3,31	2,2	1,5	82
Kappan annouser	167	3,45	3,7	0,6	27000
ковдор, пироксениты, оли-	192	2,72	3,5	0,6	46
виниты	193	3,36	5,0	0,6	12000
	387	3,34	4,8	0,6	6700

Петрофизические параметры кимберлитов были проанализированы как по результатам собственных исследований, так и по обобщенным опубликованным данным [6]. В обоих случаях получены в целом аналогичные результаты. Значения плотности по нашим данным обычно выше, поскольку они соответствуют плотности твердой фазы. Установлен минимум значений плотности, максимум – пористости и невысокие значения магнитной восприимчивости для пород кратерных фаций (образцы из трубок Ненокского поля, трубки Мир, Юбилейная, Восток) и также зоны выветривания – для диатремовой части эродированных массивов (табл. 3, 4). С глубиной, как правило (особенно в пределах одной и той же фазы), растут магнитная восприимчивость, плотность, скорость продольных волн при одновременном уменьшении пористости. Сопоставление данных по нескольким трубкам не всегда позволяет выявить эти закономерности в вертикальном разрезе. Это связано с различными уровнями значений этих характеристик для разных тел, часть из которых представлена на одной и той же глубине и может быть сложена в основном брекчиями, другая – более плотными автолитовыми и порфировыми разностями.

т	я	б	п	и	п	а	3
1	а	U.	11	И	ц	a	5

Трубка	Глубина (от поверхности среза кратера), м	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ ед. СИ
	0–100	2,03	23,60	233
ока	100-200	2,09	22,65	199
Кат	200–300	2,21	16,63	330
	300–400	2,35	15,00	549
	0–100	1,88	-	40
хал	400–500	2,35	-	1936
Ай	500-600	2,32	7,51	_
	600–700	2,36	9,85	_
К	0–100	2,21	26,78	26
іска	100–200	2,35	16,69	77
бин	200–300	2,49	10,20	263
туо	300–400	2,46	10,48	332
Ро	400–500	2,62	5,94	21
	0–100	2,24	23,43	169
сая	100-200	2,41	15,66	28
1HCF	200–300	2,46	12,56	29
ibdī	300–400	2,77	4,40	1492
Нк	400–500	2,62	6,83	1563
	500-600	2,58	5,93	2562
Уланная Зап	0–100	2,44		2113
у дачная-зап.	100–200	2,47		2264
Юбилейная	150	2,27	18,01	1992
Boctor	0–29	2,39	11,84	
BOCIOK	30–80	2,22	15,65	
Custume	77	2,41–2,44	17-21	
Спутник	120	2,46	14,5	
	0–100	2,32	14,85	
Mun	100–200	2,41	14,93	
мир	220	2,38	17,50	
	654	2,38	22,50	

Повышенная алмазоносность верхних (подкратерных) интервалов может быть связана с относительно меньшим временем кристаллизации пород по сравнению с глубокими горизонтами, где за больший временной интервал его завершения заметно возрастал потенциал кислорода. На этих горизонтах отмечаются повышенные содержания магнетита (рост магнитной восприимчивости с глубиной). В процессе роста активности кислорода происходили коррозия и постепенное растворение алмазов [7, 8]. Для эруптивных брекчий, повидимому, этот фактор мог иметь меньшее значение за счет быстрой скорости внедрения и дегазации. В этих породах высокая пористость часто характерна и для достаточно глубоких уровней среза (трубки Сытыканская, Мир).

		Зоны	Кратер					Диатрема				
	Гл	убина, м	0-100	100-200	200-300	300-400	400-500	500-600	600-700	700-800	800-900	900-1000
		ρ, г/см ³		2,57	2,60	2,66		2,64				
	хал	П _{эф,} %		8,06	7,74	4,15		1,52				
	Ай	χ, 10 ⁻⁵ ед.СИ		208	73	536		225				
		V _{р,} км/с		3,45	2,91	3,61		4,10				
	ская	ρ, г/см ³		2,72								
	оль(П _{эф,} %		16,15								
	COMC	χ, 10 ⁻⁵ ед.СИ		1820								
	Kom	$V_{p,}$ км/с		2.74								
К	Ja	ρ, г/см ³		2,62	2,65	2,66	2,69	2,7	2,73	2,67		2,70
yбo	Гри(П _{эф,} %		11,0	13,7	9,1	7,52	7,1	8,4	6,2		6,7
втр	B.]	χ, 10 ⁻⁵ ед.СИ		60	30	56	440	750	169	388		1261
имберлито	МИ	V _{р,} км/с		2,39	1,32	2,45	1,68	1,80	1,34	1,46		1,62
	онер-	р, г/см ³					2,66	2,70	2,72	2,71	2,75	2,84
етры н	ая, Пис ая	П _{эф,} %					9,1	10,4	10,5	12,4	0,9	2,1
с парам	майск ск	χ, 10 ⁻⁵ ед.СИ					40	48	41	40	1500	800
ические	Перв	V _{р,} км/с					3,33	3,3	4,4	4,7	6,67	5,65
еифс	12	р, г/см ³					2,8					
Летро	ı, 50,∠	П _{эф,} %					1,7					
	Іобеда	χ, 10 ⁻⁵ ед.СИ					1787					
	Ц	V _{р,} км/с					4,0					
	бки	р, г/см ³	2,66	2,59	2,64	2,64	2,69	2,63	2,70			
	е тру	П _{эф,} %	17,9	8,0	6,8	4,2	5,4	11,0	12,7			
	инод	χ, 10 ⁻⁵ ед.СИ	491	206	321	491	128	598	1282			
	Π	V _{р,} км/с	2,5	3,67	3,33	3,91		2,82	2,49			

Декомпрессия и интенсивная дегазация расплава (что косвенно фиксируется по скачкообразному росту пористости вверх по разрезу) приводили к образованию ликвационных автолитовых разностей порфировых кимберлитов, а выше по разрезу и брекчий. Такая зональность характерна для второй фазы трубки им. В. Гриба [9]. Резкое падение магнитной восприимчивости и плотности вверх по разрезу связано с удалением из расплава тяжелой (рудно-карбонатной) фракции, частично сохраненной в автолитах. Подобная вертикальная зональность описана и для ряда алмазоносных кимберлитов субпровинции Слейв в Канаде [10]. Однако в целом (аналогично массивам УЩК) контрастность изменения петрофизических свойств в объеме трубок может быть обусловлена изменением соотношения с глубиной между объемами отдельных фаз и разновидностей: порфировых кимберлитов, брекчий, кратерных фаций.

Помимо поисковых задач структурно-петрофизические исследования могут быть использованы и на этапе поисково-оценочных работ – при оценке алмазоносности выявленных кимберлитовых тел. Проведенное нами ранее сравнение характеристик 130 образцов кимберлитов из различных трубок Якутии показало, что кимберлиты одних и тех же фаций из алмазоносных трубок в среднем имеют относительно повышенные значения пористости и меньшие – магнитной восприимчивости, плотности и упругих параметров [11]. С учетом изменений всех свойств в вертикальном разрезе отдельных фаз можно предполагать, что установленные различия могли быть более контрастными, если бы значительная часть образцов имела привязку по глубине. Большое значение также имеет оценка реального эрозионного среза трубок по отношению к кратерной части, что в принципе можно сделать, если имеются трубки с сохранившимися кратерами и проведен анализ палеостратиграфии для конкретной площади.

В заключение можно сделать вывод, что начальный этап проведенных исследований позволил выявить структурно-петрофизическую зональность массивов УЩК и кимберлитов, которая на отдельных горизонтах достаточно контрастно отличается от зональности вмещающих пород как по уровню значений свойств, так и по структуре. Расширение комплекса этих исследований позволит использовать их для повышения эффективности геофизических исследований на закрытых площадях.

Список литературы

1. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). – М.: НИА «Природа», 2005. – 539 с.

2. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. – М.: НИА «Природа», 2003. – 494 с.

3. Сараев А.К., Пертель М.И., Никифоров А.Б. и др. Особенности проявления кимберлитовмещающего разлома в Накынском поле по данным АМТЗ // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003.

4. *Малышева Е.Н., Левин А.А.* Малоглубинная сейсмика – некоторые результаты и перспективы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003.

5. Старостин В.И., Дергачев А.Л., Харкович К. Структурно-петрофизический анализ месторождений. – М.: Изд-во МГУ, 1994. – 288 с.

6. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2002. – 685 с.

7. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. – 371 с.

8. *Fedortchouk Y., Cani, D. and Carlson J.A.* Oxygen fugacity of kimberlite magmas and their relationship to the characteristics of diamond populations // Long Abstracts, 8th International Kimberlite Conference Lac de Gras, N.W.T. – Canada, 2003.

9. Бурмистров А.А., Гаранин К.В., Старостин В.И., Южаков Л.С. Сравнительный анализ петрофизических параметров порфировых кимберлитов трубки им. В. Гриба (Архангельская область) и Айхал (Якутия) // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005.

10. *Hetman C.M., Scott Smith B.H. and Winter F.W.* Geology of the Gancho Kue kimberlite Pipes, NWT, Canada: root to diatreme transition zones // Long Abstracts, 8th International Kimberlite Conference Lac de Gras, N.W.T. – Canada, 2003.

11. Бурмистров А.А., Старостин В.И. Петрофизические характеристики и некоторые особенности строения и состава кимберлитовых полей и массивов Якутии // Изв. секции наук о Земле РАЕН. – 2003. – Вып. 10. – С. 78–97.

УДК 550.81:553.251

ОПЫТ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ И НА СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.В. Вержак, Г.В. Минченко, В.А. Ларченко, В.И. Сотников, А.П. Гунин

«АЛРОСА-Поморье» АК «АЛРОСА», г. Архангельск

Излагается опыт проведения геофизических, шлихоминералогических, геохимических методов поисков кимберлитов в условиях закрытых территорий Зимнебережного алмазоносного района (ЗАР) и Онежского алмазоносного района (ОАР) Архангельской алмазоносной провинции (ААП), Карельского алмазоносного района (КАР), их проблемы и перспективы развития. приводятся результаты 6-летнего проведения поисков в ЗАР в 2001–2007 гг. Обсуждается специфика поисковых работ в условиях закрытых территорий Северо-Запада РФ. Раскрываются существующие проблемы научного сопровождения поисков в ЗАР.

В пределах Архангельской алмазоносной провинции применяется сформировавшийся к началу 80-х годов XX века комплекс поисковых методов, который привел к выявлению новой алмазоносной провинции в пределах севера Восточно-Европейской платформы. В принципе по набору методов это комплекс ничем не отличается от комплекса, применявшегося во всем мире. Однако ААП имеет свои специфические геологические особенности, что вызывает свою специфику применения поисковых методов, во главу которых в пределах ААП поставлены геофизические методы поисков (преимущественно, магниторазведка), а шлихоминералогический метод выступает в качестве вспомогательного поискового метода. Причем на разных стадиях поисков в ААП применимость, значение и эффективность разных методов поисков меняются.

Геофизические методы поисков

Анализ результатов применения аэромагнитных съемок (АМС) в пределах ЗАР показал, что в результате выполнения аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000 (АМС-25) была выявлена только трубка-лидер, трубка Поморская – одна из трубок с наиболее высокомагнитными свойствами, которая выделяется как в аномальном поле в виде слабоконтрастной аномалии (дислокации) на фоне региональной аномалии, так и в локальном поле в виде контрастной аномалии 24а с интенсивностью 14 нТл. При детализации масштаба 1:5 000 на земле магниторазведкой интенсивность аномалии возросла до 86 нТл. Это наиболее контрастная на земле аномалия от кимберлитового тела в пределах Зимнебережного алмазоносного района. Дальнейшая заверка высококонтрастных аномалий по данным АМС-25 в пределах ЗАР не принесла результатов, все они оказались связанными с четвертичными отложениями разной мощности. Наличие алмазоносного кимберлитового тела Поморская послужило основанием для постановки аэромагнитной съемки масштаба 1:10000 на всей территории ЗАР. В результате этого было выделено большое количество аэромагнитных аномалий. При их заверке было выявлено 46 кимберлитовых тел, трубок и силлов, интенсивностью от 1,5 (трубка Белая) до 31 (трубка Мегорская) нТл по данным АМС-10 и интенсивностью от 4 (трубка им. В. Гриба) до 78 нТл (трубка Победа) по данным наземной детализации. Эффективность заверочных работ колебалась от 20 % (Зимнегорский отряд) до 12,5 % (Чубальский отряд). После выявления этих тел в последующие годы заверочные работы сместились на запад ЗАР и фактическая эффективность геофизических поисков скатилась к нулю, все кимберлитовые тела с контрастными магнитными свойствами по данным АМС-10 были выявлены

Выходом из этого положения послужили результаты опытно-методической съемки масштаба 1:5000, выполненной над месторождением им. М.В. Ломоносова в начале 90-х годов. Они показали, что аномалии над такими слабомагнитными трубками как Белая (выявлена Беломорской экспедицией) усилились в 3-4 раза за счет снижения высоты и скорости полета, а также увеличения плотности сети в 2 раза, что позволило выделять их более эффективно по сравнению с АМС-10. Эти результаты позволили внедрить в практику геофизических поисков ЗАР АМС-5. Это сразу привело к выявлению новых кимберлитовых тел со слабомагнитными свойствами. Так ЗАО «Татнефть-Кратон» выявило две новых кимберлитовых трубки на Светлинской лицензионной площади: Озерная и Ц-215 в непосредственной близости от известных тел Крутиха северная и Крутиха южная в пределах Ижемского поля. Подобный успех привел к массовому внедрению АМС-5 в практику поисковых работ в пределах ЗАР. Основываясь на результатах АМС-5, выполненной в центральной части ЗАР на Кепинской и Верхнекепинской площадях, «АЛРОСА-Поморье» АК «АЛРОСА» в 2005-2007 гг. выявило 4 новых кимберлитовых тела - трубки Рождественская, Галина, 495а и 7466, а также новый силл (495в). ФГУП ЦНИГРИ на Отугском участке Кепинской лицензионной площади было выявлено два новых кимберлитовых тела: К-3 и К-8. Анализ полученных результатов показал возможность выявления в центральной части ЗАР новых кимберлитовых тел, в том числе и промышленно-алмазоносных, в частности в районе трубки 7466, где возможно выявление нового рудного узла. Основываясь на разных поисковых критериях, можно предположить возможность выявления еще ряда новых кимберлитовых тел разных размеров и форм (трубки и силлы), часть из которых пространственно приурочена к древней четвертичной палеодолине, рассекающей карбонатное плато ЗАР.

Анализ результатов аэроэлектроразведочных работ методом ДИП-А масштаба 1:10 000, выполненных на всей территории ЗАР, показал, что наиболее контрастные электроразведочные аномалии образуются над четвертичными палеодолинами, что позволяет наметить сеть развития древних палеодолин. Вторая группа контрастных аномалий связана с зонами подтока минерализованных вод по зонам разломов. Третья группа наименее контрастных электроразведочных аномалий связана с фациальным замещением в рудовмещающей толще песчаных авандельтовых пачек пород алевролитовыми пачками. Наблюдается общая корреляция известных кимберлитовых тел с древними четвертичными палеодолинами, при этом часть кимберлитовых тел приурочена к краевым частям этих палеодолин. Известные кимберлитовые тела в качестве самостоятельных локальных электроразведочных аномалий не выделяются. В этих условиях применение аэроэлектроразведочных работ целесообразно для картирования тектонического строения территории как основы для проведения поисковых работ.

Необходимость наземной детализации аномалий в ЗАР основана на разном поведении магнитных аномалий над кимберлитовыми телами. В первом случае происходит классическое усиление в 3–4 раза локальной магнитной аномалии от кимберлитового тела (трубки Поморская, Первомайская, Кольцовская). Во втором случае происходят ослабление сигнала от кимберлитового тела (трубка им. В. Гриба) и распад единой аномалии на несколько низкоинтенсивных эпицентров (трубка Архангельская, им. М.В. Ломоносова), смещающихся в краевые части диатремы. Смещение эпицентра аномалии относительно центра диатремы характерно для многофазных диатрем (им. Карпинского 1 и им. Карпинского 2). У диатрем с двумя подводящими каналами наблюдается два магнитных эпицентра (Чидвинская) над каждым из самостоятельных каналов.

Масштаб наземной детализации необходимо выбирать 1:5 000. Это наиболее оптимальный вариант. Сгущение сети наблюдений до масштаба 1:2 000 и детальнее, ни к чему хорошему не приводит. В этом случае непомерно возрастает объем помех от четвертичных отложений в верхней части разреза, и аномалии

становятся очень сложными для интерпретации. Поэтому, исходя из опыта работ в ЗАР, в независимости от детальности АМС, детализация аномалий выполняется в масштабе 1:5 000.

При детализации аномалий применение электроразведочных методов основывается на эффекте «проводника, уходящего на глубину в бесконечность» от кимберлитового тела. При этом электроразведка может выполняться как в виде отдельных профилей через эпицентр магнитной аномалии вкрест ее простирания с выходом в фон, так и в площадном варианте. В последнем случае вторым важным признаком является наличие зон тектонических нарушений в пределах участка детализации, фиксируемых в виде нарушения сплошности горизонтального залегания пластов рудовмещающей толщи, часто за счет подтока минерализованных вод.

Таким образом вырисовывается применение комплекса геофизических методов. В качестве основного метода геофизических поисков применяется аэромагниторазведка с наземной детализацией магнито- и электроразведочными методами. В качестве вспомогательного метода возможно использовать аэроэлектроразведку, позволяющую уточнить структурно-тектоническое строение территории.

Опыт выполнения геофизических поисков в пределах ЗАР показывает, что в настоящее время исчерпан фонд ПГУ 1, 2 и 3-й очереди. Работа ведется с остаточным фондом ПГУ на уровне точности выполнения аэромагнитной съемки и наземных работ. Эффективность таких поисков очень низкая, в этих условиях необходимо переходить от заверки наиболее контрастных аномалий к заверке аномалий по структурнотектоническому принципу в выделенных перспективных кимберлитовмещающих зонах разломов мощностью от 500 до 1000 м и ориентированных по удлинению известных кимберлитовых тел. На основании анализа мирового опыта расположения известных кимберлитовых тел выявлены отчетливый их цепочечный характер расположения в кластере и факт существования кимберлитовых тел сателлитов типа трубок Мир – Спутник в Мирнинском поле в Якутии и Первомайская – Белая в пределах ЗАР. Таким образом, в настоящее время при поисках в ЗАР основной упор делается на геофизические поиски в кластерах известных кимберлитовых тел по структурно-тектоническому принципу.

Опыт применения грави- и сейсморазведки в пределах ЗАР показал ограниченный эффект от их применения. Так, гравиразведка не имела практического значения как прямой поисковый метод ввиду незначительной разницы между плотностью рудовмещающей толщи и кимберлитовыми диатремами – 0,05–0,15 мгл (трубка Снегурочка) в верхних частях диатрем. Однако она дала хороший результат относительно глубинного строения нижней части разреза кимберлитовмещающей толщи и позволила выделить основные блоковые структуры кристаллического фундамента, что имело очень важное значение для выделения наиболее перспективных площадей под опоискование. Сейсморазведка также не дала прямого результата, хотя показала, что кимберлитовые тела выделяются в виде субвертикальных зон потери корреляции. Однако зонами потери корреляции отбиваются также и все тектонические нарушения, поэтому сейсморазведочные методы тоже не однозначны. Зато эффект от интерпретации выявленных зон тектонических нарушений очень велик, он позволил на основе анализа структурно-тектонического строения выделить рудоконтролирующие и рудовмещающие зоны разломов и ориентировать дальнейшие поиски по ним, что привело к выявлению новых кимберлитовых тел с низкими значениями магнитный свойств.

Таким образом, опыт применения грави- и сейсморазведки в пределах ЗАР показал целесообразность их применения в пределах центральных частей известных промышленно-алмазоносных районов для уточнения их структурно-тектонического строения и выделения зон рудоконтролирующих и рудовмещающих зон разломов с целью ориентации поисковых работ на слабомагнитные кимберлитовые тела по структурно-тектоническому принципу.

Шлихоминералогические методы поисков

Филиал выполняет основные поисковые работы в одном из наиболее сложных по геологии регионов мира на территории ЗАР и ОАР. Вся территория этих районов относится к закрытому IV типу поисковых территорий с мощностью перекрывающих осадков в широких пределах от 20 до 100 м и более. Почти сплошным покровом их перекрывают палеозойские коллектора, которые, в свою очередь, залегают под толщей карбонатных осадков. Плащ из четвертичных осадков закрывает всю территорию, на которой отмечаются 2 этапа формирования разнонаправленных ледниковых осадков из разных источников (Скандинавский – северо-запад на юго-восток и Новоземельский – субмеридиональный) и 4 этапа перестройки речной сети в четвертичное время, приведшие к захоронению древних четвертичных палеодолин, которые современная гидросеть наследует только фрагментами.

Анализ выявленных ореолов минералов-индикаторов, выполненный в конце 70-х и начале 80-х годов прошлого века специалистом-минералогом В.К. Соболевым, показал, что подавляющая их часть принадлежит к индивидам мелкой размерности (доминирует класс –1+0,5 мм) высокой степени изношенности с ограниченной информативностью. Весьма информативными оказались только единичные неизношенные зерна пиропов с реликтами первично-магматической поверхности, выделенные В.К. Соболевым в аллювии реки Падун, в низовьях реки Белая и низовьях ручья Тучкин, в среднем течении реки Золотица близ устья реки Светлая. В дальнейшем единичные неизношенные знаки пиропов были найдены в бассейне реки Кепина. Изучение местоположения этих находок показало, что месторождение им. М.В. Ломоносова отражается в аллювии современных рек только 3 зернами неизношенных пиропов: 2 – на северном фланге и 1 – на южном фланге. В этих условиях стало ясно, что шлихоминералогический метод поисков, основанный на многочисленных находках алмазов и ореолов неизношенных минералов-индикаторов, работает не так эффективно, как бы хотелось.

Изучение вторичных коллекторов каменноугольного возраста и базальных частей четвертичных отложений показало что, несмотря на то, что количество самих минералов-индикаторов в них существенно возросло, объем неизношенных минералов-индикаторов возрос незначительно, в связи со сложной историей их формирования они не могут служить основанием для прямых шлихоминералогических поисков кимберлитовых тел. Таким образом, на региональной стадии шлихоминералогических поисков удалось только очертить самые общие контуры ЗАР и выявить ореолы неизношенных минералов-индикаторов, состоящих из единичных зерен пиропов, указавших на наличие коренных источников округлых алмазов на данной территории. Проведение поверхностных шлихоминералогических поисков по современному аллювию на стадии поисковых работ на лицензионных площадях следует считать не обоснованными и малоэффективными.

Проблема шлихоминералогического поиска по палеозойским коллекторам осложняется, во-первых, полной денудацией наиболее древнего первичного площадного верхнедевонского коллектора. Во-вторых, неблагоприятным фациальным строением палеозойских коллекторов, в составе которых резко доминируют низкоинформативные тонкозернистые морские и прибрежно-морские осадки. В-третьих – наличием двух типов промышленных кимберлитов: с аномально низким объемом минералов-индикаторов 2–100 г/т (месторождение им. М.В. Ломоносова) и с высоким содержанием минералов-индикаторов 5–14 кг/т (месторождение им. В. Гриба). В последнем случае фоновые концентрации дальнеприносных ореолов минералов-индикаторов заглушают ореолы минералов-индикаторов от тел с их низкой концентрацией. В данном случае опыт многолетних шлихоминералогических поисков требует сплошного опробования нижних частей разреза вскрытых палеозойских коллекторов, а также в качестве наиглавнейшего фактора считать факт находки единичных неизношенных минералов-индикаторов, указывающих на присутствие в непосредственной близости от места находки минерала-индикатора неизвестного кимберлитового тела.

Позитивным оказался опыт применения «канадского» (финского) шлихоминералогического метода поисков кимберлитов в ледниковых осадках на Северо-Западной площади на севере Республики Карелия в КАР, который позволил выделить и оконтурить два перспективных участка – Гусиный и Кайман – в ранге неизвестных кимберлитовых кустов нового кимберлитового поля. Состав изученных минералов-индикаторов указывает на их принадлежность к алмазоносным кимберлитовым телам.

Сравнительный анализ Якутской алмазоносной провинции и ААП показывает, что при проведении шлихоминералогических поисков в первом случае мы имеем, в основном, значительно эродированные тела с высокими концентрациями минералов-индикаторов, которые служили поставщиком весьма значительного объема как алмазов, сформировавших россыпи, так и минералов-индикаторов, послуживших основой для проведения поисковых работ. Во втором случае мы имеем дело с весьма слабо эродированными телами с низкими концентрациями минералов-индикаторов, поставившие во вторичные коллектора палеозойского и четвертичного возраста незначительное количество алмазов и минералов-индикаторов, что сильно затрудняет прямые поиски шлихоминералогическим методом.

С нашей точки зрения, в условиях доминирования в разрезах всех типов коллекторов дальнеприносных ореолов наиболее целесообразно выполнять микрозондовое изучение только неизношенных и мало изношенных минералов-индикаторов из изученных ореолов. Микрозондовый анализ сильно изношенных минералов-индикаторов не имеет особого смысла, так как невозможно проследить их источник. Возможно получение только информации о наличии где-то в неизвестном районе неизвестных кимберлитовых тел. Опыт эксплуатации разработанной системы пробоподготовки показал ее ограничения в производительности при применении системы ручной промывки, что серьезно тормозит шлихоминералогический метод поисков. В этих условиях внедрение тяжелосредной установки для подготовки шлиховых проб по методике компании Де Бирс является выходом из ситуации, к тому же позволяющим серьезно улучшить качество пробоподготовки, особенно в условиях закрытых территорий ААП, когда весь упор делается на выделение единичных неизношенных минералов-индикаторов.

Специфика исследований

Отработка двух поисковых площадей на севере (Ручьевская) и юге (Юрско-Двинская) ЗАР не принесла ожидаемых поисковых результатов – кимберлитовые тела не были выявлены. Показан дальнеприносной характер обнаруженных ореолов минералов-индикаторов, их предельная изношенность.

Площади на флангах ЗАР и площади в пределах ОАР не готовы к прямому проведению поисков. Опыт 6-летнего проведения работ показывает, что до проведения поисковых работ на них в обязательном порядке необходимо выполнить районирование территории по условиям ведения поисков и работы по оценке перспектив алмазоносности территорий для выделения и локализации поисковых участков. Данный вид работ выполняется в настоящее время по объекту «Региональный» на Нижнеонежской площади.

Опережающая подготовка площадей для лицензирования становится одной из актуальнейших проблем. Хочется или не хочется, но в сложившихся условиях приходится заниматься этой проблемой и вкладывать в нее финансы. Принципиально методика поисков в условиях закрытых территорий ЗАР ничем особо не отличается от таковой в мировой практике. Весь вопрос только в акцентах и в очередности применения методов, определяемых конкретной геолого-структурной обстановкой. Так, в качестве основного метода поисков в закрытых территориях ААП выступает геофизический метод, а шлихоминералогический – в качестве вспомогательного с изложенными выше ограничениями. В качестве основного заверочного метода выступает колонковое механическое бурение из-за большой мощности перекрывающих отложений от 20 до 100 м. В этом случае требования к точности выполнения АМС-10 или АМС-5 и ее привязки чрезвычайно высоки из-за необходимости детальных расчетов высокоточного определения местоположения заверочных скважин.

Ситуация кардинально меняется в КАР, где в качестве основного инструмента поисков выступает шлихоминералогический метод поисков по ледниковым отложениям четвертичного возраста. Он позволяет локализовать перспективные участки до уровня кластера кимберлитовых тел, проследить ореолы неизношенных минералов-индикаторов от них и ориентировать геофизический метод на выделение локальных магнитных аномалий «трубочного» типа в головных частях выделенных ореолов неизношенных минераловиндикаторов.

Положительные результаты

За семь лет существования филиала получены положительные геологические результаты, как в пределах Архангельской, так и Карельской алмазоносных провинций. В пределах лицензионных площадей компании на территории ЗАР было выявлено 5 новых убого- и слабоалмазоносных кимберлитовых тела: трубки Рождественская, Галина, 495а, 7466 и силлы 495в. При этом можно дать высокую оценку факту выявления алмазоносной трубки 7466 в сложной геолого-структурной обстановке, что знаменует собой открытие нового рудного узла. Если не сама трубка 7466 будет алмазоносным объектом, то рядом с ней возможно выявление весьма интересного объекта, учитывая наличие алмазов в ее кратерных отложениях.

В целом анализ геолого-структурной обстановки указывает на наличие в пределах ЗАР значительного количества не выявленных кимберлитовых тел с низкими магнитными свойствами, преимущественно среднего и малого размера. В пределах палеодолины, разрезающей карбонатное плато в восточной части ЗАР, весьма возможно выявление и крупных по размеру кимберлитовых тел, в том числе под крупными глубокими водоемами (озеро Суксома).

В пределах Кепинской площади сложилась благоприятная ситуация, свидетельствующая о возможности выявления в ближайшие годы нового промышленного месторождения алмазов. Локализована Товская площадь, в пределах которой выявлены перспективные шлихоминералогические ореолы неизношенных минералов-индикаторов, позволяющие надеяться на выявление нового кимберлитового среднеалмазоносного тела, типа месторождения им. М.В. Ломоносова.

В пределах ОАР на территории объекта «Региональный» при проведении оценки алмазоносности Нижнеонежской площади выявлены перспективные шлихоминералогические ореолы неизношенных и слабоизношенных минералов-индикаторов в палеозойских и четвертичных коллекторах, что позволяет локализовать контуры трех новых поисковых площадей под лицензирование.

В Республике Карелия на Северо-Западной площади выявлено и оконтурено два новых перспективных ореола неизношенных минералов-индикаторов в ледниковых отложениях, позволяющих надеяться на выявление двух новых кимберлитовых полей.

На полную мощность запущена вся цепочка эксплоразведочных работ на трубке Архангельская для обеспечения горных работ в карьере: бурение колонковых эксплоразведочных скважин диаметром 230 мм, отбор проб из керна на обогащение, обогащение керновых проб, извлечение алмазов из концентратов, исследование морфологических свойств алмазов, инженерно-геологические исследования проб грунтов. Для обеспечения развития карьера выполняется полный комплекс работ по бурению наблюдательных гидрогеологических и инженерно-геологических скважин с комплексом гидрогеологических работ для уточнения объемов водопритоков в карьер на различных уровнях отработки.

Для развития сети внутрихозяйственных дорог ГОКа им. М.В. Ломоносова выполняется полный комплекс поисковых работ, оценки и разведки выявленных месторождений стройматериалов. На настоящий момент выявлено 7 месторождений песка объемом 963 тыс. м³ и ПГС общим объемом 1350,94 тыс. м³. Большая часть месторождений уже отработана, а часть вовлекается в эксплуатацию.

Проблемы научного сопровождения

При помощи В.П. Афанасьева удалось подготовить профессиональных специалистов-минералогов для диагностики кимберлитовых материалов на современном уровне. Следующей задачей видится обучение геологов-интерпретаторов и ответственных исполнителей объектов основам современного анализа поисковых минералогических обстановок. Внедрение системы оперативного анализа оценки новых кимберлитовых тел и перспективных ореолов на основе результатов шлихоминералогических исследований, проведенных ООО «Институт минералогии», и научно-исследовательских работ по созданию банков данных по морфологии и химизму минералов-спутников алмаза и разработке справочной системы паспортизации кимберлитов и родственных им пород Зимнего Берега Архангельской алмазоносной провинции (Г.П. Кудрявцева и В.К. Гаранин) позволило выполнить первичную разбраковку новых выявленных кимберлитовых тел и ореолов минералов-индикаторов на поисковых площадях в ЗАР, ОАР, КАР и своевременно скорректировать направления поисковых работ.

Существующая эмпирическая аксиома, что самые алмазоносные кимберлитовые тела обладают самыми слабоконтрастными аномалиями, верна как для всего мира, так и для Архангельской алмазоносной провинции. Наличие слабомагнитных тел в пределах ЗАР уже не теория, а практика, которую подтверждает выявление новых кимберлитовых тел с исключительно низкими параметрами магнитных свойств: трубки Галина и 7466 (1,25 и 4 нТл), причем последняя находится в условиях развития отложений палеодолины с высокими магнитными свойствами, чрезвычайно затрудняющими выделение аномалий подобного уровня.

Аппаратурные возможности аэромагнитной съемки исчерпаны как по детальности (масштаб 1:5 000), точности съемки, так и по точности привязки (спутниковая навигация). Необходимо совершенствовать старые (магнито- и электроразведка) и вводить новые геофизические методы поисков.

Совершенствовать магниторазведку можно за счет внедрения векторных и трехкомпонентных магнитометров в ЗАР при проведении аэросъемок и наземной детализации. Введение в методику поисков новых методов аэроэлектроразведки в КАР существенно облегчит разбраковку многочисленных магнитных аномалий от целого комплекса магматических тел: кимберлиты, лампроиты, ультраосновные тела, базиты, щелочно-ультраосновные тела, а также позволит значительно уточнить геолого-структурную основу поисков, выступающую в настоящее время в виде одного из основных критериев поиска.

Большой «черной дырой» Северо-Запада РФ представляется практическое отсутствие петрофизических исследований горных пород, как основы для современного геофизического моделирования, решающего фактора улучшения качества геофизических поисков.

В условиях перехода к заверке аномалий по структурно-тектоническому принципу наиважнейшее значение приобретает выделение в разрезах скважин признаков разломной тектоники и околорудных изменений. В условиях наличия пластичной рудовмещающей толщи, малоамплитудных тектонических нарушений и «сухих» зон разломов без признаков активной гидротермальной деятельности это представляется архисложной задачей из-за очень низкой степени проявленности околорудных изменений, что отчетливо демонстрирует нам карьер на трубке Архангельская. Так при изучении экзоконтактов трубки Архангельская в карьере отчетливо установлено отсутствие задира пластов рудовмещающих пород на контакте с диатремой, зона разрушенных пород по мощности не превышает 0,5–1 м, экзоконтактовые изменения развиты за пределами зоны нарушенных пород на несколько десятков сантиметров, в лучшем случае на несколько метров и представлены только обелением.

Опыт трехлетнего сотрудничества с РГГРУ (П.А. Игнатов) показал, что эти признаки существуют, однако, их проявленность настолько низкая, что необходимо вовлекать в них дополнительно новые факторы. Это указывает на необходимость продления этапа работ по набору комплекса признаков околорудных изменений на базе современных высокоточных аналитических исследований. Конечно, это приводит к удорожанию поисковых работ, но другого выхода сейчас нет.

При помощи кафедры палеонтологии МГУ (А.С. Алексеев и А.Н. Реймерс) удалось кардинально улучшить схему стратиграфического расчленения ЗАР и ОАР. Опыт показывает, что поисковая ситуация в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты при распространении поисковых работ южнее гряды Ветреный Пояс чрезвычайно сложная и запутанная. В этих условиях без палеонтологического обеспечения стратиграфии и точного выделения в разрезе тонкозернистых осадков первичных промежуточных коллекторов с глинистыми базальными отложениями и датировки их возрастной принадлежности для поисковых работ не обойтись ни при каких обстоятельствах. Только это позволяет правильно расшифровывать имеющиеся в районе сложные поисковые ситуации. Анализ эффективности применения научного сопровождения показывает жестокую необходимость улучшения его качества за счет разработки новых методик поисков и внедрения их в практику поисковых работ, что возможно только при увеличении ассигнований на их разработку и опытно-методическое применение.

Список литературы

Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Карта четвертичных образований. – СПБ.: ВСЕГЕИ, 2003.

ЗАДАЧИ И ВОЗМОЖНОСТИ ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Н.Н. Зинчук

Центр подготовки кадров АК «АЛРОСА», г. Мирный

Кратко охарактеризованы основные эпохи мощного корообразования и кимберлитового магматизма в истории развития неогея. Отмечено огромное значение этих сведений для оценки алмазоносности обширных, особенно малоизученных территорий. На примере основных алмазоносных районов Сибирской платформы (Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского) показано, что благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных кор выветривания существовали в позднедевонское - раннекаменноугольное и среднепозднетриасовое время, когда в указанных районах были широко развиты древние коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах. На большом фактическом материале для основных алмазоносных районов Сибирской платформы показано, что результаты комплексного изучения древних кор выветривания и перемыва и переотложения можно успешно использовать при геологопоисковых работах на алмазы на закрытых территориях.

В геологической литературе имеется немало сведений о соотношении эпох мощного корообразования и мантийного магматизма в истории Земли. Так, известный российский учёный В.П. Петров, впервые сформулировавший представление об «эпохах мощного корообразования» [1], охарактеризовал следующие эпохи: а) допротерозойскую (но послеархейскую); б) раннепалеозойскую (докембрийскую или дорифейскую); в) среднепалеозойскую (девонскую или додевонскую); г) раннемезозойскую (позднетриасовую - раннеюрскую); д) третичную (позднетретичную). По мнению В.П. Петрова, эпохи мощного корообразования совпадают с «эпохами минимального осадконакопления» или выделенными Н.М. Страховым [2] «эпохами перерыва», которые закономерно коррелируются с этапами тектонической жизни Земли. Принципиальным вопросом является количество и продолжительность эпох мощного корообразования в истории Земли, так как после каждой из них оставлялись специфические толщи пород. Нами совместно с профессорами Воронежского госуниверситета А.Д. Савко и Л.Т. Шевырёвым обобщены доступные материалы по мощному корообразованию и алмазоносному магматизму [3, 4]. В итоге в [3] опубликована схема, показывающая соотношение в неогее этапов осадконакопления (плошали и типы осалочных образований), эпох мошного корообразования и кимберлитового магматизма. Рассматривая в целом изменение площадей проявлений магматизма в фанерозое, можно отметить, что магматический процесс на континентах Земли развивался циклично, переживая относительные максимумы (ранний кембрий, ордовик, ранняя юра, поздний мел, палеоген) и минимумы (средний кембрий, силур-девон, средняя юра, ранний мел, палеоген). Большинство «пиков» магматизма на континентах действительно отвечают эпохам мощного корообразования: раннепалеозойской, позднетриасовой-раннеюрской, позднемеловой-раннепалеогеновой, миоценовой.

На основании проведённых нами обобщений доступного фактического материала [3, 4] с широким использованием геологического и радиологического датирования пород сделан вывод о наличии в отрезке неогея следующих восьми временных интервалов, различающихся интенсивностью мантийного диапиризма: позднепротерозойская (рифейская), раннепалеозойская, среднепалеозойская, раннекаменноугольная, позднетриасовая-раннеюрская, раннемеловая, позднемеловая-раннепалеогеновая и позднепалеогеноваяранненеогеновая эпохи. Несмотря на то, что основными эпохами корообразования мезокайнозоя (позднетриасовая-раннеюрская, позднемеловая, олигоцен-миоценовая) оказались максимумами магматической активности континентов, в раннем палеозое кимберлитовые трубки взрыва в массовом количестве формировались в пределах обширных поверхностей выравнивания Сибирской платформы и, в меньшей степени, Южной Африки и Южного Китая. Кимберлитовый магматизм раннего палеозоя происходил в две эпохи [3, 4]: менее выраженную раннюю (средний кембрий) и основную, тяготевшую к рубежу ордовика и силура. Однако, особенностью мантийного диапиризма раннего палеозоя было несопровождение его вспышками корового магматизма суши. В отличие от мезокайнозоя, фактор такого магматизма не может рассматриваться в качестве критерия оценки перспектив регионов на коренные месторождения алмазов, хотя мантийный диапиризм имел место только в регионах формирования мощных кор выветривания [3,4]. Средний-поздний палеозой характеризуется однонаправленным плавным усилением магматических процессов на площадях, лежащих вне морских трансгрессий. Так, для суши позднего девона были характерны трапповые излияния, в то время как карбону свойственен преимущественно глубинный (интрузивный) магматизм, а перми – излияние лав преимущественно во внеплатформенных областях. Ранее проведёнными нами исследованиями установлено, что внедрение алмазоносных диатрем, коровый магматизм, формирование мощных кор выветривания – процессы взаимосвязанные и одновременные, обнаруживающие тенденцию ко все лучше выраженному сочетанию и взаимосвязи, хотя в целом эти процессы периодичны.

Позднепротерозойская (рифейская) эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма была развита повсеместно [3, 4], о чём свидетельствуют остатки сохранившихся кор выветривания этого возраста на различных древних платформах мира. Так, на Сибирской платформе и её складчатом обрамлении обнаружены реликты рифейских кор выветривания в Алтае-Саянской области, в Горной Шории, около г. Иркутска, где нередко отмечаются сформированные в указанную эпоху бокситовые месторождения. На Восточно-Европейской платформе коры выветривания установлены в местах, где сохранились перекрывающие отложения венда или нижнего палеозоя. Описаны такие элювиальные толщи на Украинском, Воронежском и Белорусском массивах, а также в Северо-Онежском бокситоносном районе и на территории Волго-Уральской области. Рифейские диатремы, жилы и дайки алмазоносных кимберлитов известны в Африке и на Китайско-Корейской платформе. Считается, что древние докембрийские алмазы характеризуются преимущественно округлой формой и скрытокристаллическими разностями (карбонадо, баллас), которые в целом не характерны для более молодых образований [5].

Раннепалеозойская эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма имеет черты, отличающие её от более поздних этапов, что надо учитывать при палеогеографических построениях на различных платформах [6, 7]. Коры выветривания формировались на всех четырёх стратиграфических уровнях раннего палеозоя, отвечающих планетарным фазам каледонского тектонического этапа [3]. Наиболее детально они изучены в Америке, Австралии, Казахстане, Сибири, Урале и в европейских регионах. Нижнепалеозойские алмазоносные магматиты установлены на Сибирской, Южно-Китайской и Африканской платформах. На Сибирской платформе в этом возрастном интервале выделяются две вспышки внедрения кимберлитовых диатрем. Первая проявилась в пределах Беенчиме-Куойкского и Чомурдахского кимберлитовых полей. Диатремы второй фазы обнаружены в Мирнинском, Алакит-Мархинском, Далдынском, Верхнемунском, Чомурдахском, Западно-Укукитском и Мерчимденском кимберлитовых полях.

Среднепалеозойская (средний-поздний девон) эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма установлена на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, в Австралии, Северной Америке и на Индостанском полуострове. На Восточно-Европейской платформе коры выветривания этого возраста обнаружены на всей площади Центрального и Главного девонского полей, на Тимане и Украинском кристаллическом щите. На площади Воронежской антеклизы выделены среднепалеозойские коры выветривания на осадочных, эффузивных и кристаллических породах. Среднепалеозойский верхнедевонскийнижнекаменноугольный алмазоносный магматизм проявился, в основном, только в Евразии и в меньшей мере на Северо-Американской платформе, то есть, в регионах, где лучше всего сохранились среднепалеозойские коры выветривания. Этой эпохе принадлежат кимберлитовые диатремы большинства алмазоносных районов Сибирской платформы, Золотицкого поля Архангельской провинции, Приазовья. С герцинским рифтообразованием связывают становление кимберлитовых тел Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформ. В целом среднепалеозойская эпоха – это хорошо выраженный этап истории энергетического состояния земных недр, проявившийся в широком выветривания горных пород и усилении мантийного диапиризма в общей магматической деятельности наземных областей.

Раннекаменноугольная эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма отчётливо проявилась на платформах Евразии (Русской, Сибирской и Китайско-Корейской), а также на юге Африки. Наиболее мощные и хорошо химически проработанные коры выветривания Восточно-Европейской платформы датируют позднетурнейским-ранневизейским возрастом [3, 4]. К формациям кор выветривания этого возраста относятся многочисленные месторождения и проявления бокситов, особенно в окраинных частях положительных структур на границе с отрицательными (Воронежская антеклиза, Курская магнитная аномалия, Тихвинский, Прионежский, Северо-Онежский районы и др.). Нижнекаменноугольные коры выветривания широко развиты и на Сибирской платформе, где они отмечены на различных породах докембрия, нижнего и среднего палеозоя, а в ряде алмазоносных районов и на туфогенных образованиях и кимберлитовых породах. Раннекаменноугольный мантийный диапиризм был продолжением позднедевонского, что существенно сближает его со среднепалеозойской эпохой мощного корообразования и кимберлитового магматизма. К раннекаменноугольной эпохе многие исследователи относят возобновление кимберлитового магматизма в ряде алмазоносных районов Якутии, Архангельской области и провинции Ляонин на северо-востоке Китая.

Позднетриасовая-раннеюрская эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма имела широкое развитие в земной истории и свидетельства её отмечаются в пределах континентов Евразии, Северной Америки, Африки и других регионов мира. В ряде европейских стран известны месторождения каолинов, связанные с корами выветривания на различных типах магматических и осадочных пород. В регионе известны также многочисленные проявления верхнетриасовых-нижнеюрских бокситов и железных руд. На Русской платформе коры выветривания этого возраста наиболее изучены и надёжно датируемы в пределах Воронежской антеклизы, в Белоруссии, Киевской и Житомирской областях, в Приазовье. Широко развиты нижнемезозойские коры выветривания на Сибирской платформе, в том числе на Енисейском кряже, Алданском щите, Канско-Тасеевской впадине, в Тунгусской и Вилюйской синеклизах. Юрскими являются многочисленные трубки стран Гвинейского залива, Канады. В Якутской алмазоносной провинции к позднему триасу-юре относят многие исследователи диатремы Средне-Оленекского района [8].

Раннемеловая эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма была отмечена, судя по синхронным корам выветривания или продуктам её переотложения, на всех континентах. Нижнемеловые мощные коры выветривания на обширных пространствах Евразии фиксируют древний пенеплен, сформиро-

вавшийся преимущественно по осадочным породам. Так, на Восточно-Европейской платформе нижнемеловые коры выветривания широко развиты на Украинском щите по разнообразным породам кристаллического фундаменте [9, 10]. В пределах Воронежской антеклизы раннемеловая кора выветривания установлена на неокомских отложениях (до 10 м), представленных пёстроокрашенными переслаивающимися песчаноглинистыми породами. На Сибирской платформе нижнемеловые коры выветривания довольно широко распространены вдоль западной окраины. Установлена раннемеловая каолинитовая кора на Кузбассе и северных отрогах Кузнецкого Алатау. Описаны коры выветривания этого возраста во многих странах Западной Европы, а также на отдельных континентах Южного полушария (Сахара, Конго и др.), а также в Австралии. Раннемеловая эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма оставила явные следы на всех континентах. На суше отмечается хорошо выраженная поясная зональность, связанная со сменяемостью кор выветривания различного минералого-петрографического состава.

Позднемеловая-раннепалеогеновая эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма также имела довольно широкое распространение на различных континентах. В пределах Восточно-Европейской платформы она установлена в пределах Воронежской антеклизы и Украинского кристаллического щита. В пределах Сибирской платформы она установлена в пределах Западно-Сибирской низменности, в Чулымо-Енисейской впадине, где её мощность колеблется от 5 до 30 м. Описаны каолинизированные коры выветривания этого возраста на Енисейском кряже, в Саянах, Кузнецком Алатау, Прибайкалье, на Дальнем Востоке, Приморье и Камчатке. Широко развиты коры выветривания этого возраста в Казахстане, многих государствах Западной Европы, а также в ряде стран Зарубежной Азии (в Китае и Индии). Описаны они и в Африке, Америке и Австралии. В целом мощное корообразование и кимберлитовый магматизм описываемой эпохи – один из наиболее масштабных и широко выраженных в неогее континентов [3,4].

Позднепалеогеновая-ранненеогеновая эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма проявилась по-разному в умеренных широтах и приэкваториальных тропических. Для большинства равнинных областей Евразии олигоцен-миоцен явился временем формирования наиболее древних, выраженных в рельефе, поверхностей выравнивания, которые во многих регионах сохранились до настоящего времени. На Воронежской антеклизе и Украинском кристаллическом щите во многих участках коры выветривания этого возраста в различной степени размыты. Коры выветривания этой эпохи описаны на Кольском полуострове, в ряде стран Западной Европы и в Северной Америке. На южных материках в зоне тропиков в миоцене продолжалось латеритное выветривание, приведшее к формированию месторождений бокситов Гайаны, Индонезии, Африки, Индии. В целом олигоцен-миоценовая эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма является самым поздним, наиболее приближённым к нашему времени интервалом геологической истории континентов, когда происходило формирование самых молодых алмазоносных магматитов планеты (как кимберлитов, так и, преимущественно, лампроитов).

Рассмотрев кратко соотношение основных эпох мощного корообразования и в целом магматизма, следует отметить огромное значение этих данных для оценки алмазоносности обширных, особенно малоизученных, территорий. Многие исследователи отмечали важность изучения мощных эпох корообразования как важнейших геологических документов, фиксирующих переломные моменты в истории Земли - перестройки тектонических планов, смену циклов осадконакопления, изменения климата и органической жизни [1-4]. Большинство рассмотренных выше эпох мощного корообразования характеризуются массовым внедрением алмазоносных магматитов, при этом каждая проявилась на нескольких (не менее трёх) континентах. При этом следует отметить, что эпохи мощного корообразования характеризовались не только всплесками мантийного диапиризма, но нередко и максимумами общего магматизма. В целом отмечено [3, 4], что в диалектической связи пребывают две важнейшие особенности эпох мощного корообразования. Первая характеризует усиление эндогенной активности на площадях континентов, всплески мантийного и корового магматизма, энергичную регрессивную динамику уровня Мирового океана. Казалось бы, подобная активизация противоречит необходимым условиям накопления мощных кор выветривания большой мощности – длительная тектоническая стабильность соответствующих площадей. Но здесь проявляется вторая важнейшая особенность эпох мощного корообразования – выделение, оконтуривание, проявление областей континентов с наиболее однородным строением земной коры, тенденцией к внетрангрессивному высокому положению, невосприятию частных изменений глубинных энергетических состояний. На протяжении неогея явно усиливались взаимодействия в триаде «общий магматизм»-«мантийный диапиризм»-«мощное корообразование». Образования мощных кор выветривания в любом исследуемом регионе своими сохранностью, мощностями, составом, локализацией способны в определённой мере подсказать на алмазоносные диатремы каких эпох здесь можно рассчитывать, а также определять вероятную величину эрозионного среза по сохранности этих элювиальных толщ.

Коры выветривания возникают при благоприятных соотношениях следующих основных факторов [1, 3, 4, 11]: интенсивности выветривания, глубины возможного корообразования и скорости размыва. Интенсивность выветривания резко возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность коры выветривания сильно зависит и от глубины залегания грунтовых вод. Наиболее интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, тогда как на плоских водоразделах, наоборот, наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже. На таких водоразделах обычно и формируется мощная кора выветривания [1]. При этом она сохраняется от размыва только при

стечении благоприятных факторов, в первую очередь, в пониженных участках древнего рельефа денудационной поверхности и в тектонически опущенных блоках. На пенеплене или первичной аккумулятивной равнине дренаж обычно очень слаб, отчего здесь обычно не образуются мощные коры выветривания. Так, например, на Сибирской платформе (в том числе и её основных алмазоносных районах – Мало-Ботуобинском и Далдыно-Алакитском) благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных кор выветривания существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и среднепозднетриасовое время. На рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна. На северо-западе и северо-востоке Тунгусской синеклизы сформировались прибрежные низменные равнины, а на юге Тунгусской и Вилюйской синеклиз возникли равнины с континентальным осадконакоплением. Они разделялись более высокими денудационными плато. Каменноугольному периоду активизации общего воздымания Сибирской платформы предшествовала эпоха относительного покоя, в течение которой дифференцированных тектонических движений практически не происходило. Рельеф суши в рассматриваемое время был сильно пенепленизирован. При этом выравнивание рельефа и образование элювия на исходных породах протекало постепенно на протяжении всего периода формирования поверхности выравнивания, при котором продукты выветривания поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с весьма незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа. В целом для позднедевонскораннекаменноугольной эпохи характерно весьма активное развитие процессов корообразования, протекающих в условиях тёплого и влажного климата.

В конце пермского периода во многих районах Сибирской платформы начались излияния лав и внедрения траппов, особенно сильно проявившиеся к концу раннего триаса. К концу этого периода длительная эпоха денудации рельефа завершилась пенепленизацией Сибирской платформы. Региональная пенепленизация в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой тектонического покоя, предшествовавшей юрскую активизацию Сибирской платформы. В раннем и среднем триасе климат был субтропический с элементами аридного с резко неравномерным распределением осадков по сезонам, а в позднем триасе – ранней юре – с возросшим количеством атмосферных осадков. Всё это способствовало формированию мощной, преимущественно каолиновой коры выветривания. При этом корообразование, денудация и переотложение этой коры выветривания в коррелятивные толщи рассматриваемого региона происходили относительно равномерно, что было обусловлено, как и в позднем девоне – раннем карбоне, слабыми изменениями палеорельефа и тектонического режима. Так, иреляхская свита рэт-геттанга Ангаро-Вилюйского мезозойского прогиба, содержащая продукты переотложения коры выветривания, есть отражение погребённой денудационной поверхности среднего – верхнего триаса.

В пределах Якутской алмазоносной провинции древние коры выветривания развиты на различных породах: терригенно-карбонатных нижнего палеозоя, долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах. В структурном плане древние коры выветривания приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационноаккумулятивных равнин [11, 12]. В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала кор выветривания, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. Возможно здесь протекали только начальные стадии дезинтеграции пород субстрата. Так. например. в позднедевонское-раннекаменноугольное время в Мало-Ботуобинском районе относительно мощные (до 15 м) площадные остаточные коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя развивались (а затем сохранились от размыва) на Улу-Тогинском, Мирнинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамлявших Кюеляхскую, Улахан-Ботуобинскую и Ахтарандинскую впадины [11]. Установленные в отдельных разрезах верхние горизонты кор выветривания свидетельствуют о формировании в них полных профилей. В свою очередь, на поднятиях и их склонах отмечаются более мелкие понижения в рельефе и структурные террасы, на которых менее контрастно проявляется общая закономерность приуроченности наиболее мощных кор выветривания к поднятиям.

Подобные палеогеоморфологические особенности развития и распределения характерны и для среднепозднетриасовых кор выветривания [11]. Так, например, в пределах Мало-Ботуобинского района в мезозойское время структуры формировались в двух различных структурно-формационных зонах, резко отличающихся условиями развития и сохранения доюрских кор выветривания. Одна из них охватывает всю северозападную половину территории района и в структурном отношении совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилюйского мезозойского наложенного прогиба, являвшегося на протяжении длительного времени денудационной, а затем в плинсбахе – денудационно- аккумулятивной поверхностью. Здесь ко времени корообразования были развиты верхнепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения, а также породы трапповой формации (долериты и туфогенные образования) нижнего триаса. Только в полосе шириной примерно 25-30 км вдоль бровки северо-западного борта того же прогиба в то время обнажались терригеннокарбонатные породы нижнего палеозоя. Здесь в среднепозднетриасовое время, судя по сохранившимся разрезам полного профиля латеритоподобной коры выветривания [11, 12], существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования. Такие профили изучены нами на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя мощностью до 15 м (правобережье нижнего течения р. Малая Ботуобия), на траппах нижнего триаса мощностью до 43 м (Хатат-Юлегирское междуречье), на кимберлитах мощностью до 15 м (трубка им. ХХІІІ сьезда КПСС). Вторая – юго-восточная зона района, совпадающая с центральной частью

Ангаро-Вилюйского прогиба, была неблагоприятной для интенсивного корообразования. Здесь в среднем и позднем триасе обнажались терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. В процессе корообразования разрушенный материал пород субстрата сносился в пониженные участки центральной части прогиба. На небольших поднятиях в прогибе кора выветривания могла достигать значительной мощности.

В Далдыно-Алакитском алмазоносном районе также устанавливается приуроченность кор выветривания к палеоподнятиям и их склонам [11, 12]. Так, например, поля развития площадных остаточных кор выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя тяготеют к Верхне-Алакитскому и Чукук-Мархинскому поднятиям и их склонам. Преимущественно на склонах устанавливаются фрагменты относительно более мощных и площадных кор выветривания, а в ближайших депрессиях отмечается аккумуляция продуктов их переотложения. В среднепозднетриасовое время в этом районе существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования, что, кроме коры выветривания по терригеннокарбонатных породах нижнего палеозоя, подчёркивается остатками элювиальных толщ (мощностью до 15 м) на образованиях трапповой формации.

Коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя рассматриваемой в качестве примера территории сформировались во время длительных континентальных перерывов, происшедших в позднедевонское-раннекаменноугольное и среднепозднетриасовое время. Развитие и сохранность этих элювиальных образований полностью зависели от структурно-формационной позиции каждого конкретного участка. Так, при общих благоприятных условиях на конседиментационных палеоподнятиях и их склонах сформировались и сохранились (хотя и фрагментарно) наиболее полные профили кор выветривания значительной (десятки метров) мощности, а в палеовпадинах фиксируются небольшие по размерам и мощности останцы нижних частей аналогичных профилей. Площадная остаточная доверхнепалеозойская кора выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя широко распространена в северной части Мало-Ботуобинского района и в отдельных пунктах Далдыно-Алакитского района под покровом верхнепалеозойских осадочных толщ. Кроме таких площадных кор выветривания, в отдельных пунктах северной части Мало-Ботуобинского района (бассейн руч. Улахан-Ирелях и др.) установлены фрагменты линейных кор выветривания, развитых по зонам тектонических нарушений. Значительные по размерам и мощности (до 15 м) поля среднепозднетриасовой коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя отмечены в центральной части Мало-Ботуобинского района и в большинстве случаев они перекрыты мезозойскими осадочными толщами.

Среднепозднетриасовая площадная остаточная кора выветривания на долеритах отмечается преимущественно в понижениях траппового плато, занимающего северо-западную часть Мало-Ботуобинского района, а также в тектонически опущенных блоках. Форма и размеры реликтов полей развития выветрелых траппов и их мощность полностью зависят от аналогичных параметров этих понижений, являющихся фрагментами (нижними частями) древних конседиментационных структур или отрицательных форм триасового рельефа. В Далдыно-Алакитском районе остаточная площадная среднепозднетриасовая кора выветривания на долеритах зафиксирована только в нескольких пунктах, приуроченных к понижениям траппового плато. Линейная кора долеритов (мощностью до 30 м) установлена в ряде пунктов северной части Мало-Ботуобинского района вдоль тектонических нарушений.

В ряде алмазоносных районов Сибирской платформы отмечена остаточная кора выветривания на туфах и туфогенных образованиях. Наиболее детально она в последние годы нами изучена в Мало-Ботуобинском районе, где описана как на туфогенных образованиях корвунчанской свиты, так и на трубчатых телах агломератовых туфов и туфобрекчий. Среднепозднетриасовая остаточная кора выветривания площадного типа на туфогенных породах корвунчанской свиты отмечена в виде мелких разобщённых останцов в северо-западной части Мало-Ботуобинского алмазоносного района.

Коры выветривания на трубках взрыва трапповых и кимберлитовых пород ограничены контурами самих тел и иногда отмечаются на глубины до сотни метров. Такие образования можно отнести к типу локального распространения как разновидность площадной коры выветривания, обусловленной значительно меньшей устойчивостью пород трубок взрыва, по сравнению с вмещающими их терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя [11, 12]. В верхних частях многих трубок взрыва трапповых пород отмечена мощная кора выветривания. В зависимости от конкретной геологической обстановки и возраста перекрывающих трубки отложений могли формироваться коры выветривания туфов и туфобрекчий либо позднедевонского-раннекаменноугольного или среднепозднетриасового возрастов.

На многих кимберлитовых трубках Сибирской и Восточно-Европейской платформ отмечена кора выветривания. На Сибирской платформе большинство кимберлитовых трубок полностью перекрыты верхнепалеозойскими (Далдыно-Алакитский район) или мезозойскими (Мало-Ботуобинский район) осадочными толщами, реже – пластовыми интрузиями траппов. Возраст перекрывающих кимберлитовые трубки отложений обычно считается верхней границей таких кор выветривания. Эти коры также отнесены нами к типу локального распространения, как разновидность остаточной площадной коры выветривания.

Кроме отличий в геологическом распространении и сохранности различных типов кор выветривания, проведёнными нами комплексными исследованиями отмечены и существенные особенности вещественного состава этих элювиальных образований. Так, исходными подвергшихся выветриванию породами нижнего палеозоя являлись плотные серые и светло-серые, иногда грязно-серые карбонатные песчанистые алевролиты и известково-доломитовые песчаники, а также отдельные маломощные прослои карбонатизированных

глин. В нижней части зоны дезинтеграции коры выветривания терригенно-карбонатные породы раздроблены многочисленными трещинами и микротрещинами, однако структурно-текстурные особенности материнских пород сохраняются здесь полностью. Тяжёлая фракция пород обогащена весьма устойчивыми минералами: турмалином, цирконом, гранатами, сфеном, дистеном и рутилом. Среди рудных минералов преобладает магнетит. В низах разреза часть зёрен ильменита лейкоксенизирована. Отмечена значительная концентрация землистого эпидота. Однако уже здесь в тяжёлой фракции превалируют аутигенные минералы, представленные почти полностью гидроксидами железа (гётит и реже гидрогётит). Во фракции мельче 0,001 мм породы этой части профилей содержат слабо деградированную гидрослюду политипной модификации $2M_1$ с полубеспорядоченной структурой, триоктаэдрическое хлорит-монтмориллонитовое и диоктаэдрическое монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование. При этом в низах профилей выгидрослюда 1М присутствует в существенном количестве. В верхней части профилей ветривания выветривания этого типа, представляющей собой зону выщелачивания, в глинистых образованиях пятнистой окраски структурно-текстурные особенности материнских пород практически не сохраняются. Среди первичных тяжёлых минералов возрастает в этой части концентрация землистого эпидота и весьма устойчивых (гранаты, турмалин, циркон и др.) минералов. Увеличивается окисление магнетита и в аутигенном комплексе здесь превалируют сидерит и пирит. В рассматриваемой зоне присутствуют гидрослюда $2M_1$ и монтмориллонит-гидрослюдистая фаза с более высоким содержанием, по сравнению с низами профилей, разбухающих пакетов [11]. Отмечается примесь каолинита, гиббсита и талька, а в отдельных участках в глинистых образованиях отмечены линзы, желваки и прожилки белых и серовато-белых вторичных образований, состоящих из алунита, алюминита, базалюминита, гипса и кальцита. Для такого типа профилей выветривания характерны и специфические геохимические особенности [11, 12].

Кора выветривания на долеритах сохранилась в алмазоносных районах Сибирской платформы только в понижениях плато или в тектонически опущенных блоках [11]. Мощность кор выветривания на долеритах в алмазоносных районах Якутии обычно составляет первые метры, достигая в отдельных разрезах 50 м и более. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть коры выветривания – зона дезинтеграции. Размеры останцов такой коры обычно небольшие (до 1 км², редко больше). Кроме площадной коры, в северной части Мало-Ботуобинского алмазоносного района установлена линейная кора выветривания долеритов (мощностью до 30 м), развитая вдоль тектонических нарушений. При этом следует отметить, что большинство сохранившихся полей этой коры выветривания располагаются на пониженных участках современных водораздельных пространств траппового плато, имея выход на дневную поверхность, и в меньшей степени – в пределах склонов мезозойских депрессий, где указанные элювиальные толщи перекрыты нижнеюрскими осадочными толщами [11, 12]. Как в Мало-Ботуобинском, так и в Далдыно-Алакитском алмазоносных районах кора выветривания долеритов по площади имеет фрагментарное распространение в виде небольших изолированных участков.

При выветривании долеритов происходит закономерное изменение их физических и физикомеханических свойств. Исходные, не подвергшиеся выветриванию, породы в северной части Мало-Ботуобинского района представлены серыми и тёмно-серыми долеритами, сложенными плагиоклазами (лабрадор-битовнит), моноклинными пироксенами (авгит), ильменитом, магнетитом, оливином, биотитом и стекловатым мезостазисом. Уже в нижних частях зоны дезинтеграции наблюдается разложение плагиоклазов и фемических минералов и формирование по ним железисто-глинистых тонколисперсных агрегатов. Вверх по разрезу указанных профилей выветривания увеличивается количество макро-, мезо- и микротрещин, выполненных вторичными минералами (кальцитом, иддингситом, гётитом и гематитом). В самых верхних горизонтах наиболее полных профилей выветрелых долеритов реликтовые структуры материнских пород практически не отмечаются. Здесь практически полностью разрушаются самые неустойчивые первичные минералы тяжёлой фракции (пироксены и амфиболы). Это приводит к высокой концентрации умеренно устойчивых (группа эпидота) и весьма устойчивых (турмалин, рутил, сфен и др.) минералов. В аутигенном комплексе возрастает роль пирита и сидерита. В этом горизонте, как и ниже, последовательно разрушается вермикулит и накапливается ассоциирующий с ним монтмориллонит, который характеризуется дальнейшим разупорядочением структуры. Разложение вермикулита проявляется в уменьшении размеров и разрушении клиновидных микроблоков, а также в увеличении количества более плотных, чем в низах профилей, псевдоглобулярных микроагрегатов монтмориллонита, преимущественно с Са в межслоевых промежутках. Увеличивается в верхах профилей выветривания количество каолинита. Довольно чётко зональность в профилях выветривания можно провести как на геохимических диаграммах, так и на схемах преобразования минералов в этом типе элювиальных толщ.

Кора выветривания на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва обнаружена в различных позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зонах Мало-Ботуобинского алмазоносного района. Меньшая устойчивость туфов и туфобрекчий в процессе корообразования, по сравнению с вмещающими породами, позволяет наиболее рельефно проследить на них установленную закономерность более интенсивного развития (независимо от типов пород субстрата) и лучшей сохранности кор выветривания в пределах денудационной поверхности выравнивания, территориально совпадающей с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами, по сравнению с денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, соответствующими палеовпадинам [11, 12]. Наиболее мощные коры выветривания, достигающие мощности до 70–90 м, изучены нами на туфогенных породах трубчатых тел А-49, А-50 и др. Однако в этом же районе

встречены трубчатые тела со слабо выраженной корой выветривания в верхних частях, что связано со слабой гидротермально-метасоматической переработкой пород до процессов корообразования. Исходные, подвергшиеся выветриванию, породы в таких трубках взрыва сложены сравнительно плотным пирокластическим материалом с мелкими обломками иных пород, кварца, халцедона, полевых шпатов, биотита и других минералов. Включения состоят из обломков терригенно-карбонатных пород, песчаников, алевролитов и траппов. Среди таблитчатых кристаллов полевых шпатов преобладают олигоклаз, разности ряда лабрадор – битовнит и микроклин. Среди первичных тяжёлых минералов резко преобладают по всему профилю выветривания рудные минералы (магнетит и ильменит). Менее распространены умеренно устойчивые (группы эпидота) и весьма устойчивые (циркон, гранаты, турмалин, рутил, сфен и дистен) минералы. Аутигенные минералы тяжёлой фракции зачастую почти полностью представлены гидроксидами железа (гётит, гидрогётит, реже – гематит). В глинистой фракции изученных проб из низов профилей таких кор выветривания присутствует в основном Mg-Fe-хлорит, ассоциирующий с Mg-Fe-монтмориллонитом, вермикулитом и небольшой примесью каолинита. Вверх по разрезу зоны дезинтеграции наблюдается быстрое окисление и разложение хлорита, а также уменьшение роли вермикулита и монтмориллонита, вместо которых установлено неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование. В самых верхах наиболее мощных профилей выветривания этого типа, как и выветрелых образований корвунчанской свиты, к доминирующим в глинистой составляющей каолиниту и неупорядоченным вермикулит-монтмориллонитовым смешанослойным образованиям добавляется примесь новообразований серпентина и аморфных образований, а в отдельных изученных разрезах ничтожно малое количество гиббсита. Зональность профилей выветривания туфов, туфобрекчий и туфогенных образований хорошо видна как на геохимических диаграммах, так и на схеме преобразования основных минералов в коре выветривания этого типа.

На многих кимберлитовых трубках Сибирской, Восточно-Европейской и Африканской платформ в верхних частях отмечена кора выветривания. Так, например, в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе кора выветривания кимберлитов установлена и нами изучена на трубках им. ХХШ съезда КПСС, Дачная, Таёжная, Амакинская и Интернациональная. Наиболее детально изучен профиль коры выветривания кимберлитов на трубке им. ХХШ съезда КПСС, где установлена более глубокая химическая переработка пород, чем в других диатремах региона. Исходные подвергшиеся выветриванию породы этой трубки представлены серой и голубовато-серой кимберлитовой брекчией. Преобладающая масса породы сложена агрегатами кальцита и серпентина с мелкими рассеянными выделениями магнетита. Количество обломочного материала редко превышает 25%. В процессе выветривания возрастает трещиноватость пород и содержание пелитовых частиц. В лёгкой фракции преобладают серые, серовато-бурые глинистые и глинисто-железистые агрегаты, практически не разрушающиеся при дезагрегации пород. Присутствуют также обломки кварца, покрытые землистыми примазками и «рубашками» вторичных продуктов изменения кимберлитов. Во фракции крупнее 0,1 мм отмечены выделения халцедона и зёрна плагиоклазов, связанные в основном с разрушением обломков различных пород (траппов, терригенно-карбонатных и других пород), содержащихся в кимберлитах. Встречается много чешуек слюд, которые уже в зоне дезинтеграции приобретают зеленоватую окраску в связи с замещением флогопита хлоритом. Среди первичных минералов тяжёлой фракции образований рассматриваемого типа коры выветривания доминируют ильменит и гранаты. Количество последнего уменьшается в процессе выветривания, вследствие чего в верхах профилей выветривания возрастает роль более устойчивого в гипергенных условиях пикроильменита [13]. В резко полчинённом количестве в элювии этого типа отмечены [11–13] хромит, хромдиопсид, турмалин, циркон, дистен, рутил, сфен и др. Аутигенный комплекс минералов тяжёлой фракции чаще всего обогащён гидроксидами железа (гётит), гематитом и сидеритом. В пелитовой составляющей частично изменённых кимберлитов профилей выветривания являются пластинчатые серпентины (структура которых состоит из слоёв типа А и В), ассоциирующие с гидрослюдой, неупорядоченными монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями, хлоритом (в отдельных профилях с вермикулитом) и монтмориллонитом. Гидрослюда связана в основном с диоктаэдризацией флогопита и наследует свойственный последнему политип 1 М. В наиболее изменённых верхних горизонтах таких профилей выветривания в составе пелитовой составляющей увеличивается роль каолинита. Такие же особенности вещественного состава отмечены и для профилей выветривания кимберлитов трубок Дачная, Таёжная и Амакинская, а также отдельных диатрем других алмазоносных районов Сибирской и Восточно-Европейской платформ. При этом для кор выветривания Восточно-Европейской платформы характерным слоистым силикатом является сапонит, который, учитывая обеднённость кимберлитов этого региона реликтовыми минералами-спутниками алмаза, можно использовать как индикаторный минерал трубок взрыва этих пород [14]. Довольно чётко зональность кор выветривания этого типа проявляется и на геохимических диаграммах элювиальных профилей, что позволяет отразить эти закономерности и на схеме преобразования минералов при выветривании кимберлитов [11, 12].

Очень важно в практическом плане при проведении литолого-палеогеографических исследований оценить степень и характер концентрации в продуктивных осадочных толщах материала различных типов древних кор выветривания. Так, на протяжении позднего палеозоя в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе унаследованное и некомпенсированное опускание отдельных участов территории привело к образованию ряда конседиментационных депрессий: Ахтарандинской на западе, Улахан-Ботуобинской, охватывающей нижнее течение р. Б. Ботуобии, и Кюеляхской в верховье р. Кюелях. Между этими депрессиями располагаются участки, испытавшие относительно замедленное опускание территории. На западе района
установлено Чернышевское поднятие, а в районе Улу-Тогинской петли р. Вилюй – Улу-Тогинское, совпадающее с осевой линией Ботуобинского поднятия [11, 12]. Всё это обусловило образование в пределах поднятий и их склонов осадков, обогащённых местным, а в депрессиях – преимущественно чуждым району материалом. Находки в базальных горизонтах этих поднятий заметных концентраций минералов-спутников алмаза (как и самих алмазов) делают перспективными эти отложения на поиски коренных месторождений алмазов. В свою очередь, это подчёркивает то, что в позднедевонское-раннекаменноугольное время такие не открытые пока кимберлитовые тела подвергались довольно длительному и интенсивному выветриванию, приведшему к высвобождению первичных минералов кимберлитов, накоплению их в коре выветривания, а затем и переотложению в осадочных бассейнах с последующим формированием россыпей различных генетических типов. Главнейшими образованиями верхнего палеозоя этого региона, в формировании которых значительную роль сыграли позднедевонские-раннекаменноугольные коры выветривания, являются породы лапчанской, ботуобинской и борулойской свит.

В базальных горизонтах лапчанской свиты (C2l), соответствующей низам верхнепалеозойских отложений района, отмечается самое высокое (по сравнению с другими толщами верхнего палеозоя) количество галек кислых (гранитоидного состава) эффузивов (в 2-2,5 раза больше), известняков, известковистых песчаников и доломитов (больше в десятки раз), что указывает не только на преобладающую роль в период накопления осадков лапчанской свиты местного материала, но и на поступление гальки этих эффузивов преимущественно из среднепалеозойских образований. Грубозернистость материала и присутствие большого количества обломков в различной степени выветрелых терригенно-карбонатных пород указывают на незначительную отдалённость участков накопления этих отложений от источников сноса, что свидетельствует о возможном развитии среднепалеозойских осадков небольшой мощности и в пределах рассматриваемой площади. Это подтверждается также и близким морфологическим обликом минералов лёгкой и тяжёлой фракций отложений лапчанской свиты с вулканогенно-кластическими образованиями среднего палеозоя и описанными выше корами выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя. Следует при этом отметить, что полевошпатово-кварцевый, нередко до кварцевого, состав породообразующих минералов характерен как для базальных горизонтов, так и для всего разреза лапчанской свиты, тогда как в других толщах верхнего палеозоя он свойственен главным образом низам разреза. Всё это свидетельствует о поступлении в бассейны седиментации среднепозднекаменноугольного времени существенно выветрелых продуктов. Породы лапчанской свиты характеризуются несколько обеднённым комплексом тяжёлых терригенных минералов и, соответственно, самой большой концентрацией аутигенных минералов. В разрезах лапчанской свиты, непосредственно залегающих на коре выветривания терригенно-карбонатных пород, в нижних горизонтах отмечены максимальные концентрации каолинита и диоктаэдрической гидрослюды 2*M*₁. Однако наблюдаются случаи, когда в нижних горизонтах лапчанской свиты диоктаэдрическая гидрослюда почти полностью исчезает. Для пелитовой составляющей пород лапчанской свиты свойственна повышенная концентрация Mg-Fe-хлорита, по структурно-морфологическим особенностям близкого к установленному в коре выветривания терригенно-карбонатных пород. Это, как и содержание и состав грубообломочного материала, а также минеральные парагенезисы лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций, позволяет считать, что в период формирования осадков лапчанской свиты в них преобладали продукты переотложения коры выветривания терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и кластические образования среднего палеозоя. Значительно меньшую роль играли в этом выветрелые породы основного и ультраосновного составов.

В грубообломочном комплексе образований ботуобинской свиты (P_1bt) отмечено повышенное (до 60%) содержание гальки кварцитов. Отсортирован обломочный материал в базальных горизонтах этой свиты обычно плохо. Как и для лапчанской свиты, в базальных горизонтах ботуобинской свиты не отмечены чёткие закономерности распределения главнейших минералов лёгкой, тяжёлой и глинистых фракций, что указывает на неравномерное распределение здесь переотложенного материала древних кор выветривания. Основными породообразующими минералами являются кварц и полевые шпаты. Для тяжёлой фракции характерны эпидот, а также различной степени окатанности циркон, турмалин, апатит, а также чешуйчатые выделения биотита, лепидомелана, мусковита и хлорита. Для нижних горизонтов характерны монтмориллонит, а также неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые и вермикулит-монтмориллонитовые смешанослойные образования, что свидетельствует о возрастании в этих частях разреза продуктов выветривания основного и ультраосновного состава и уменьшении влияния терригенно-карбонатных пород. На это указывают сравнительно меньшие концентрации диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ и каолинита с относительно упорядоченной структурой. Нередко отмечается достаточно высокая концентрация каолинита по всему разрезу свиты, что связано с поступлением его из коры выветривания на породах трапповой формации.

В грубообломочных породах *борулойской свиты* (P_2br) несколько увеличивается содержание обломков кварца. Основной отличие пород этой свиты от нижележащих каменноугольных и пермских отложений сводится к широкому присутствию в лёгкой и тяжёлой фракциях слюдистых минералов (биотита, мусковита и лепидомелана), которые нередко с примазками аутигенных железистых выделений. В пелитовой составляющей преобладают монтмориллонит и неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые и вермикулит-монтмориллонитовые смешанослойные образования, а в проницаемых породах (песчаниках и алевролитах) – пойменные и озёрно-болотные фации и каолинит. Соответственно снижается содержание гидрослюды и хлорита. Анализ особенностей минерального состава отложений борулойской свиты позволяет утверждать, что в процессе их формирования доминирующее влияние оказали продукты выветривания основных

пород (среднепалеозойского возраста). Изменение по разрезу свиты концентрации каолинита и диоктаэдрической гидрослюды 2*M*₁ подчёркивает различные концентрации материала продуктов выветривания терригенно-карбонатных пород.

Различные особенности и характер концентрации материала различных типов древних кор выветривания характерны и для перспективных для поисков коренных и россыпных месторождений алмазов мезозойских осадочных толщ Западной Якутии. В мезозое в пределах Ангаро-Вилюйского прогиба существовали, как уже отмечалось, две структурно-формационные зоны, которые характеризовались специфическими особенностями строения, наложившими определённый отпечаток на формировавшиеся осадки. Одна из них (юго-восточная) совпадает с центральной (приосевой) частью прогиба, где в условиях низменной аллювиальной равнины (для иреляхской и укугутской свит) накапливались отложения, обогащённые преимущественно чуждым району полиминеральным материалом. Вторая, северо-западная зона, совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилюйского прогиба и располагается в пределах траппового плато. Здесь существовали условия денудационной и денудационно-аккумулятивной равнины, благоприятные для накопления осадков, в которых доминирует местный материал [15]. В это время вдоль бровки северо-западного борта прогиба в пределах Мало-Ботуобинского района на поверхность выходили кимберлитовые диатремы.

В отложениях иреляхской свиты (Т₃-J₁ir) грубообломочные породы представлены гравелитами, конгломератами, брекчиями, а также рыхлыми галечно-щебёночными отложениями. В основании разрезов они обычно образуют линзы и прослои, а по разрезу отмечаются только рассеянные гальки и гравий. Наибольшая мощность прослоев крупнообломочных пород отмечена в нижней части иреляхской свиты в пределах приосевой части Ангаро-Вилюйского прогиба. Обломочный материал представлен преимущественно (до 80%) сравнительно хорошо окатанными разнообразными (метаморфическими, кислыми, средними, щёлочными изверженными и интрузивными) чуждыми району породами с небольшой примесью обломков местных пород, что связано с небольшой концентрацией здесь продуктов перемыва и переотложения материала кор выветривания. Для иреляхских отложений отмеченной полосы характерно развитие глин с прослоями тонкозернистых песков и алевритов. Довольно характерными являются гравелиты и песчанистые породы. Повышенная концентрация продуктов переотложения древних кор выветривания отмечается здесь в нижних горизонтах свиты. Анализ минерального состава легкой и тяжёлой фракций и распределения их по площади показывает, что в иреляхских отложениях в целом развит сходный с вернепалеозойскими породами комплекс породообразующих и акцессорных минералов [16]. Сходство морфологического облика минералов и результаты литолого-палеогеографических реконструкций позволяют утверждать, что основными источниками этих минералов в бассейны седиментации иреляхского времени являлись широко развитые в районе и на смежных площадях породы нижнего и верхнего палеозоя. Чётко фиксируются здесь продукты переотложения кор выветривания терригенно- карбонатных пород, трапповой формации и кимберлитов, максимальная концентрация которых отмечена в базальных горизонтах и нижних частях иреляхской свиты северозападного борта Ангаро-Вилюйского прогиба. Продукты выветривания терригенно-карбонатных пород в образованиях иреляхской свиты этой территории уверенно идентифицируются по постоянному присутствию каолинита и диоктаэдрической гидрослюды 2M₁ ассоциирующих с неупорядоченными монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями. Максимальная их концентрация (до 95% пелитовой составляющей) отмечена в отложениях свиты в поле развития этой коры выветривания. Значительная концентрация продуктов переотложения дрвних кор выветривания отмечена в иреляхских отложениях и в пределах траппового плато (северо-западный борт Ангаро-Вилюйского прогиба). В одних случаях пелитовая составляющая здесь сложена в основном смесью каолинита и диоктаэдрической гидрослюды (2M₁) при подчинённой роли других слоистых силикатов (преобладает материал коры выветривания терригеннокарбонатных пород). В других (преимущественно базальные горизонты) в ней резко доминируют монтмориллонит со смешанным составом катионов, ассоциирующий с вермикулит-монтмориллонитовой смешаннослойной фазой, а иногда с примесью метагаллуазита (преобладают переотложенные продукты выветривания пород трапповой формации, о чём свидетельствует состав лёгкой и тяжёлой фракций). Иреляхские отложения вдоль бровки северо-западного борта Ангаро-Вилюйского прогиба характеризуются неравномерной концентрацией материала, поступавшего из кор выветривания кимберлитовых пород. При этом отмечается и различная дальность его переноса. Это, кроме различного морфологического облика минераловспутников алмаза и самих алмазов [17], подтверждается и установленным нами здесь присутствием некоторых вторичных минералов, характерных для кимберлитов: Fe-Mg-хлорита, вермикулита и серпентина политипной модификации А. О незначительном переносе этих минералов свидетельствуют их структурноморфологические особенности и приуроченность к иреляхским алмазоносным россыпям Мало-Ботуобинского района, сформированным вблизи от коренных месторождений [11, 12, 17].

Отложения укугутской свиты (J_1uk) характеризуются незначительной концентрацией продуктов переотложения древних кор выветривания. Нижние горизонты укугутской свиты сложены довольно мощной толщей конгломератов. Галечный материал в них представлен весьма разнообразными изверженными, метаморфическими и осадочными породами. Подавляющее большинство (до 90%) этих образований являются чуждыми для района. К ним относятся метаморфические и большая часть изверженных разностей. В депрессиях траппового плато (северо-западный борт прогиба) отложения укугутской свиты более обогащены продуктами переотложения древних кор выветривания, чем в центральной части прогиба, но значительно меньше, чем иреляхские породы. В отложениях укугутской свиты северо-западного борта прогиба развиты гравелиты, отличающиеся от иреляхских большей грубозернистостью и иным составом обломков, среди которых не встречены пелитизированные эффузивы. В укугутских отложениях заметно больше гравийных зёрен кварца и полевых шпатов, представленных ортоклазом и микроклином. Чаще присутствуют в них обломки осадочных пород (алевролитов, песчаников и др.), а также метаморфических сланцев и гнейсов. Довольно характерны для укугутской свиты песчаные образования, среди которых выделяются как крупно- и разнозернистые, так и средне- и мелкозернистые разновидности. Алевритовые и глинистые породы в разрезе свиты встречаются сравнительно редко и обычно залегают в виде отдельных прослоев в различных частях изученной территории. Данные комплексного изучения вещественного состава укугутских отложений показывают, что в целом они слабо обогащены продуктами кор выветривания. Только в локальных депрессиях северо-западного борта прогиба, в случае непосредственного залегания их на коре выветривания терригенно-карбонатных пород или траппов, в нижних горизонтах увеличивается концентрация аллотигенных глинистых минералов, связанных с выветриванием указанных пород.

Отложения *плинсбахского яруса* $(J_1p_{1,2})$ также характеризуются сравнительно небольшой концентрацией продуктов переотложения древних кор выветривания. Крупнообломочные породы в них распространены ограничено. Их петрографический состав менее разнообразен, чем в укугутской свите, и обычно тесно связан с составом местных пород. Довольно широко развиты в плинсбахских отложениях псаммитовые образования (преимущественно аркозовой и граувакковой групп пород), что характерно и для аналогичных пород *тоарского яруса* (*J*₁*t*₁₋₂). От аналогичных образований укугутской свиты отложения плинсбахского и тоарского ярусов отличаются более высоким содержанием литоидных обломков и частично их составом [11]. Здесь обычно заметно меньше кремней и основных эффузивов и, соответственно, больше кислых и средних эффузивов и жильных пород. Алевролиты плинсбахского яруса нередко переслаиваются с песчаными образованиями, образуя алевритопесчаный ритмолит. Они обычно содержат много хлоритизированных обломков, а также скоплений слюд и собственно хлорита. Для отложений плинсбахского и тоарского ярусов в целом не характерна высокая концентрация продуктов переотложения кор выветривания. Это подчёркивается незначительной примесью в них аллотигенных глинистых минералов. В период формирования этих отложений небольшую роль играли только древние коры выветривания основных пород. На это указывает присутствие в пелитовой составляющей аллотигенного монтмориллонита и смешанослойных образований, характерных для этого типа кор выветривания.

Таким образом, проведёнными исследованиями на примере отдельных алмазоносных районов Сибирской платформы показано, что результаты комплексного исследования древних кор выветривания и продуктов их перемыва и переотложения можно успешно использовать при геолого-поисковых работах на закрытых территориях, в частности при стратиграфических и литолого-палеогеографических реконструкциях. Так, для верхнепалеозойских отложений изученной территории характерна различная концентрация переотложенного материала древних кор выветривания. Влияние выветрелых образований на формирование древних осадочных толщ может быть оценено не только на основании петрографического изучения грубообломочного материала, но и по результатам детального изучения фракций всего спектра минерального состава указанных толщ. Для характеристики степени выветрелости материала в осадочных толщах можно использовать также структурные особенности слоистых силикатов, в частности, соотношение основных базальных отражений диоктаэдрических слюд. В формировании рассматриваемых отложений, очевидно, определённое значение имеет терригенный материал, привнесённый из отдалённых кристаллических массивов. Однако, если он и присутствует в верхнепалеозойских отложениях изученных алмазоносных районов, то, вероятнее всего, связан с переотложением из более древних (в первую очередь среднепалеозойских) толщ. Устанавливается чёткая зависимость обогащённости верхнепалеозойских отложений продуктами переотложения кор выветривания от структурного положения конкретного участка, обусловливающего развитие здесь благоприятной для этого палеогеографической обстановки (подножий склонов и конусов выноса, денудационной или денудационно-аккумулятивной равнины). Верхнепалеозойские отложения, обогащённые продуктами переотложения кор выветривания, тяготеют территориально к конседиментационным палеоподнятиям и их склонам, что имеет (при наличии в них кимберлитового материала) важное поисковое значение. В отличие от Мало-Ботуобинского района, локализация продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских отложениях Далдыно-Алакитского района характеризуется довольно специфическими чертами [18], что существенно облегчает проведение поисковых работ на территории последнего и делает их более эффективными. Здесь оконтуривание в базальных горизонтах каменноугольно-пермских отложений ореолов рассеяния продуктов перемыва и переотложения выветрелого кимберлитового материала приводит к открытию новых диатрем – источников этих продуктов. Это позволяет считать, что данные ореолы являются в большинстве своём первичными, т.е. не связанными с переотложением материала из более древних вторичных коллекторов.

Для мезозойского времени в целом характерны специфические особенности перемыва и переотложения продуктов древних кор выветривания, обусловленные, прежде всего, развитием в Мало-Ботуобинском районе двух структурно-формационных зон. В одной из них (юго-восточной) условия для накопления продуктов выветривания в перекрывающих их отложениях существовали в иреляхское время только на склонах центральной части прогиба. В укугутский же период эти образования подверглись значительной эрозии, а сохранившиеся от размыва их останцы перекрылись мощной (до 100 м) толщей аллювиальных отложений,

обогащённых чуждым району материалом. Формирование плинсбахских и тоарских осадков происходило здесь в прибрежно-морских условиях при незначительном поступлении элювиальных продуктов из областей размыва, обрамлявших возникший морской бассейн. В отличие от этого, в северо-западной структурноформационной зоне, занимающей трапповое плато, практически на протяжении всего иреляхского, укугутского и карикского времени на возвышенных платообразных поднятиях происходило корообразование с одновременным размывом и переотложением продуктов выветривания в располагавшиеся вблизи локальные депрессии и частичным выносом их за пределы данной зоны. При этом здесь существовали условия для формирования делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озёрных (озёрно-болотных) фаций. В домерское время находившиеся в рассматриваемой зоне продукты кор выветривания и отложения, обогащённые ими, подвергались абразии и накапливались в базальных горизонтах прибрежно-морских отложений. Тоарские образования, по-видимому, формировались уже после перекрытия кор выветривания или их полного размыва. Следовательно, в этой зоне существовали благоприятные условия для накопления осадков, обогащённых продуктами кор выветривания. В это время при наличии обнажающихся источников алмазов могли формироваться их россыпи. Этим условиям соответствует полоса вдоль бровки северозападного борта прогиба, совпадающая с Мирнинским поднятием, где широко развиты отложения иреляхской свиты, являющиеся формацией перемыва и переотложения древних кор выветривания, и образования укугутской свиты и карикского подьяруса. К этим отложениям, тяготеющим к локальным депрессиям (Иреляхской и Мачобинской) центральной наиболее изученной части указанного поднятия, приурочены все известные в настоящее время древние россыпи алмазов промышленного значения. При этом положение главнейших коренных источников в большинстве случаев установлено с достаточной точностью. Определённый интерес в поисковом плане представляют участки этого поднятия, не охваченные пока детальными исследованиями.

Приведённые на примере верхнепалеозойских и мезозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов Сибирской платформы (Мало-Ботуобинском и Далдыно-Алакитском) материалы по возможному использованию при прогнозно-поисковых работах результатов литолого-минералогических исследований кор выветривания и продуктивных на алмазы отложений можно успешно использовать при изучении аналогичных толщ как в других алмазоносных районах Сибирской платформы, так и в других регионах древних платформ мира. Комплексное исследование формации кор выветривания и продуктов их переотложения в перспективных на алмазы регионах должно подвергаться обязательным исследованиям на всех стадиях проводимых работ и в первую очередь – при прогнозно-поисковых работах на закрытых территориях. Полученный с большими финансово-материальными затратами каменный материал на таких территориях в обязательном порядке должен подвергаться комплексным пофракционным литолого-минералогическим исследованиям, а не ограничиваться извлечением из него шлихов для изучения только минералов тяжёлой фракции, составляющей в большинстве случаев только первые доли процентов общего объёма пород. Неоценимую и полезную для практических целей информацию можно получить при изучении минералов лёгкой и, особенно, глинистой фракций, составляющих в верхних частях выветрелых кимберлитовых трубок до 95–99% их объёма, переводя их в разряд апокимберлитовых образований.

Список литературы

1. Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. – М.: Недра, 196. – 343 с.

2. Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1949. – № 6. – С. 3–24.

3. Савко А.Д., Шевырёв Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1999. – 102 с.

4. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырёв Л.Т. Тектоника и алмазоносный магматизм. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. – 282 с.

5. Прокопчук Б.И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. – М., 1979. – 248 с.

6. Яншин А.Л. Возникновение проблемы эволюции геологических процессов // Эволюция геологических процессов в истории Земли. – М., 1993. – С. 9–20.

7. Савко А.Д. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. – 120 с.

8. *Милашев В.А.* Трубки взрыва. – Л., 1984. – 268 с.

9. Додатко А.Д. Коры выветривания Украинского щита: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Киев, 1976. – 321 с.

10. Савко А.Д., Додатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. – Воронеж: Изд-во ВГУ. – 231 с.

11. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. – Новосибирск: Изд-во НГУ, 1994. – 240 с.

12. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. – М.: Недра, 1983. – 196 с.

13. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Соколов В.Н. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитов // Минерагения зоны гипергенеза. – М.: Наука, 1980. – С. 45–54.

14. Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Геол. и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 99–109.

15. Зинчук Н.Н., Хмелевский В.А., Борис Е.И., Затхей Р.А. Литология древних осадочных толщ в районах развития кимберлитового магматизма. – Львов: Высшая школа при ЛГУ, 1985. – 164 с.

16. Иванив И.Н., Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Хмелевский В.А. Состав, условия формирования и минерагения отложений иреляхской свиты // Советская геология. – 1977. – № 5. – С. 148–156.

17. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003. – 603 с.

18. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т. Особенности минерагении алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). – Мирный: изд. МГТ, 2004. – 172 с.

УДК 553.078.2; 553.81 (571.56)

КАРТИРОВАНИЕ СКРЫТЫХ СДВИГОВЫХ КИМБЕРЛИТОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР В НАКЫНСКОМ ПОЛЕ

П.А. Игнатов¹, К.Ю. Бушков¹, А.В. Толстов², Ю.Т. Яныгин²

¹РГГРУ-МГРИ, г. Москва

²Ботуобинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА», г. Мирный

Приведены результаты крупномасштабного картирования признаков сдвигов в терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, вмещающих алмазоносные кимберлиты, на участках месторождений Накынского поля Якутии. Показано значение сдвигов в локализации кимберлитовых трубок и даек, включая скрытые тела. Выделено четыре типа тектонодинамической позиции кимберлитов в зонах сдвигов: pull-apart, дуплекса, окончания магистрального разлома и тубулярного канала в узле пересечения ортогональных сдвигов.

Положение кимберлитов в зонах сдвигов показано в ряде работ [1, 5, 8, 18]. Определяющее значение сдвигов в контроле кимберлитов в центральной части Накынского поля подтверждается новыми фактическими данными [11, 12]. Ниже представлены результаты детального картирования признаков сдвигов на площади более 80 км². Оно проведено по уникальному количеству прямых геологических наблюдений по керну более чем 1700 поисковых и разведочных скважин. Установлена связь морфологии и положения кимберлитовых тел относительно различных сдвиговых структур.

Тектонический каркас центральной части Накынского поля определен проявлениями разрывноблоковых структур двух стадий этапа среднепалеозойской тектоно-магматической активизации Сибирской платформы. На первой трапповой стадии сформировались основные крутопадающие и субпослойные нарушения, обусловленные узлом пересечения Вилюйско-Мархинской и Средне-Мархинской зон глубинных разломов [7, 19]. Они выражены субширотно-северо-восточными Северным, Южным, Ботуобинским и Дяхтарским и субмеридионально-северо-западными Западным и Восточным разломами второго и третьего порядка и оперяющими их нарушениями. В эту стадию широко проявлены крутопадающие сбросы и межпластовые зоны, выполненные дайками и силлами траппов. Тела траппов часто сопровождаются скарнированием. Амплитуды межблоковых перемещений достигают первых десятков метров. Эти разломы хорошо картируются по геолого-геофизическим материалам. Очевидно, они сформировались в условиях преобладающего регионального растяжения.

Во время второй стадии внедрения кимберлитов проявились северо-восточный Диагональный и Поперечные к нему северо-западные нарушения. Они находят подтверждение только по данным бурения, отчасти высокочастотной сейсмики, детальной магнитометрии и в профилях АМТЗ [10, 17, 22]. Очевидно происходило подновление древних дислокаций. В центральной части Накынского поля разломы этой стадии имеют признаки сдвигов с малоамплитудными смещениями блоков. Вероятно, эти нарушения происходили в условиях регионального сжатия. Предполагается, что, помимо кимберлитов, в эту стадию внедрялись тела эруптивных брекчий щелочных базитов. Часть базитов могла образоваться в мезозойский этап тектономагматической активизации региона.

Вещественные проявления палеозойских разломов имеют выражение в виде постседиментационных нарушений слоев терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, их структурно-петрофизических параметров, наложенной карбонатной, целестиновой, баритовой и пиритовой минерализации и захороненного под юрским чехлом мезозойского тектоно-эрозионного карста [9–12].

Картирование признаков сдвигов позволило представить палеотектоническую схему центральной части Накынского поля второй стадии активизации (рис. 1). Ее основу составляет комбинация северовосточных и северо-западных крутопадающих сдвигов, по которым смещены дайки, выполняющие разломы предыдущей стадии. Интересно отметить относительно большие амплитуды смещений, происшедших вдоль северо-западных сдвигов и меньшие – вдоль швов Диагонального разлома. В целом амплитуды горизонтальных перемещений больше на флангах поля, чем в его центре. Это аналогично позиции ряда рудных объ-



Рис. 1. Тектоно-динамическая схема центральной части Накынского поля: 1 – дайки траппов Вилюйско-Мархинской зоны разломов; 2 – поперечные кимберлитоконтролирующие сдвиги; 3 – продольные кимберлитоконтролирующие левые сдвиги; 4 – Диагональный рудовмещающий правый сдвиг; 5 – кимберлитовые тела (для даек показаны их центры); 6 – эруптивные брекчии щелочных базитов; 7 – предполагаемое положение осей сжатия (а) и растяжения (б) в проекции на горизонтальную плоскость; 8 – предполагаемое смещение берегов разрывов

ектов в зонах сдвигов, когда в рудовмещающих зонах отмечаются минимальные смещения и максимальные напряжения по сравнению с флангами рудных полей и месторождений [25 и др.].

Активность показанных нарушений во время эксплозий щелочноультраосновных магм подтверждается их пространственной связью с телами кимберлитов и щелочных базитов. Брекчии щелочных базитов встречены в непосредственной близости от кимберлитов и слагают удаленные от них самостоятельные тела. Они обнаружены в десятках метров от кимберлитов Майского и Мархинского объектов и в 100 м от юго-восточного контакта Нюрбинской трубки. Их отдельные тела создают ареал вокруг известных тел кимберлитов с параметрами 6х15 км. В их структурной позиции ведущее значение имеют фрагменты Ботуобинского, Дяхтарского, Восточного, Поперечных разломов, в меньшей мере Диагонального. Флюидно-взрывное происхождение брекчий обосновывается их текстурныособенностями, флюидно-ΜИ разрывными и тектоническими контактами с вмещающими породами нижнего палеозоя или траппами, присутствием в связующей массе гидрограната, серпентина, хлорита, гидрослюд, кальцита и доломита [13]. По их петрохимическим характеристикам предполагается отсутствие генетической связи с кимберлитами и устанавливается связь с щелочными базитами, интрудирующими кимберлиты Нюрбинской трубки. На

этом основании можно предположить их синхронность с отмеченными щелочными базитами, возраст которых определен в 320 млн. лет [14].

Кимберлиты Накынского поля контролируются зоной Диагонального разлома. Отдельные жилы, сложенные порфировыми кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями, дайковидные тела кимберлитовых брекчий локализованы в осевых частях этого нарушения. Они имеют крутое падение, их простирание совпадает с простиранием признаков сдвигов в центральной части Диагонального разлома. Ботуобинская и Нюрбинская трубки, сложенные кимберлитовыми брекчиями и автолитовыми кимберлитовыми брекчиями, имеют север-северо-восточные оси и располагаются на продолжении кимберлитовых даек и жил.

Результаты бурения наклонных скважин по зоне Диагонального разлома и разведочного бурения показывают непосредственное более чем на 400 м продолжение дайки, слагающей юго-западный фланг Ботуобинского месторождения, жильными телами Мархинского объекта. Общая протяженность их превышает 2,5 км. В оси Диагонального разлома находится жила кимберлитов, обнаруженная в 400 м северо-восточнее Ботуобинской диатремы (проявление Д-96). Жилы кимберлитов вскрыты в карьере и бурением в югозападном и северо-восточном околотрубочном пространстве Нюрбинской трубки. Эти данные указывают на вероятное соединение на глубине в первые сотни метров отмеченных тел кимберлитов единой дайкой или кулисными дайками, протяженность которых составляет более 6 км. Подобная модель представляется типичной для линейных кимберлитовых кустов [20].

Фрагмент выделенного геологами БГРЭ Диагонального разлома на Мархинском месторождении имеет юго-восточное падение под углом 85–87°, что подтверждается бурением «вилки» двух наклонных скважин. Здесь его мощность колеблется от 40 до 110 м. Его раздуву соответствует наибольшая мощность кимберлитовой дайки. Замеры сдвиговых зеркал скольжения, расположенных в осевой части шва Диагонального разлома по образцам ориентированного керна из наклонных скважин, показывают правосдвиговый взбросо- и сбросо-сдвиговый типы смещений по этому нарушению.

На этом и других участках осевая часть Диагонального разлома выражена маломощными в первые метры и доли метра милонитами, сохранившимися на западном и восточном контактах Нюрбинской трубки

и тектоническими брекчиями. В зоне разлома часто встречаются рассланцевание мощностью в дециметры, сближенные плоскости смещения с горизонтальными зеркалами скольжения, микровзбросовые деформации. Реже находятся мелкие межслоевые складки волочения с дециметровыми амплитудами, захватывающие пласты мергелей. По наблюдениям в керне мелких и глубоких скважин признаки этого нарушения дают одинаковые ассоциации как в приповерхностных местах, так и на глубинах более 500 м. По данным детального их картирования фиксируются раздувы и пережимы по падению и простиранию Диагонального разлома. Вдоль его плоскости намечаются винтовые перегибы с шагом в несколько сотен метров. В некоторых местах откартированы не один, а два субпараллельных тектонических шва Диагонального разлома. Наличие одно или двух магистральных разломов характерно для сдвигов [23, 27, 32].

Доказательствами сдвиговой природы кимберлитовмещающих разломов также служат следующие наблюдения:

- выполнение кимберлитовыми жилами плоскостей микровзбросов;

 – частые тектонические контакты кимберлитов с вмещающими породами с зеркалами скольжения с горизонтальными бороздами в вертикальных или межслоевых плоскостях;

- присутствие в порфировых кимберлитах флюидальности, параллельной их тектоническим контактам;

 наличие в кимберлитовой брекчии обломков с рассланцеванием, аналогичным по ориентировке нарушению в экзоконтакте жилы кимберлитов;

– наличие S - и Z - образных микросмещений вертикальных прожилков в ближайшем околотрубочном пространстве;

– определение сдвиговой природы нарушений по анализу структурно-петрофизических диаграмм методом Даниловича образцов, вмещающих кимберлиты карбонатных пород из экзоконтактов кимберлитов Нюрбинской, Ботуобинской и Мархинской трубок;

– связь локальных сдвиговых структур с формой кимберлитовых тел.

Последнее требует более подробного рассмотрения. В настоящее время в пределах центральной части Накынского поля, не считая мелких жил, известно пять тел алмазоносных кимберлитов: трубка Нюрбинская, трубка Ботуобинская, примыкающая к ней с юго-запада дайка, дайковидные тела Мархинское и Майское. Каждое из них представляет собой месторождение. Первые четыре локализованы в узкой осевой части Диагонального разлома. Майский объект отстоит от оси этого сдвига на 500 м. Это имеет принципиальное значение. Его структурная позиция открывает возможность существования второго шва рудовмещающего разлома, субпараллельного известному Диагональному, или значительный разворот на запад этого нарушения.

На детально изученных участках алмазных месторождений и проявлении Д-96 устанавливается кимберлитовмещающее значение северо-западных и северо-восточных сдвигов. Северо-восточное направление реализовано осями кимберлитовых трубок и простиранием даек и всего куста кимберлитов. Обоснованием действия во время внедрения кимберлитов северо-западных нарушений является коленообразный изгиб дайки Ботуобинского месторождения (рис. 2). Отдельные тектонические швы Поперечных сдвигов откартированы на участках Майского и Мархинского месторождений и проявлении алмазоносных кимберлитов Д-96 (рис. 3).

На этих участках выделены мелкие блоки размерами первые сотни метров в поперечнике. В них преимущественно распространены индикаторы сжатия или растяжения. К явным показателям обстановок сжатия отнесены: вертикальные и пологие сутуро-стилолитовые швы, формирующие в некоторых разрезах парастилолиты; уплотненные и перекристаллизованные известняки и доломиты с перекристаллизованными оолитами; полное отсутствие проявлений древнего карста с сокращением мощностей отложений переотложенных кор выветривания триас-нижнеюрской дяхтарской свиты. Признаками растяжения являются сильная карстованность разреза, наличие зияющих трещин в некарстованных известняках и доломитах, мощные разрезы верхней триас-нижнеюрской дяхтарской свиты, сложенной континентальными делювиальнопролювиальными отложениями, карстовые просадки.

Прослеживание маркирующей пачки ордовика на участке Мархинского объекта позволило установить совпадение признаков растяжения с относительно опущенными, сжатия – с поднятыми взброшенными блоками (рис. 4).

В пределах каждого из участков блоки с признаками сжатия или растяжения сформировали два накрест лежащих сектора. Эти факты вместе с наблюдениями ориентировки сбросо-сдвиговых нарушений по образцам из наклонных скважин, например, на Мархинском объекте, позволили отнести северо-западные поперечные нарушения к левосдвиговым, а северо-восточные в Диагональном разломе – к правосдвиговым.

Тела кимберлитов располагаются в секторах локального растяжения. Это видно на участке Д-96 (см. рис. 3). Секториальное тектоно-динамическое строение участков рассматриваемых месторождений является следствием движений в месте ортогонального пересечения разнонаправленных сдвигов. Помимо отмеченных сдвиговых разломов на многих участках проявлены сбросовые деформации вдоль нарушений, входящих в систему Дяхтарского разлома. На Майском месторождении вдоль нарушений этого направления, также как и в двух других направлениях, помимо признаков сбросов картируются и сдвиговые проявления.

Трубка Нюрбинская имеет слабо вытянутую на север-северо-восток близкую к изометричной форму и сопровождается мелкими крутопадающими жилами северо-восточного простирания. Они вместе с признаками сдвигов маркируют осевую часть Диагонального разлома.





Рис. 2. Морфология трубки Ботуобинская по [24]: 1 – границы кимберлитов и их разновидностей по результатам разведки 1994– 2000 гг.: КТБ – кимберлитовые туфобрекчии, АКБ – автолитовые кимберлитовые брекчии, ПК – порфировые кимберлиты; 2 – границы кимберлитов по результатам доразведки (2005 г.); 3 – скважины, вскрывише кимберлиты и их номера; 4 – скважины законтурные и их номера; 5 – буровые разведочные линии и их номера

Рис. 3. Положение дайки кимберлитов проявления Д-96 в узле пересечения правого сдвига по Диагональному нарушению и левого сдвига по Поперечному: значками у скважин показаны фактические признаки нарушений, в т. ч.: в кружках – направления зеркал скольжения; микросбросовые или микровзбросовые нарушения и их системы, тектонические брекчии; флюидизиты, крутые углы падения горизонтальных слойков; ПК – перекристаллизация; К – интенсивное карстование, прочерк – отсутствие нарушений, вторичный барит; в квадрате – суммарная мощность пиритизации



Рис. 4. Поперечный профиль Мархинского месторождения по линии 28, иллюстрирующий поднятые и опущенные блоки в зоне Диагонального взбросо-сдвига. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:4



На западном и восточном ее контактах откартированы согласные S-образные милонитовые швы (рис. 5). Тектонические контакты трубки наблюдаются также в карьере. Конформно изгибам милонитовых швов в околотрубочном пространстве картируются зеркала скольжения с горизонтальными бороздами. Эти факты интерпретируются как проявление во время внедрения кимберлитов сдвигов, параллельных существовавшему ранее как сброс Ботуобинскому разлому. Подтверждением служит смещение по линии этого разлома даек траппов, выполняющих Восточный разлом северсеверо-западного простирания (рис. 1). По наблюдениям в карьере Нюрбинского месторождения в юго-западной час-

Рис. 5. Структуры, контролирующие трубку Нюрбинская: стрелками показаны предполагаемые левые сдвиги по разлому Ботуобинской зоны и правые – по Диагональному нарушению. Серое – милонитовые швы. Показаны устья скважин и их номера ти трубки во вмещающих породах наблюдались системы вертикальных трещин с горизонтальным расположением борозд скольжения с простиранием 10°, 20°, 300°, 310°, соответствующим отмеченным сдвигам.

При общей рудоконтролирующей роли сдвигов на каждом месторождении выражена индивидуальность. Так, на Нюрбинской диатреме действовали преимущественно сдвиги Диагональной и Ботуобинской систем нарушений. На Мархинском объекте преобладали левые сдвиги по Диагональному разлому, на Майском – комбинация Поперечных, Дяхтарского и Диагонального нарушений. Это согласуется с проявлениями ударных деформаций во вмещающих породах. Результаты структурно-петрофизических исследований в околотрубочном пространстве показывают, что вблизи Нюрбинской трубки проявлены только ударные деформации, вблизи Ботуобинской диатремы имеются следы ударных и ударно-раздвиговых напряжений, на участке Мархинского тела более широко выражены ударно-раздвиговые деформации [8, 11]. Это соответствует морфологии тел: Нюрбинская трубка представлена диатремой, на Ботуобинском месторождении диатрема соединена с дайкой, Мархинский объект представлен дайкой.

Для Накынского поля характерны слепые окончания дайковидных кимберлитов с выклиниванием их по простиранию и вверх по разрезу в виде прожилков кимберлитов. Затухание вверх наблюдается и в отдельных кимберлитовых прожилках (рис. 6). Данные факты эффектно иллюстрируют реализацию принципа скейлинга в разномасштабных геологических объектах, включая рудные месторождения



Рис. 6. Выклинивание вверх кимберлитовой жилы (темно-серое) в доломитах нижнего ордовика (светло-серое) на юго-западе Мархинского тела. Фото штуфа скв. Д-73, глубина 123 м. Уменьшено в 1,5 раза

Строение зон выклинивания дайковидных тел кимберлитов представляется совокупностью мелких прожилков кимберлитов и ассоциирующих с ними флюидизитовых прожилков. Сами прожилки расположены кулисными сериями. Выклинивание продуктивной кимберлитовой дайки в виде многочисленных прожилков отмечено для канадского дайкового месторождения алмазов Снэп Лэйк [28].

Указанные особенности предполагают присутствие в Накынском поле не только полускрытых даек кимберлитов, но также и слепых кимберлитовых диатрем типа трубки Одинцова [3]. В этой связи важно напомнить, что с кимберлитовой дайкой Снэп Лэйк ассоциирует слепое ударное (blind «blow») алмазоносное тело CL186 в диаметре 80–100 м, представленное брекчиями вмещающих пород [28]. В нем лишь на глубине 188 м появляется ясная примесь оливина. Подобные тела можно ожидать и в пределах Накынского поля. Присутствие слепых и полуслепых крутопадающих тел кимберлитов в этом закрытом для прямых поисков районе резко осложняет проведение поисковых работ. Вместе с тем наличие дайковидных промышленных объектов месторождения Майского открывает перспективы их обнаружения на глубине. Скрытым кимберлитовым телам Накынского поля соответствует плохо выраженное в приповерхностных частях осадочного разреза нижнего палеозоя строение рудовмещающих нарушений. Так, основной рудовмещающий Диагональный разлом весьма нечетко выражен в геофизических полях и по результатам магнитотеллурического зондирования с глубиной выражается отчетливее [22].

Установленные соотношения древних сдвигов и кимберлитов в Накынском поле могут иметь более широкое значение, поскольку соответствуют типовым структурнодинамическим позициям. Имеющиеся экспериментальные и теоретические тектонофизические данные по проявлению хрупких деформаций в условиях сдвигов [6, 21, 27, 32 и др.] позволяют выделить в зонах крутопадающих сдвигов четыре типа модельных условий расположения локальных проницаемых участков растяжения. Соответственно в них могут находиться кимберлиты.

1. Участки pull-apart представляют собой локальные изгибы плоскостей сместителей сдвигов. Они располагаются в разных частях флексурных изгибов основных разломов в зависимости от направления перемещения блоков. Сами изгибы могут формироваться вследствие дифференциации физико-механических свойств вмещающих пород. Предполагается, что трубки Айхал, Мир и Юбилейная локализованы в таких структурах [4, 5,

23]. По нашим данным близкую позицию имеет трубка Нюрбинская в Накынском поле [2, 11, 12].

2. Зоны дуплексов (аккомодации), расположенные в кулисных сочленениях сдвигов. Увеличение проницаемости в таких случаях обусловлено развитием сближенных кулисообразных разрывов типа R-сколов [23, 25, 26, 30, 32]. По экспериментальным данным на окончании сдвигов формируются лепестковые формы повышенных напряжений [29] и возможно развитие структур центрального типа [15]. Предполагается, что в зонах дуплексов находятся кимберлитовые дайки Ботуобинского и Мархинского месторождений Накынского поля Якутии [2]. Такую же позицию, по-видимому, имеет и недавно открытое здесь Майское месторождение.

3. Узлы пересечения двусторонних сдвигов. По данным расчетов и моделирования прерывистая разгрузка по пересекающимся левым и правым сдвигам (через часы и месяцы, т. е. геологически мгновенно) обуславливает наличие четырехлепестковых участков растяжения и сжатия [16, 32]. В секторах растяжения локализованы кимберлитовые трубки или раздувы мощности кимберлитовых даек, как это установлено на Мархинском месторождении и проявлении Д-96.

4. Участки образования трубообразных (тубулярных) каналов фильтрации в местах расширяющегося раннего нарушения при его ортогональном пересечении вектора позднего сдвига [31]. Такую позицию имеет трубка Нюрбинская, которая находится в месте пересечения дорудного Ботуобинского разлома, выполненного дайкой траппов с Диагональным кимберлитоконтролирующим нарушением.

Таким образом, картирование признаков древних сдвигов в осадочных породах нижнего палеозоя в центральной части Накынского поля показало их разнообразие и тесную связь с проявлениями кимберлитов. Систематическое детальное картирование признаков древних сдвигов, анализ их тектоно-динамических соотношений служат палеоструктурной основой выделения локальных участков в первые сотни метров в поперечнике, перспективных на обнаружение скрытых тел кимберлитов.

Список литературы

1. Божевольный И.И., Минаков А.В., Черный С.Д., Якутин В.Е. Перспективы выявления новых кимберлитовых тел в юго-восточной части Якутской алмазоносной провинции // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов и других полезных ископаемых. – Мирный: изд. МГТ, 1998. – С. 235–237.

2. *Бушков К.Ю*. Структура Накынского кимберлитового поля и признаки скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М.: РГГРУ, 2006.

3. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. – М.: Геоинформмарк, 2000. – 369 с.

4. Гладков А.С., Зинчук Н.Н., Шерман С.И. и др. Тектонофизический подход к анализу разломов Мало-Ботуобинского кимберлитового района // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный: ЯНИГП ЦНИГРИ, 2003. – С. 266–271.

5. Гладков А.С. Внутреннее строение и кинематика зон кимберлитовмещающих разломов Сибирской платформы // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Т. 1 // Мат-лы. XXXIX тект. совещ. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 157–159.

6. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику: Учебное пособие / Отв. ред. Н.В. Короновский. – М.: КДУ, 2005. – 496 с.

7. Зуев В.М., Безбородов С.М., Черный С.Д. и др. Структуры, контролирующие положение кимберлитов Средне-Мархинского района // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов и других полезных ископаемых. – Мирный: изд. МГТ, 1998. – С. 260–262.

8. Игнатов П.А., Штейн Я.И. Типы локальных структур, контролирующих кимберлиты Центральной Якутии // Руды и металлы. – 1997. – № 6. – С. 61–66.

9. Игнатов П.А., Штейн Я.И., Зинчук Н.Н. и др. Физические и структурно-петрофизические характеристики осадочных пород, вмещающих Ботуобинскую трубку Накынского кимберлитового поля Центральной Якутии // Руды и металлы. – 1999. – № 5. – С. 41–49.

10. Игнатов П.А., Штейн Я.И., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Новые приемы оценки локальных площадей на коренные месторождения алмазов // Руды и металлы. – 2001. – № 5. – С. 32–43.

11. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Штейн Я.И. и др. Особенности палеотектонического положения различных структурно-морфологических типов кимберлитовых тел Накынского поля // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (алмазы-50). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – С. 151–154.

12. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т. Геологические и минералого-геохимические признаки структур, контролирующих алмазоносные кимберлиты Накынского поля Якутии // Руды и металлы. – 2006. – № 4. – С. 59–66.

13. Киселев А.И., Егоров К.Н., Чернышев Р.А. и др. Проявления флюидно-взрывной дезинтеграции базитов в Накынском кимберлитовом поле (Якутская алмазоносная провинция) // Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23, № 1. – С. 97–104.

14. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н. и др. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 6. – С. 626–648.

15. Косыгин Ю.А., Юшманов В.В., Маслов Л.Ф. К вопросу о механизме формирования и локализации концентрических комплексов // Геология и геофизика. – 1981. – № 6. – С. 20–27.

16. *Ма Цзинь, Ма Сэнли, Лю Личань и др.* Экспериментальное изучение поочередных подвижек пересекающихся разрывов и движений блоков / М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. – М.: Наука, 2000. – С. 207–219.

17. *Малышева Е.Н.* Структурный облик кимберлитовмещающей среды в поле высокочастотных упругих волн // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2002. – № 1. – С. 123–129.

18. Мишин И.И., Степина З.А. Платформенный панцирь Земли. – СПб.: Недра. 2000. – 190 с.

19. Молчанов Ю.Д., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Новое в закономерностях размещения кимберлитовых полей Западно-Якутской алмазоносной провинции // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. – Симферополь–Судак: Крым-Фарм-Трейдинг, 1999. – С. 221–225.

20. Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаасс Г.С. Алмазопрогностика (методическое пособие) / АК АЛРОСА ЯНИГП ЦНИГРИ. – Иркутск, 2001. – 320 с.

21. Осокина Д.Н. Исследование механизмов деформации массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) / М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. – М.: Наука, 2000. – С. 220–244.

22. Сараев А.К., Пертель М.И., Никифоров А.Б. и др. Особенности проявления кимберлитовмещающего разлома в Накынском поле по данным АМТЗ // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. – С. 539–542.

23. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2005. – 293 с.

24. Толстов А.В., Разумов А.Н., Сыромолотова Н.А. Особенности разведки коренных месторождений алмазов сложной морфологии на примере трубки Ботуобинская // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005.

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

26. Уткин В.П., Митрохин А.И., Неволин П.Л. и др. Роль сдвиговых зон в распределении золотой минерализации южного Приморья // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 291–295.

27. Шерман С.И., Семинский К.Ж, Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. – Новосибирск: Наука, 1991. – 261 с.

28. M. Kirkley, T. Mogg, L. McBeen. Snap Lake field Trip guide // 8 th International Kimberlite Conference. De Beers Canada. Victoria. Vancouver, 2003. – P. 1–12.

29. Cowie P.A. A healing-reloading feedback control on the growth rate of seismic faults // S. Struct, Geol. – 1998. – Vol. 20, № 8. –P. 1075–1087.

30. Segall P., Pollard D.D. Mechanics of discontinous faults // S. Geophys. Res. - 1980. - №85. - P. 4337-4350.

31. Sibson R. H., Spott J. Stress/fault controls on containment and release of overpressured fluids: Examles from goldquartz vein systems in Juneav, Alaska, Victoria, Australia and Otgo, New Zeland // Ore Gqol. Reviows. – 1988. – № 13. – P. 293–306.

32. Sylvester A.G. Strike-slip faults. Geological society of America Bulletin. - 1988. - V. 100. - P. 1666-1703.

УДК 551.7:550.838.5:551.2

МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ РЕШЕНИИ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

К.М. Константинов

Амакинская геологоразведочная экспедицияАК «АЛРОСА», п. Айхал

Разнообразные магнитные свойства горных пород делают их незаменимыми для решения ряда геологических задач с целью локального и регионального прогноза поисков месторождений алмазов. На основе петромагнитных, магнитоминералогических и палеомагнитных исследований решаются задачи по геолого-геофизическому моделированию, изучению ореолов эпигенетических изменений, петромагнитному картированию, палеомагнитному датированию немых геологических процессов (кимберлитов, траппов, метасоматитов и т. п.), геодинамики и др. Петромагнитные данные, полученные в последнее время по основным петрофизическим структурно-вещественным комплексам (ПСВК) Архангельской и Якутской алмазоносных провинций, целесообразно использовать для поисков кимберлитовых трубок на закрытых территориях. Широкое изучение магнитных свойств горных пород принесет максимальную пользу в комплексе с геофизическими методами, тектонофизической, шлихоминералогией, стратиграфией, петрохимией и другими исследованиями.

Магнитные методы диагностики состава и строения горных пород применяются для решения широкого спектра прикладных геологических задач [1]. В настоящее время такая информация может быть получена только в стационарных условиях по результатам лабораторных измерений и экспериментов образцов горных пород. Наиболее благоприятны для решения геологических задач ориентированные штуфы, отобранные из карьеров и естественных обнажений [2], менее – ориентированный по вертикали керн скважин.

Как показывает практика, сопоставление данных аналитических (петрохимия, минералогия, изотопия и т. п.) и геофизических (гравимагнитная съемка, геофизические исследования скважин) методов с результатами петромагнитных исследований намного повышает однозначность выводов на стадии геологической интерпретации материалов. При интерпретации петромагнитных данных (да и геофизических материалов в целом), полученных по горным породам Якутской алмазоносной провинции (ЯАП), необходимо учитывать дрейф Сибирской платформы, которая в течение фанерозоя испытала широтное перемещение более 130° дуги большого круга [3]. Характер движения Сибирской платформы не всегда был равномерным и направленным: эпохи относительного тектонического спокойствия сменялись ускоренным перемещением и вращением кратона.

Общие представления о методике исследований

Специализированная партия петрофизических исследований (СППИ) АмГРЭ ведет петромагнитные исследования, позволяющие проследить изменения магнитных характеристик горных пород с момента их формирования до современного физического состояния. Комплекс работ включает петромагнитный, палеомагнитный и магнитоминералогический методы. По результатам изучения ориентированных образцов рассчитываются векторные магнитные параметры горных пород в «естественном залегании» (рис. 1) [14], что необходимо для интерпретации данных магниторазведки [15]. Палеомагнитные данные позволяют установить характер магнитного поля, действующего в момент формирования пород (рис. 2), и оценить их палеогеографическое положение, время, генезис и др. [4, 5]. Магнитоминералогические исследования (магнитная анизотропия, коэрцитивные спектры и дифференциальный термомагнитный анализ) позволяют установить состав, природу магнитных носителей и т. п. (рис. 3) [16–23].



Рис. 1. Результаты статистической обработки магнитных параметров пермь-триасовых долеритов Далдыно-Алакитского района: *А* – стереограмма векторов суммарной намагниченности I; черные (светлые) кружочки – проекции векторов I на положительную (отрицательную) полусферу; звездочки – древнее Hp (серая и белая) на момент формирования траппов и современное H (черная) направления магнитного поля; *Б* – график зависимости In, æ и Q; B – тернарный график In, Ii и I; Г – гистограмма склонений D векторов I; Д – график зависимости наклонений J векторов I от фактора Q; Е – график зависимости величины I от фактора Q (или In). Другие пояснения см. в тексте



Рис. 2. Результаты лабораторных экспериментов по размагничиванию переменным магнитным полем и температурой кимберлитов (А – тр. Нюрбинская, Б – тр. Заполярная), траппов среднего палеозоя (В – р. Тюнг, Г – р. Марха) и пермо-триаса (Д-М – карьер тр. Комсомольская). Стереограмма: темные (светлые) кружочки – проекция вектора In на положительную (отрицательную) полусферу. Диаграмма: темные (светлые) кружочки – проекции вектора In на плоскости ХОҮ (НОZ). Цифры – величина физического воздействия (переменное магнитное поле или температура), разрушающая исходную намагниченность NRM образца



Рис. 3. Стереограммы анизотропии магнитной восприимчивости: А, Б – терригенно-осадочные породы, соответственно, среднего рифея р. Б.Куонамка и ордовика карьера Юбилейный; В – дайка долеритов Вилюйско-Мархинского пояса, устье р. Моркока; Г – кимберлитовая дайка из итольни Айхал; Д, Е – кимберлиты трубок Зарница и Комсомольская. Квадратики, треугольники и кружочки – оси эллипса Ктах, Кint и Kmin, пунктирная линия – плоскость магнитного расслоения

Основные результаты работ

В период 2001-2006 гг. в СППИ решались задачи по петрофизическому моделированию, магнитной минералогии, эпигенетическим изменениям вмещающих кимберлитовые трубки пород, магнитостратиграфии, петромагнитному картированию, палеомагнитному датированию немых геологических процессов (кимберлитов, траппов и т. п.), геодинамики и др. Для этого были получены качественно новые результаты по основным петрофизическим структурно-вещественным комплексам (ПСВК), слагающим верхнюю часть разреза (до 250 м): І – породы кимберлитового и щелочно-ультраосновного магматизма; II – терригенно-карбонатные породы позднего докембрия – раннего палеозоя; III – терригенный комплекс позднего палеозоя - мезозоя и IV - разновозрастные эффузивные и интрузивные породы основного состава, составляющие трапповый комплекс пород ЯАП. Плохая обнаженность территорий развития метаморфических комплексов не позволила провести по этим образованиям подобные исследования.

ПСВК-І. Ультраосновные породы кимберлитовой и щелочно-ультраосновной формации, формирующие трубки взрыва, даечные и жильные тела. Отдельные трубки и их кусты являются «объектом поисков» настоящих геолого-геофизических работ. Из-за особенностей формирования, морфологического строения и состава, воздействия гипергенных процессов, выветривания, содержания ксеногенного материала и др. кимберлитовые тела характеризуются максимальной дисперсией петрофизических параметров: æ от первых единиц до 10000·10⁻⁶ СГС; In от десятых единицы до 10000·10⁻⁶ СГС, фактор Q колеблется в пределах 0,2-0,6 ед. Кимберлитовые трубки отличаются между собой и по магнитоминералогическим характеристикам (коэрцитивным спектрам и точкам Кюри) [7]. Данные AMS отражают глубину эрозионного среза кимберлитовой трубки (рис. 2, Г-Е), чем выше упорядочение магнитной текстуры, тем он больше [24]. Некоторые кимберлито-

вые трубки сохранили первичные вектора ЕОН (рис. 2, А, Б) [6–8, 10–11]. При сопоставлении рассчитанных по ним палеомагнитных полюсов с ТКМП Сибирской платформы возраст их характеристической ЕОН варьирует от 420 до 230 млн. лет.

ПСВК-II. Терригенно-карбонатные породы позднего докембрия – раннего палеозоя образуют непрерывный горизонтально-слоистый цоколь осадочного чехла Сибирской платформы и относятся к практически немагнитным образованиям ($\approx < 50 \cdot 10^{-6}$ СГС; In $< 30 \cdot 10^{-6}$ СГС). ПСВК-II является рудовмещающим для кимберлитов, пикритов, траппов и рассматривается как важнейший «объект исследования», несущий полезную информацию о рудоконтролирующих структурах по комплексу типоморфных признаков: разноранговые тектонические нарушения, карст, эпигенетические изменения и др.

Поисками кимберлитовых трубок по ореолам эпигенеза, которые в несколько раз превышают их размеры, занимались многие исследователи [25]. Подобно геологическим изменениям, петрофизические параметры должны «почувствовать» кимберлитовую трубку на большом расстоянии. С этой целью необходимо решить две основные задачи:

1. Получить набор петрофизических параметров с целью изучения законов их распределения во вмещающей среде для оконтуривания и локализации перспективных участков земной коры, испытавших вначале динамическое воздействие, а затем инфильтрацию и внедрение в них сокимберлитового вещества, как в период формирования трубок, так и в последующие периоды за счет остаточных явлений или различных изменений в пострудную эпоху.

2. Доказать кимберлитовую природу «эпигенетической» аномалии.

Современным петрофизическим исследованиям вмещающих пород с целью обнаружения эпигенетических изменений должны отвечать:

a) высокая (на 1–2 порядка выше проводимых исследований) точность и низкая (менее 5 %) погрешность измерений, основывающаяся не только на возможностях аппаратуры и оборудования, но и на корректной статистической обработке цифрового материала;

б) высокая производительность и, следовательно, низкая себестоимость работ;

в) простота и однозначность интерпретации полученных материалов;

г) оперативность передачи информации.

Данным требованиям удовлетворяют некоторые параметры AMS горных пород [23]. Для этого установлены различия тензоров магнитной анизотропии между процессами диа- и эпигенеза терригеннокарбонатных пород. В качестве параметров AMS для определения зон эпигенеза предлагаются средние значения уточненной степени (*P*_J), линейной (L) и плоскостной (F) анизотропии и параметра формы эллипса (T), стереограммы распределения осей эллипса анизотропии. Анализ материалов показал, что для первичной магнитной структуры эпигенентически стерильных осадочных пород, независимо от возраста (поздний докембрий, палеозой или мезозой) и литологического состава (песчаники, алевролиты или известняки), характерны, главным образом:

- относительно пониженные значения $P_{\rm J} < 5-7\%$;
- преобладание плоскостной AMS над линейной (F>>L);
- трехосный сплющенный эллипсоид (диск) с параметрами формы Т →1,0.

Существенные отклонения данных параметров от приведенных критериев могут быть связаны с эпигенезом вмещающих кимберлитовые трубки осадочных пород (рис. 3, Б). Для доказательства кимберлитовой природы «эпигенетических» аномалий данные AMS желательно комплексировать с плотностными, электрическими и геохимическими данными, а так же с результатами ГИС.

Опытные исследования AMS вмещающих пород проведены по 49 скважинам, пробуренным по неравномерной сети на участке Полигон Далдыно-Алакитского алмазоносного района ЯАП, и по 11 скважинам на полигоне «Белая» Золотинской площади Архангельской алмазоносной провинции (ААП) [24, 26]. Так, например, при анализе корреляционно-регрессионных связей плотностных и магнитных свойств (таблица) установлены зоны «парадокса», в которых намагниченность песчаников золотинской свиты венда не зависит от содержания ферримагнитных минералов. Единственным логическим объяснением такому эффекту может быть то, что ЕОН не сингенетична песчаникам, а приобретена за счет обжига (повышенной температуры) вмещающих пород. Даже на расстоянии более 3 диаметров трубок AMS вмещающих пород не совсем осадочная. Для внедрения метода в производство необходимо провести дополнительные исследования.

Параметр	σ	δ	n	Lgæ	Lg(In)	LgQ
σ	1	-0,40	-0,91	0,72	-0,71	-0,80
δ	-0,40	1	0,75	-0,20	0,34	0,35
n	-0,91	0,75	1	-0,60	0,67	0,74
Lgæ	0,72	-0,20	-0,60	1	-0,42	-0,64
Lg(In)	-0,71	0,34	0,67	-0,42	1	0,97
LgQ	-0,80	0,35	0,74	-0,64	0,97	1

Коэффициенты корреляции петрофизических параметров песчаников полигона «Белая»

Примечание. Отмеченные корреляции значимы на уровне p <0,05, N=17, σ – объемный вес, δ – удельный вес, n – коэффициент пористости, æ – магнитная восприимчивость, In – EOH, фактор Q – коэффициент Кенигсбергера.

ПСВК-III. Комплекс терригенно-осадочных пород позднего палеозоя – мезозоя распространен в разрезе с локальными перерывами. Наряду с трапповыми образованиями является составной частью толщи, перекрывающей кимберлиты, т. е. источником помех. За счет размыва кимберлитовых тел представляет интерес как «объект концентрации и распространения ореолов минералов-спутников алмаза (МСА)». Как показали проведенные магнитотекстурные исследования, главные (средние или длинные) оси эллипсоида AMS, в зависимости от гидродинамического режима осадконакопления, конформны направлению сноса терригенного материала (рис. 3, А). По результатам изучения керна поисковых скважин породы ПСВК-III относятся к слабомагнитным образованиям: $æ < 250 \cdot 10^{-6}$ СГС; $In < 50 \cdot 10^{-6}$ СГС, что делает их достаточно благоприятными для изучения AMS. Данные результаты желательно комплексировать с материалами по древним коллекторам МСА (в т. ч. с магнитоминералогическими исследованиями минералов ферримагнитной фракции), ГИС, стратиграфии (в т. ч. магнитной) с целью определения эпицентров сноса терригенного материала. Для начала предлагается провести опытно-методические работы по отбору ориентированных образцов из 4–5 шурфов и разработки соответствующей методики поисков.

ПСВК-IV. Разновозрастные эффузивные и интрузивные породы основного состава, составляющие трапповый комплекс пород Сибирской платформы. Они бронируют и интрудируют все вышеперечисленные ПСВК. Трапповые образования заслуживает особого изучения, так как при решении поисковых задач они рассматриваются не только в качестве «объекта помех», но и в качестве «объекта информации». Траппы характеризуются полихронностью внедрения (от докембрия до мезозоя), многообразием форм проявления

(дайки, покровы, силлы), сложной изменчивостью химического и петрографического состава и, как следствие, их петрофизические характеристики варьируют в значительных пределах [13, 27–32].

Возраст среднепалеозойских траппов Вилюйско-Мархинского пояса варьирует от 420 до 320 млн. лет [27, 28]. Их палеомагнитные направления и полюса хорошо согласуются с эпохами кимберлитового магматизма (рис. 2, А-Г) [7, 8, 10, 11]. В простирании дайковых роев (среднемархинский, вилюйско-мархинский и лиенда-моркокинский) наблюдается корреляция с возрастом: омоложение дайковых роев происходит по часовой стрелке. Такая тектоническая приуроченность даек ВМП (рис. 3, В) может быть связана с раскрытием Вилюйской палеорифтовой системы, что подтверждается результатами гравимагнитных съемок и палеомагнитными реконструкциями положения Ангарского и Алданского блоков Сибирской платформы [9, 11, 12, 33].

Серьезное препятствие на пути поисков кимберлитовых трубок представляют мезозойские траппы (долериты, микродолериты, туфы) восточного борта Тунгусской синеклизы, в пределах которого выделяются три фазы траппового магматизма [13]. Формирование ЕОН пермь-триасовых траппов совпадало с эпохами смены полярности (инверсиями) магнитного поля Земли, когда Сибирская платформа занимала высокоширотное палеогеографическое положение (рис. 1, Б), что определило крутые положительные (рис. 2, Л, М) и отрицательные (рис. 2, Д) направления первичной ЕОН траппов при остывании [3, 7]. Как правило, прямо намагниченные долериты характеризуются – α до 2000·10⁻⁶ СГС; ЕОН до 10000·10⁻⁶ СГС, а обратно намагниченные — α до 1500·10⁻⁶ СГС; ЕОН до 5000·10⁻⁶ СГС. Благодаря комплексному анализу установлено, что современное распределение векторов намагниченности пермь-триасовых траппов не хаотично, а подчиняется строгим статистическим и геолого-геофизическим закономерностям (рис. 1), необходимым для решения задач магниторазведки [32].

Кроме петромагнитных групп (долериты карьера Айхал, рис. 1) [30, 31] установлены достаточно мощные петромагнитные неоднородности, у которых первичные (синхронные образованию интрузивных и вулканогенно-осадочных пород) вектора ЕОН испытали существенное перемагничивание без заметных минералогических и химических изменений [34]. Выявленные петромагнитные неоднородности траппов сформировались за счет перемагничивания современным магнитным полем Земли (долериты карьера Сытыканский, рис. 1) и обжига ранних фаз последней (долериты карьера Комсомольский, рис. 1). К первому типу петромагнитных неоднородностей полностью принадлежат долериты III фазы, в векторах ЕОН которых преобладает вязкая компонента намагниченности Iv (рис. 2, Д). К петромагнитным неоднородностям второго типа относятся траппы эндоконтактных зон мощностью до 20 м, в которых преобладает метахронная намагниченность Im крутого отрицательного наклонения (рис. 2, E-K). Вектора In траппов из петромагнитных неоднородностей испытали постепенный разворот от древнего (Dcp=240⁰, Jcp=-70⁰) к современному (D=350⁰, J=75⁰) направлению магнитного поля Земли. Распределение векторов намагниченности на сфере приурочено к плоскости наименьшего сектора по азимуту около 300 ± 10^{0} и зависит от фактора Q.

Полученные представления о петромагнитных неоднородностях траппов необходимо учитывать при геолого-геофизическом моделировании погребенных кимберлитовых трубок, геологическом картировании, разработке Схемы базитового магматизма и Петромагнитной легенды трапповых образований восточного борта Тунгусской синеклизы и др. [11, 13, 30, 31]. Например, петромагнитные неоднородности траппов характеризуются пологими векторами суммарной намагниченности I, что делает их «прозрачными» в магнитных полях для обнаружения кимберлитовых трубок [15, 32]. В зонах влияния кимберлитовой диатремы будут наблюдаться повышенные гравитационные поля и соответствующие им резкие отрицательные магнитные аномалии, образующиеся за счет подъема по зонам повышенной трещиноватости [35] с нижних горизонтов отрицательно намагниченных долеритов III фазы и усиленные петромагнитные неоднородности второго типа. Данное явление установлено на месторождении Комсомольское [34, 36].

Список литературы

1. Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. – Л.: Недра, 1977. – 182 с.

2. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.

3. Кравчинский А.Я. Палеомагнетизм и палеогеографическая эволюция континентов. – Новосибирск: Наука, 1979. – 264 с.

4. *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР: Труды ВНИГРИ. – Л., 1991. – 125 с.

5. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – 298 с.

6. *Zhitkov A.N., Savrasov D.I.* Paleomagnetism and the ages of kimberlites exemplified by the four pipes of Yakutia. Abstracts Sixth International Kimberlite Conference, Russia. – Novosibirsk, 1994. – P. 695–697.

7. Kravchinsky V.A., Konstantiniv K.M., Courtillot V. et. al. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. – 2002. – № 48. – P. 1–33.

8. Константинов К.М. Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Накынского алмазоносного района: Материалы семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Борок, 17–19 октября 2003 г. – С. 34–35. 9. Константинов К.М., Кузьменок А.Н., Апарин В.П. и др. Отражение среднепалеозойского этапа формирования Вилюйского палеорифта в палеомагнитных данных юга Восточной Сибири // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. – Т. 1. – С. 155–158.

10. Константинов К.М., Саврасов Д.И., Кузьменок А.Н. Палеомагнитное датирование кимберлитов Верхне-Мунского поля (трубки Заполярная и Поисковая) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы семинара. Борок, 19–22 октября 2006 г. – М.: ГЕОС, 2006 а. – С. 75–78.

11. Константинов К.М. Решение вопросов геодинамики и вулканизма Сибирской платформы на основе палеомагнитных данных. Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006 б. – Т.1. – С. 30–33.

12. Константинов К.М., Хузин М.З., Кузьменок А.Н. и др. Палеомагнетизм среднепалеозойских базитов из зон динамического влияния Вилюйского и Кютюнгдинского палеорифтов Сибирской платформы // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы семинара. Борок, 18–21 октября 2007 г. – М.: ГЕОС, 2007.

13. Томшин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г. и др. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. – 2001. – № 5. – С. 19–24.

14. Винарский Я.С., Житков А.Н., Кравчинский А.Я. Автоматизированная система обработки палеомагнитных данных ВИЭМС ОПАЛ // Алгоритмы и программы. Вып. 10/99.– М., 1987. – 86 с.

15. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. – Л.: Недра, 1979. – 351 с.

16. Трухин В.И., Жиляева В.А., Зинчук Н.Н., Романов Н.Н. Магнетизм кимберлитов и траппов. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – 168 с.

17. *Хисина М.Р.* Субсолидусные превращения твердых растворов породообразующих минералов. – М.: Наука, 1987. – 208 с.

18. *Ибрагимов Ш.З., Ясонов П.Г.* Оценка состава титаномагнетитов со структурами распада магнетитульвошпинель по данным термомагнитного анализа // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. – 1999. – №11. – С. 91–96.

19. Патнис А., Макконел Дж. Основные черты поведения минералов. – М.: Мир, 1983. – 304 с.

20. Гаранин В.К. Минералогия кимберлитов и родственных им пород алмазоносных провинций в связи с их генезисом и поисками: Автореф. дис. ... д-ра г.-м.н. – М., 2006. – 50 с.

21. Кудрявцева Г.П. Ферримагнетизм природных оксидов. – М.: Недра, 1988. – 232 с.

22. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. – Казань: Издво Казанского университета, 1979. – 231 с.

23. Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. - London: Chapman&Hall, 1993. - 217 p.

24. Константинов К.М., Кузьменок А.Н., Булавин А.Ю. Исследование анизотропии магнитной восприимчивости терригенно-осадочных пород Западной Якутии с целью поисков коренных источников алмазов // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы семинара. Борок, 19–22 октября 2006 г. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 79–84.

25. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2002. – 695 с.

26. Константинов К.М., Матасова Г.Г., Казанский А.Ю. и др. Опыт использования магнитной анизотропии для оценки влияния трубки взрыва на вмещающие породы // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы семинара. Борок, 11–14 октября 2003 г. – М.: ГЕОС, 2003. – С. 31–32.

27. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского авлакогена. – М.: Недра, 1975. – 183 с.

28. Мащак М.С., Наумов М.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм Накынского кимберлитового поля и проблема возраста кимберлитов // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое настоящее и будущее (Алмазы–50): Материалы научно-практической конференции, посвященной пятидесятилетию открытия первой алмазоносной трубки «Зарница». – 2004. – С. 224–226.

29. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984. – 128 с.

30. Ивлиев К.А., Крючков А.И., Лелюх М.И. и др. Базитовый магматизм Далдыно-Алакитского алмазоносного района (северо-восточный борт Тунгусской синеклизы) // Схемы базитового магматизма железорудных и алмазоносных районов Сибирской платформы. – Иркутск, 1987.

31. *Мишенин С.Г.* Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы: Дис. ... канд. геол.мин. наук. – Казань, 2002. – 192 с.

32. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Сунцова С.П. Распределение векторов естественной намагниченности пермотриасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района // Геофизика. – 2004. – № 1. – С. 49–53.

33. Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнетизм рифейских отложений Иркинеевского поднятия Енисейского кряжа – новый вывод в пользу единства Сибирской платформы в среднем рифее // Физика Земли. – 1999. – № 6. – С. 42–55.

34. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Кузьменок А.Н. и др. Петромагнитные неоднородности пермь-триасовых траппов Далдыно-Алакитского района и их значение при поисках коренных месторождений алмазов // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы семинара. Борок, 18–21 октября 2007 г. – М.: ГЕОС, 2007.

35. Гладков А.С., Маковчук И.В., Лунина О.В., Дзюба И.А. К вопросу о структурном контроле кимберлитовой трубки Комсомольская (Якутская алмазоносная провинция) // Геология и геофизика (в печати).

36. Константинов К.М., Иванюшин Н.В., Мишенин С.Г. и др. Петрофизическая модель кимберлитовой трубки Комсомольская // Геофизика. – 2004. – № 6. – С. 50–53.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА АЛМАЗЫ НА ТЕРРИТОРИИ ОБЪЕКТА «МАЯТ–ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЙ» (АНАБАРСКИЙ РАЙОН ЯКУТИИ)

Д.А. Крюковский

Геологическое управление ОАО «Алмазы Анабара», г. Якутск

Кратко рассмотрены технологические новшества, применяемые ОАО «Алмазы Анабара» для проведения геохимических поисков, направленных на выявление алмазных месторождений. Используются РФА-спектрометр на участке работ и количественные (ИСП) методы анализа проб, усовершенствованы методы обработки многомерного геохимического поля, применены структурные геохимические переменные для интерпретации данных корреляционного анализа, приведены данные о корреляции геохимических характеристик и алмазоносности.

В 2005 г. ОАО «Алмазы Анабара» начали поисковые работы, направленные на выявление алмазных месторождений на объекте «Маят-Водораздельный». В состав методов были включены геохимические исследования, в качестве сопровождающих другие виды поисковых работ. Территория входит в северную часть Анабарского алмазоносного района Якутской алмазоносной провинции. В пределах исследуемой площади, на уровне современного среза, широко развиты карбонатные образования кембрия, в северовосточной части – вулканогенные и терригенные образования перми, триаса, юры. Развит комплекс рыхлых четвертичных отложений. Изучаемая площадь, таким образом, относится к закрытым и не вполне благоприятна для проведения поисков. Здесь следует ожидать обнаружение слабых геохимических аномалий на фоне значительных помех. Чтобы выявить такие аномалии, возникла необходимость в использовании исключительно точных количественных методов аналитических исследований. Применяемые в настоящее время на практике методы обработки геохимических данных не позволяют с достаточной надежностью выделять и интерпретировать слабые аномалии, характерные для описанных выше геологических условий. Нами предлагается более формализованный (менее зависимый от исполнителя) подход, основанный на многомерности геохимического поля и его универсальной интерпретации.

На сегодняшний день можно выделить 3 направления использования геохимических методов:

1. Мелкомасштабная литохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния с редкой (0,5–2 км) сетью опробования. Аналитические работы основаны на количественной эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (оптической ИСП) в лаборатории ГУП РС(Я) «Центргеоланалитика» (аппарат Орtima 3100 фирмы ПеркинЭлмер). Это особенно важно для данной стадии работ, где значима каждая отобранная проба и нужно свести к минимуму ошибки, влияющие на дальнейшее направление работ.

2. Массовый (с шагом около 1 м) и оперативный (результаты в течение 1 недели с момента отбора образцов) анализ керна скважин поискового бурения и литохимический анализ проб наземных детализационных работ проведены рентгенофлуоресцентным (РФА) спектрометром «СПЕКТРОСКАН GV», установленным непосредственно в поле на прииске Маят. При этом РФА не ограничивается определением содержаний микроэлементов, а позволяет производить валовый (силикатный) анализ пород и почв, что необходимо для правильной их классификации.

3. Наличие собственного аналитического оборудования позволило начать дополнительные работы по оценке степени корреляции между алмазоносностью и химическим составом продуктивного пласта промышленной россыпи.

В практике обработки результатов геохимических исследований в том числе нами использованы «классические» методы, основанные на экспертной интерпретации аномалий мультипликативных и аддитивных показателей, выбранных на основе разницы содержаний в изученных эталонных объектах и окружающих (вмещающих, перекрывающих, соседних) геологических образованиях и на основе корреляционного (реже факторного) анализа эталонных выборок таких объектов. В интерпретации, как правило, используются помимо известной геологической информации различные принципы зональности, структуры характерных для эталонных поисковых объектов геохимических ассоциаций химических элементов (выявленных по результатам корреляционного или компонентного методов) и их производных. Такой подход по нашему мнению достаточно эффективен. Его принципы, программные пакеты и результаты интерпретации достаточно полно изложены в многочисленных статьях и методических рекомендациях и другой опубликованной и фондовой литературе, поэтому ниже они не рассматриваются, а коротко освещены технологии и результаты исследований, редко встречавшиеся в публикациях.

Типичными задачами при производстве поисково-геохимических работ являются:

1) выделение аномалий от поисковых объектов, т.е. приблизительно известных масштабов и форм, для применяемых масштабов геохимической съемки – точечный или линейный объект коренного месторождения или россыпи;

2) уточнение природы образующего аномалию объекта относительно выбранных эталонов.

Для ответа на первую задачу применён метод, основанный на одном из принципиальных преимуществ геохимических методов – высокой многомерности геохимического поля. Из-за сложностей представления и работы с многомерной информацией геохимическую матрицу традиционно, уже на первом этапе обработки, превращают с помощью коэффициентов в ряд плоских моделей, значительная часть элементов в каждой из них (часть измерений многомерного поля) не используется. Чтобы лучше отобразить всю геохимическую матрицу, интерпретация обязательно ведется с многими плоскими моделями (коэффициентами и их производными) и в значительной мере зависит от опыта исполнителя. Нами предложен иной подход к обработке: сначала каждый элемент (каждое измерение многомерного поля) отдельно и единообразно обрабатывается – разлагается по частотам (Coscad3D, МГРИ, г. Москва), из нужной высокой частоты вычленяются упорядоченные структуры с применением статистики Хотеллинга в скользящем двумерном окне (модуль обнаружения слабых линейных аномалий). В ряде случаев используется дисперсия полученных значений. Полученные производные многомерного поля сводят в единую модель с помощью компонентного анализа только на самом последнем этапе обработки. При этом используется вся имеющаяся по объекту геохимическая информация (все элементы - «измерения» геохимического поля), поэтому она может интерпретироваться непосредственно без привлечения других проекций геохимического поля. Полученная единая проекция содержит вероятностную модель нахождения в пределах съемочного участка объектов заданного (в ходе разбиения каждого из измерений геохимического поля на частоты) масштабного уровня. Благодаря использованию первых (наиболее статистически значимых) факторов отбираются не только наиболее вероятные, но и нашедшие наибольшее отражение в геохимическом поле структуры. В ходе настоящих работ была улучшена технология вычленения из многомерного геохимического поля информативной частоты (для мелкомасштабной съемки – самой высокочастотной – с длиной волны, наиболее близкой к размерам поискового объекта) – теперь при уменьшения шага опробования уменьшается и вычленяемая частота таким образом, чтобы продолжать соответствовать предположительному размеру поискового объекта (рис. 1).

Для ответа на вторую задачу используются два подхода:

1. Коренные месторождения алмазов, как правило, ультраосновные магматиты с высокими содержаниями широкого круга микроэлементов (элементов-индикаторов) и с очень высокой степенью дисперсии (энтропии) этих содержаний, как внутри геологического образования, так и в сравнении с окружающими геологическими образованиями, т.е. максимально возмущающие геохимическое поле объекты. В связи с этим на картах линейных аномалий геохимического поля такие объекты будут иметь не только характерную форму, но и высокую контрастность, конечно в случае правильного выбора частоты фильтрации и масштаба съемки.

2. Коренные и россыпные месторождения алмазов содержат в себе относительно высокие количества изменённого в различной степени эндогенного (интрузивного) материала. Для дифференциации природы выявленных во вторичных литохимических ореолах аномалий в большом числе случаев используется экспертная оценка результатов корреляционного анализа.

Для формализации такой оценки мы использовали разработанный во ВСЕГЕИ [1] подход, основанный на периодичности геохимических свойств элементов и закономерном ассоциировании химических элементов в эндогенных (магматиты с дифференциацией вещества в системе фемафилы <базиты> – фельсифилы <гранитоиды>) и экзогенных (дифференциация вещества на поверхности земли в зависимости от подвижности элементов) геохимических системах (рис.2). Коэффициенты обсчитывают всю матрицу второго порядка унифицированным методом и могут интерпретироваться непосредственно как оценка участия эндогенного и экзогенного факторов в породообразовании и в геохимической дифференциации вещества.

Ниже приведен пример практического использования коэффициента (формулы незначительно модифицированы в сравнении с первоисточником) на двух выборках «чистых» карбонатных пород (каждая выборка около 100 проб содержит только пробы карбонатных пород с содержанием карбонатов кальция и магния 95–99 %):

коэффициент эндогенности

$$K_{\text{энд}} = \frac{1}{N} \left[\left(\sum R_{\Phi_{M}^{\ \mu}, \Phi_{M}^{\ \pi}} + \sum R_{\Phi_{c}^{\ \mu}, \Phi_{c}^{\ \pi}} \right) - \left(\sum R_{\Phi_{M}^{\ \mu}, \Phi_{c}^{\ \mu}} + \sum R_{\Phi_{M}^{\ \pi}, \Phi_{c}^{\ \pi}} \right) \right],$$

коэффициент экзогенности

$$K_{3K3} = \frac{1}{N} \left[\left(\sum R_{\Phi_{M}}^{\mu}, \Phi_{M}^{\pi} + \sum R_{\Phi_{c}}^{\mu}, \Phi_{c}^{\pi} \right) - \left(\sum R_{\Phi_{M}}^{\mu}, \Phi_{c}^{\mu} + \sum R_{\Phi_{M}}^{\pi}, \Phi_{c}^{\pi} \right) \right],$$

где R – коэффициент корреляции второго порядка между химическими элементами; $\Phi_{M}^{\ \mu}$ – фемафилы инертные; $\Phi_{M}^{\ n}$ – фемафилы подвижные; $\Phi_{c}^{\ \mu}$ – фельсифилы инертные; $\Phi_{c}^{\ n}$ – фельсифилы подвижные; N – общее число учтенных R.

На участке тр. Гренада (пробы со скважин в 50-300 м от интрузивного тела размерами не более 120.50 м, табл. 1):



Рис. 1. Первый фактор компонентного анализа после обнаружения слабых аномалий методом самонастраивающейся фильтрации высокочастотной составляющей геохимического поля, литохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния в районе тел «Гренада», «Надежда»: *а – мелкомасштабная съемка (1 х 1 км); б – детальная съемка – «завышенная» частота; в – детальная съемка «правильная» частота*





Экзогенные системы

Рис. 2. Периодичность геохимических свойств элементов в эндогенной (точки) и экзогенной (кружочки) геохимических системах и их коэффициенты К_{энд} = 0,68 (69%), К_{энд} = -0,08 (31%).

Явное доминирование эндогенного фактора, обусловленного основной интрузией.

На фоновом участке (аномалии 90, 91) по результатам бурения поисковый объект не обнаружен (табл. 2):

$$K_{_{3H,Z}} = -0,16 (28\%),$$

 $K_{_{3H,Z}} = 0,72 (72\%).$

Почти полное отсутствие эндогенной составляющей, основная часть геохимической дифференциации вещества вызвана экзогенными процессами выветривания.

Качественное отличие использованных коэффициентов, как и в случае с рассмотренным выше методом «линейных аномалий», заключается в том, что формализованным методом анализируется весь комплекс взаимосвязей проанализированных химических элементов (наличие ассоциаций между всеми измерениями многомерного геохимического поля), а не отдельные ассоциации.

Максимальное приближение аналитических мощностей (РФА-спектрометр) к объекту поисков позволяет проводить и небольшие методические работы в перспективных направлениях. В 2006 г. при анализе шлихогеохимических проб обнаружена достаточно высокая корреляция между алмазоносностью и химическим составом в пробах аллювия россыпей.

Таблица 1

Матрица корреляции 2	-го порядка -	- доломиты уч. 1	Гренада (77 проб)	

	Ba	Со	Cr	Cu	Ni	Pb	V	Zn	Y	La
Ba	1,00	0,96	0,95	0,58	0,24	0,67	0,99	0,88	0,84	0,99
Со		1,00	0,84	0,80	0,17	0,75	0,95	0,91	0,80	0,97
Cr			1,00	0,47	0,07	0,55	0,95	0,72	0,97	0,93
Cu				1,00	0,41	0,76	0,60	0,81	0,63	0,66
Ni					1,00	0,80	0,22	0,60	-0,83	0,17
Pb						1,00	0,68	0,93	0,50	0,69
V							1,00	0,85	0,89	0,99
Zn								1,00	0,67	0,86
Y									1,00	0,87
La										1,00

 $\begin{array}{l} K_{_{3H,I}} = K_{\varphi_M} + K_{\varphi_C} - K_{\varphi_M,\varphi_C} = 0.62 + 0.76 - 0.70 = 0.68 \\ K_{_{3K3}} = K^{''}_{~~\varphi_M,~~\varphi_C} + K^{''}_{~~\varphi_M,~~\varphi_C} - K^{''}_{~~\varphi_M,~~\varphi_M} - K^{''}_{~~\varphi_C,~~\varphi_C} = 0.65 + 0.88 - 0.78 \text{ -} 0.83 = -0.08 \end{array}$

Таблица 2

Матрица корреляции 2-го порядка – доломиты фоновые (57 проб)

	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	V	Zn	Y	La
Ba	1,00	-0,21	0,14	0,64	-0,71	-0,39	-0,36	0,19	-0,36	-0,80
Co		1,00	-0,18	-0,16	0,29	0,39	0,35	0,49	0,53	0,77
Cr			1,00	0,17	0,14	-0,59	0,55	0,06	0,45	0,06
Cu				1,00	-0,71	0,39	0,00	-0,02	-0,03	-0,83
Ni					1,00	0,02	0,08	0,19	0,45	0,88
Pb						1,00	-0,31	-0,02	0,11	0,11
V							1,00	0,27	0,48	0,51
Zn								1,00	-0,06	0,40
Y									1,00	0,59
La										1.00

 $K_{_{\rm 3HJ}}\!=K_{\varphi_M}+K_{\varphi_C}$ - $K_{\varphi_M,\varphi_C}=0,\!10+(\text{-}0,\!12)-0,\!13=\text{-}0,\!16$

 $K_{_{3K3}} = K^{^{\mu}}_{\varphi M,\varphi c} + K^{^{\mu}}_{\varphi M,\varphi c} - K^{^{\mu}}_{\varphi M,\varphi M} - K^{^{\mu}}_{\varphi c,\varphi c} = 0,21 + 0,19 - 0,20 - (-0,52) = 0,72$

Благодаря наличию встроенных алгоритмов линейной регрессии в программном обеспечении спектрометров возможен прямой расчет содержаний во время формирования результатов рентген-флуоресцентного анализа (рис. 3). В процессе работ по оценке применимости метода для практического использования (скважины) были сняты проблемы, связанные с техногенным загрязнением керновых проб материалом буровых коронок за счет использования нестандартной конфигурации измерений РФА-спектрометра (смещения длин волн фоновых точек из «загрязненных» областей спектра). Была так же оценена стабильность уравнений регрессии для разных по протяженности и типу участков россыпи – лучшие показатели у достаточно выработанных и крупных долин водотоков. Продолжение исследований в данном направлении эффективней с использованием более точных методов анализа (например ИСП), поскольку среднеквадратичное отклонение у РФА достаточно высокое – около 15 относительных %, что достаточно сильно влияет на стабильность многочленного уравнения регрессии.



Рис. 3. Градуировочная характеристика по шлихогеохимическим пробам для анализа Di («Содержание алмазов») с таблицей истинных и расчетных значений

Выводы

Совмещение достаточно эффективных традиционных методов обработки геохимических данных с использованием формализованных подходов, основанных на многомерности геохимического поля, помогает достичь наилучшей информативности, оперативности производства и надежности прогноза на закрытых площадях и удачно дополняет другие поисковые методы, благодаря своей специализации, тесно связанной с многогранным вещественным составом, отражающим природу поискового объекта.

Список литературы

1. Математическая обработка геохимических данных с целью моделирования строения и генезиса осадочных толщ при проведении региональных геологических исследований: Методические рекомендации. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. – 70 с.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ И ВЫЯВЛЕНИЯ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ВАЖНЕЙШИХ МИНЕРАЛОВ-СПУТНИКОВ АЛМАЗА НА ТЕРРИТОРИИ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ СУБПРОВИНЦИИ

Т.В. Посухова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Рассмотрена история морфогенетических исследований минералов-спутников алмаза (МСА) в России, отмечены особенности изучения территории Зимнебережного района ААП, описана методика выделения морфологических групп важнейших МСА: гранатов, пироксенов, хромшпинелидов и ильменита, охарактеризованы выделенные типы МСА из кимберлитов ААП.

Изучению минералов, используемых при шлихоминералогическом опробовании, всегда уделялось особое внимание. Работы, проведенные в России и за рубежом [1], показывают, что закономерности изменения форм MCA позволяют использовать их типоморфные особенности для целей поисков и разведки промышленных месторождений алмаза, поэтому методические работы, проводимые в этом направлении, имеют важное практическое значение.

Развитие морфогенетических исследований минералов-спутников алмаза в России

Исторически сложилось так, что методика изучения и выявления морфогенетических типов МСА в нашей стране развивалась в применении к территории Якутской провинции. Первые работы в этом направлении были сделаны Н.Н. Сарсадских [2] и группой под руководством Н.В. Кинд, которые обратили внимание на связь алмаза с пиропом. Использование этих методических разработок при проведении поисковых работ позволило Л. Попугаевой в 1954 г. открыть первую кимберлитовую трубку Зарница, а Н. Елагиной и Ю. Хабардину в 1955 г. – трубку Мир. В дальнейшем, с развитием аэромагнитной съемки, шлихоминералогические методы отошли на второй план, однако и у геофизических методов оказались свои ограничения при поиске слабомагнитных тел и в районах развития траппового магматизма. В результате в практике поисково-разведочных работ сложился комплексный подход, включающий как геофизические, так и минералогические исследования. Широкомасштабные поиски месторождений алмаза, проводившиеся в СССР, позволили собрать и обобщить огромный фактический материал по изменению формы МСА в процессе формирования ореолов рассеяния и россыпей. На этом этапе весомый вклад в развитие методики морфогенетических исследований МСА внесли сотрудники ЯОКИ ЦНИГРИ, работавшие под руководством А.Д. Харькива [3]. Были разработаны схемы морфологического описания важнейших МСА (пиропа, пикроильменита и хромшпинелидов) применительно к Якутской алмазоносной провинции, рассмотрены этапы и стадии изменения их морфологии в ходе выветривания кимберлитов и при переносе и отложении их в континентальных и морских условиях, описаны основные формы гипергенной коррозии и механического износа [4]. Практическое решение задач по типизации и локализации ореолов рассеяния привело исследователей к осознанию необходимости изучения МСА и в самих кимберлитовых трубках. Такая работа на примере Якутии была проведена В.П. Афанасьевым и др. [5], где были описаны основные этапы и стадии глубинного морфогенеза МСА. Были также выделены основные признаки, позволяющие учитывать дальность и условия транспортировки МСА при формировании ореолов. Такими признаками являются: концентрация МСА, их гранулометрия, соотношение пиропа и рудных минералов, соотношение малохромистых (оранжевых) и высокохромистых (красных и фиолетовых) гранатов, соотношение дислокационного и кубоидного типов гипергенной коррозии гранатов, соотношение зерен пикроильменита агрегатного и монокристального строения, степень механического износа, степень их сортировки. Проделанная для Якутии методическая работа была продолжена при проведении поисковых работ в Архангельской алмазоносной провинции (ААП). При этом выяснилось, что данная территория обладает рядом особенностей [6]:

1) низкими содержаниями минералов-спутников в кимберлитах месторождения им. М.В. Ломоносова и преобладанием в них хромшпинелидов;

2) хорошой сохранностью кратерных фаций кимберлитов, свидетельствующей о незначительном эрозионном срезе;

3) значительной мощностью перекрывающих отложений палеозойского и кайнозойского возраста;

4) значительной ролью ледников в переносе и переотложении материала на фоне слабой динамической активности современных водотоков.

Отмеченные факторы значительно усложняют проведение шлихоминералогических исследований на

территории ААП и требуют совершенствования применяемых методик. Такие методики были разработаны В.К. Соболевым [7], используются в филиале АЛРОСА-Поморье и разрабатываются в лаборатории месторождений алмаза в МГУ им. М.В. Ломоносова.

Методика выделения и изучения морфологических типов МСА

Анализ современного состояния изученности МСА и сравнение существующих схем их разделения на морфологические типы [5] показывают, что каждая из них имеет свои достоинства и недостатки. Например, схема глубинного морфогенеза МСА, предложенная В.П. Афанасьевым, не учитывает изменения, происходящие с зернами клинопироксенов, которые тоже являются важными генетическими спутниками алмаза. Кроме того, в схеме отсутствуют стадии, предшествующие попаданию МСА в кимберлитовый расплав. Предполагается, что все они имели идиоморфную форму и гладкую поверхность, хотя очевидно, что влияние мантийного метасоматоза должно было существенно повлиять как на форму выделения кристаллов, так и на их поверхность. Нами была проведена экспертная оценка разнообразных схем разделения МСА на морфологические типы [8]. Было установлено, что применяемые в различных научных лабораториях сложные, громоздкие и очень детализированные схемы не всегда эффективны, так как часто не дают воспроизводимых результатов. Этот анализ показал, что данные схемы имеют один общий недостаток – они являются авторскими и потому не очень подходят для массовых исследований. Особенно большие трудности возникают при обработке проб из кимберлитов ААП, отличающихся низким выходом МСА и их мелкими размерами [8]. Кроме того, в этих схемах не всегда увязываются морфология, состав и свойства минералов.

Эти недостатки учтены в наших работах. На протяжении нескольких лет в лаборатории месторождений алмаза изучались МСА из кимберлитов и отдельных поисковых участков в ААП. Для восстановления истории миграции МСА проводились полный минералогический анализ и покристальное морфологическое описание зерен МСА. Было изучено нескольких сотен проб из кимберлитов, из перекрывающих палезойских отложений, из разновозрастных и разнофациальных четвертичных отложений. В основе наших разработок лежит понимание того, что кимберлиты являются сложной гибридной породой, в которой совмещены различные минеральные ассоциации: высокобарные, сформировавшиеся в мантийных условиях, и низкобарные, сформировавшиеся в условиях земной коры. Для проведения обобщающих исследований этих минералов, на наш взгляд, необходим новый методический подход, включающий три этапа исследований:

1 этап – выявление и описание различных морфологических типов MCA на основе визуальных, оптических и электронно-микроскопических исследований;

2 этап – выявление и разделение на генетические группы гранатов, пироксенов, ильменита и хромшпинелидов на основе изучения особенностей их состава и физических свойств методами электронно-зондового анализа, оптической и ИК-спектроскопии и термомагнитного анализа;

3 этап – обобщение полученных материалов, выявление и описание этапов и стадий морфогенеза парагенетических спутников алмаза в коренных источниках и рыхлых отложениях.

На каждом из этапов исследований были применены оригинальные методические подходы, в основе которых лежит выявление типоморфных особенностей МСА. В соответствии с разработанной методикой, исследования начинаются с оптического изучения МСА и разделения их на морфологические группы по упрощенным схемам [8], позволяющим избежать субъективизма при описании различными исследователями. Схемы предусматривают разделение МСА на небольшое число групп по главным характеристикам: гранулометрия, оптические свойства (цвет, прозрачность), морфология (сохранность, форма, характер поверхности), особенности внутреннего строения. На основании полученных результатов МСА разделяются на морфологические группы, а затем изучаются на растровом электронном микроскопе (РЭМ). При исследовании отдельных зерен в РЭМ проводится количественная обработка получаемых изображений с применением методики микрогониометрии, с определением коэффициентов извилистости контуров зерен и планиметрическим анализом микроструктуры.

Количественная оценка топографических деталей в РЭМ может быть получена из обмера стереопар. Путем обмера стереопар может быть получена количественная оценка топографических деталей, например, определена разница высот двух точек образца или измерены углы между гранями кристаллов [9]. Оператор снимает серию фотографий: сначала ребро кристалла устанавливают строго горизонтально, потом кристалл поворачивают на угол 10–15⁰ и опять фотографируют. На каждой грани находят характеристическую точку (дефект) и измеряют расстояние от этой точки до ребра кристалла. Угол между гранями рассчитывают по формуле: $\theta = \arctan[sin\phi/(cos\phi - a'/a)]$, где ϕ – угол поворота гониометрического столика при съемке; а - расстояние от дефекта до ребра кристалла до поворота столика; а' – расстояние после поворота. Эта методика позволяет проводить гониометрические измерения минеральных включений без разрушения минералахозяина и таким образом подтверждать их сингенетичность [10].

Другим перспективным методом является возможность количественной оценки степени сохранности зерен с использованием комплекса РЭМ-ЭВМ. В данной методике контур частицы представляется в полярных координатах зависимостью радиуса R от центрального угла θ . Полученная функция раскладывается в ряд Фурье по формуле: $R_{\theta} = R_0 - {}_{n=1}^{\infty}\Sigma$ ($A_n \cos\theta + B_n \sin\theta$), где $R_0 -$ средний радиус проекции зерна; $A_n B_n -$ амплитуды Фурье (коэффициенты тригонометрических функций); n – номер гармонического ряда. Тогда, задавая n, можно описать любой контур с любой точностью. Чтобы исключить влияние масштаба снимка и

размера зерна, высчитываются среднеквадратичные значения амплитуд, нормированные по среднему радиусу частицы: $P_n = 1/R_0 [(A_n^2 + B_n^2)/2]^{1/2}$. Среднеквадратичные значения амплитуд по первому десятку гармоник являются количественной мерой формы частиц (степень отклонения проекции зерна от круга), а среднеквадратичные значения амплитуд по второму и третьему десятку гармоник – величины мелких неровностей, определяющих характер поверхности (микрорельеф).

Морфологические группы МСА

В соответствии с принятыми схемами [8] сначала зерна разделяются по гранулометрии. Этот параметр особенно важен для хромшинелидов и ильменита. В кимберлитах присутствуют разные генетические группы этих минералов: 1 – акцессорные или породообразующие минералы ксенолитов глубинных пород; 2 – вторичные минералы, реакционно замещающие первичные глубинные минералы; 3 – микрокристаллические (менее 0,1мм) выделения в основной массе кимберлитов; 4 – дискретные желваки, рассеянные в киберлитовом цементе. Зерна 1-й и 4-й групп идентичны. Оксиды 2-й и 3-й групп значительно мельче (<0,1мм) и их изучение возможно только методом РЭМ.

Для силикатов важно их разделение по группам цветности, поскольку окраска является одним из важнейших типоморфных признаков этих минералов. Выделение цветовых разностей зачастую довольно субъективно, поэтому мы сочли целесообразным разбить гранаты на 4 контрастные группы: желто-оранжевые, розовые, красные и фиолетовые. Такое разделение позволяет исключить субъективизм визуального восприятия оттенков и путаницы в обозначении цветов различными исследователями. В отдельную группу выделены коричневые гранаты, выявленные в трубке им. В. Гриба. Клинопироксены разделяются по оптическим свойствам на прозрачные и полупрозрачные. Среди них выделено 4 группы цветности: желтовато-зеленые, бледно-зеленые, изумрудно-зеленые, темно-зеленые. Более детальное разделение по цветовым оттенкам будет более субъективным. Оно должно проводиться на основании колориметрических характеристик минералов. Изучение гранатов методом оптической спектроскопии [11] показало, что предложенное разделение является достаточным и оптимальным и позволяет отделить гранаты эклогитового и метаморфического генезиса и гранаты ультраосновного парагенезиса.

Степень сохранности MCA – важный признак, позволяющий оценить условия и время нахождения их в трубке и в ореоле: консервацию в ксенолитах, взаимодействие с кимберлитовым расплавом, механическое истирание при транспортировке. В соответствии с принятой схемой зерна MCA разделяются по классам сохранности на 3 группы: целые и поврежденные, расколотые зерна и обломки, осколки.

По форме выделений силикаты и ильменит разделяются на 3 группы. 1 – с элементами огранки: пироксены с преобладанием форм пинакоидов (100) и (010); ильмениты в виде гексагональных пластинок или многогранников типа «ячейки Коксетера»; мириоэдрические кристаллы гранатов и «кубоиды». 2 – округлоовальной формы: с незначительным удлинением (1:1,5) и сильно вытянутые (1:4), в форме шара и овалоида. Эта форма является следствием оплавления кристаллов в кимберлитовом расплаве [5]. 3 – неправильной формы, в том числе обломки и осколки, как первичные, образованные в кимберлите, так и вторичные (техногенные). Хромшпинелиды разделяются на 4 группы. 1 – октаэдрического габитуса: правильные октаэдры, искаженные кристаллы и округленные октаэдроиды. 2 – сложные многогранники, оформленные гранями кубической сингонии и вицинальными поверхностями без рациональных кристаллографических символов. 3 – округло-овальной формы, без огранки. 4 – неправильной формы, включая зерна блокового строения, сростки кристаллов и обломки.

Характер поверхности MCA весьма чутко реагирует на интенсивность и последовательность процессов, воздействующих на них во время и после кристаллизации. Под бинокуляром проводится предварительное разделение на группы. Тонкие детали микрорельефа изучаются методом РЭМ.

Гранаты разделяются на 4 группы. 1 – с гладкой поверхностью. У розовых и желто-оранжевых округло-овальных зерен и «кубоидов» в РЭМ виден тонкий каплевидный микрорельеф, характерный для выветривания [3]. Отмечалась и своеобразная «фасеточная» скульптура, образующаяся при истирании [12, 13]. Те же формы отмечаются на красных гранатах. Фиолетовые зерна закрыты тонкой оболочкой. При ее отслаивании обнажается первичная, гладкая поверхность оплавления, лишенная скульптурных деталей. 2 - с шероховатой матированной поверхностью, на которой проявлен микрорельеф типа «гусиной кожи» или наждачной бумаги. Изучение в РЭМ показало, что ее микрорельеф обусловлен присутствием большого количества мелких каверн, образующихся в результате коррозии [3]. На поверхности розовых и желтооранжевых гранатов видны геометрически правильные ромбовидные впадины, характерные для гипергенных процессов [5]. 3 – с ямчато-бугорчатой поверхностью, сформированной округлыми, серповидными или чечевицеобразными впадинами, образующими волнистый микрорельеф. Он характерен для фиолетовых и красных гранатов и обусловлен коррозионным растрескиванием [5]. 4 – с пирамидально-черепитчатой скульптурой, образованной четырехгранными пирамидами, как бы наслаивающимися друг на друга. Генезис скульптур дискутируется. Есть данные об их образовании в результате растворения [3] и в результате регенерации обломков при метасоматозе и диагенезе [14]. Особая группа – зерна «в рубашке», на которых наблюдаются или разнообразные вторичные корки, состоящие из оксидов и гидроксидов Fe и глинистокарбонатных фаз, или келифитовые каймы радиально-лучистого строения. Под бинокуляром эти два вида оболочек отличить трудно, и потому в предлагаемой схеме они объединены в одну группу.

Клинопироксены разделяются на 3 группы. 1 – с гладкой поверхностью, с сильным жирным и смолистым блеском. В РЭМ наблюдается ребристо-полосчатый рисунок или сетчатый микрорельеф, образование которых связано с наличием спайности. 2 – с шероховатой поверхностью. Типична шагреневая, тонкоматированная поверхность. Сплетающиеся микротрещины и каналы травления образуют такыроподобный узор. При сильной коррозии формируется коррозионный микрорельеф, напоминающий ажурную вязь. Наблюдается комбинированный тип поверхности. Плоскости, близкие к ориентировке (1000) или (0100), имеют гладкую поверхность с редкими червеобразными каналами травления, а остальная поверхность – шероховатая, «изъеденная». Края зерен характеризуются скоплением дислокаций, трещин и каналов травления. О коррозионном характере микрорельефа свидетельствует характерная форма устьев каналов, видимая в РЭМ. 3 – с пирамидально-черепитчатым микрорельефом, который близок к скульптурам многоглавого роста, образующимся в процессе регенерации [15]. Они образуются, как правило, на сколах. Можно наблюдать переход от шероховатого к пирамидально-черепитчатому микрорельефу. 4 – зерна в «рубашке». Выделено два типа «рубашки»: карбонатная и силикатно-гидроксидная. В отличие от коронарных структур, описанных для метаморфических пород, эти рубашки – вторичные, так как те же образования наблюдаются и по трещинам спайности.

Хромшпинелиды разделяются на 3 группы. 1 - с блестящей поверхностью, характерной для кристаллов с огранкой. В РЭМ выявлено 3 типа микрорельефа. У октаэдров на [111] отмечены положительные и отрицательные акцессории правильных геометрических очертаний, образованные или в результате неполного заполнения октаэдрических сеток в процессе послойного роста [16], или в процессе растворения [17]. Наблюдались каверны (0,01–0,02мм) извилистых очертаний, неравномерно распределенные по поверхности, сосредоточенные вблизи ребер, в центральных частях отмечаются единичные впадинки. Распределение каверн и их форма свидетельствуют о коррозионной природе рельефа. У сложных блоковых многогранников, на поверхностях, близких к (111), наблюдается микроскульптура с «подушкообразными» выступами. 2 - с частично матированной поверхностью, особенно у октаэдров и сложных многогранников. В РЭМ на вицинальных поверхностях у многогранников и по ребрам октаэдров установлен треугольно-черепитчатый микрорельеф, образованный торцами октаэдрических слоев роста. Грани [111] - гладкие. «Очковая скульптура» наблюдается у сростков и многогранников. Она образована плотно прилегающими октаэдрическими зародышами второй генерации, которые располагаются по поверхности в виде концентрически-зональных образований, декорирующих винтовые дислокации. Поверхности, близкие к [001], имеют пятнистый облик за счет чередования микрорельефов разного порядка: более мелкого, пупырчатого и отчетливо скульптированного из отдельных треугольных выступов. Рельеф декорирует проявление нескольких уровней надатомных блочных скульптур, представленных искаженными октаэдрами с длиной ребра 100, 10 и 1 мкм. Более мелкие структуры выглядят при увеличениях >1000^х как муары. На поверхностях, близких к [011], наблюдается рельеф, напоминающий комбинационную штриховку: чередующиеся выпуклые валики и углубленные бороздки. Это совокупность положительных и отрицательных реберных форм, параллельных кристаллографическим ребрам[18]. Штриховка предполагает трансформацию формы кристаллов от октаэдра к кубу при быстрой смене условий кристаллизации [19]. 3 - с равномерно матированной поверхностью. В РЭМ видно развитие ажурного микрорельефа, отсутствие геометрически правильных деталей, на сколе - многочисленные каналы травления причудливой формы. В зависимости от степени коррозии рельеф имеет разную микротопографию. На начальных сталиях выделяются отдельные каналы червеобразной формы, сплетающиеся в кружевной узор. Соединяясь, каналы образуют слоисто-ячеистую микроскульптуру. При дальнейшей деструкции формируется колломорфная корка, под которой наблюдается геометрически правильный ступенчато-слоистый или треугольно-черепитчатый микрорельеф.

Ильменит разделен на 3 группы. 1 – с ровной, гладкой поверхностью. Это желваки серого цвета размером 1-4 мм. На сколе видно образование по краям пленки колломорфного строения толщиной 0,1-0,5 мм. В РЭМ, при увеличении >500^х, в строении пленки не удается выявить кристаллографически индивидуализированные элементы. Её образование связано с процессами взаимодействия ильменита с кимберлитовым расплавом. В краевых частях таких зерен [20] выявлена кайма с повышенными содержаниями Мg и Тi. 2 - с неровной наждачной поверхностью. Это зерна с пирамидальным микрорельефом в виде пирамид псевдотетрагональной, псевдотригональной или псевдоромбической формы с кавернами-кратерами на вершинах. Иногда они срастаются, имеют параллельную штриховку, окаймлены коррозионными трещинами. Пирамидки тесно связаны с внутренней частью зерен и являются её непосредственным продолжением. Рентгеновские исследования и Оже-спектроскопия никаких других фаз, кроме ильменита, не выявили, т.е. рельеф образуется за счет реакционного взаимодействия ильменита с кимберлитовым расплавом. Наждачный облик зерен не всегда связан с пирамидально-бугорчатым, «шипастым» микрорельефом. Иногда наблюдается ясно выраженный ступенчато-слоистый микрорельеф. Толщина отдельных ступенек-слоев колеблется от 0,015 до 0,005 мм. Соответственно, рельеф будет либо контрастным, либо сглаженным, т.е. наждачный облик обусловлен или ступенчато-слоистым или холмисто-грядовым микрорельефом. 3 – зерна «в рубашке», в виде вторичной корки зеленовато- или желтовато-серого цвета. Обычно под коркой вскрывается «шипастая» поверхность. Минералы рубашки накапливаются между пирамидами-шипами, придавая зернам пятнистый облик. Рубашка сложена карбонатами (кальцит), оксидами (рутил, магнетит), силикатами (хлорит, серпентин). Иногда имеет зональное строение. Сначала образуется желтовато-белая колломорфная окисная пленка, на которую нарастает силикатно-карбонатная корка с игольчатыми и пластинчатыми образованиями. Эти оторочки и корочки не являются примазками кимберлита и резко отличаются от него текстурноструктурными особенностями и составом. Рубашка и поверхность под ней часто трещиноваты, что связывают с проявлением эффекта Киркендаля, т.е. с процессом метасоматической усадки кристаллов за счет неравномерной диффузии вещества при образовании вторичных минералов [21]. Зерна этого типа широко развиты в кимберлитах, богатых минералами гидротермального этапа, в том числе и сульфидами [22].

Внутреннее строение зерен – еще одна важная характеристика. По этому признаку все МСА разделяются на 3 группы. 1 – с монокристаллическим строением. 2 – с поликристаллическим и комбинированным строением: поликристаллические сростки, кристаллы блокового строения, образующиеся при рекристаллизации деформированных монокристаллов [5], и зерна комбинированного строения с дислоцированной, зернистой каймой, формирующейся при гипергенной коррозии [3]. 3 – зерна с включениями. Уточнение особенностей состава и строения включений позволяет получить важную генетическую информацию. В розовых и желто-оранжевых гранатах обнаружены включения рутила, кварца, циркона, апатита, кальцита, полевого шпата, ильменита, титаномагнетита и сульфидов. Включения в красных и фиолетово-лиловых гранатах представлены хромшпинелидами и пироксенами [11]. В пироксенах выявлены ограненные включения хромитов; округло-овальные включения измененных оливинов и других силикатов, сростки с гранатом. В шпинелидах – ориентированные пластинчатые или игольчатые продукты распада твердого раствора, а также включения различных силикатных фаз. Наблюдались округло-овальные включения измененных (серпентинкарбонат-слюдистый агрегат) оливинов и клинопироксенов; включения гранатов со сложной комбинационной огранкой, с гладкой ровной поверхностью без коррозионных воздействий; многофазные включения, сложенные смесью клинопироксена и К-содержащей фазы, близкой по составу к амфиболу. Весьма важна группа ильменита со структурами распада твердого раствора ильменит-гематит-эсколаит, что выражается в появлении у минерала характерной отдельности по пинакоиду. В Якутии структуры распада установлены для хромсодержащих разностей [23].

Морфогенетические типы МСА в кимберлитах ААП

Описанная методика является только первым этапом для разделения MCA на морфологические типы. На следующих этапах необходимо применение разнообразных методов, позволяющих разделить минералы на химико-генетические группы по их составу и типоморфным свойствам. На этих этапах проводится электронно-зондовый анализ MCA из выделенных морфологических групп и их спектроскопическое изучение. Полученные результаты проходят статистическую обработку и сопоставляются с электронной базой данных по программам кластерного и дискриминантного анализа, что позволяет выявить среди изученных зерен генетически разнородный материал. Применение предложенной схемы позволило разделить MCA в изученных объектах ААП на несколько групп.

Первую группу составляет ксеногенный материал, привнесенный в кимберлитовые трубки, вторичные ореолы и россыпи из вмещающих пород. К этой группе относятся зерна с блестящей гладкой поверхностью, без видимого макрорельефа. Это розовые и желто-оранжевые гранаты округло-овальной формы и октаэдры хромшпинелидов, на поверхности которых в РЭМ наблюдаются специфические «фасеточные» скульптуры, характерные для гипергенных процессов. Их природа подтверждена специфическим химическим составом марганцовистых гранатов и высокожелезистых высокотитанистых шпинелидов с характерными структурами распада твердого раствора и их особыми свойствами, проявляющимися при спектроскопических исследованиях [8].

Ко второй группе отнесены зерна, характерные для верхних горизонтов трубок, подвергавшихся выветриванию, для туфогенно-осадочных пород и вторичных коллекторов. Они характеризуются тонко матированной поверхностью, характер которой обусловлен присутствием многочисленных мелких каверн, образующихся при коррозионном растворении. Гипергенные изменения проявлены также в образовании вторичных «рубашек» на поверхности зерен и формировании особых физических свойств.

Третья группа типична для кимберлитовых минералов, относящихся к мантийным парагенезисам: красных, фиолетовых и оранжевых гранатов, овализованных зерен ильменита и хромшпинелидов. Химикогенетическая принадлежность минералов подтверждается сходством их химических составов и спектроскопических характеристик с минералами глубинных ксенолитов, при этом набор глубинных минералов, относящихся к различным минеральным парагенезисам, меняется в различных трубках и полях [11]. Скульптура поверхности таких зерен обусловлена или сохранением первичных кристаллизационных форм, или взаимодействием с кимберлитовым расплавом (келифитовые каймы), или образованием серповидных и округлых выколков в процессе их растрескивания на стадии формирования трубочных тел.

К четвертой группе отнесены зерна гранатов и клинопироксенов с пирамидально-черепитчатой скульптурой поверхности и зерна хромшпинелидов с треугольно-слоистым микрорельефом. Наблюдаемый геометрически правильный микрорельеф может образовываться как в процессе растворения, так и в результате регенерации сколовых поверхностей при метасоматозе и диагенезе.

Количественные соотношения между группами закономерно меняются в вертикальном разрезе тел и в различных типах кимберлитовых пород [8], что позволяет говорить о различных условиях морфогенеза в изученных объектах. Таким образом, предложенная специальная методика, унифицирующая описание мор-

Хромшпинелиды из трубки Ан-722







Морфологические типы хромшпинелидов



Распределение зерен МСА разных морфологических типов в кимберлитах и родственных породах ААП

фологических особенностей алмаза и МСА по единым простым схемам, позволяет проводить типизацию коренных источников и ореолов (рисунок), выявлять и изучать особенности их морфогенеза.

Список литературы

1. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1995. – 348 с.

2. *Сарасадских Н.Н., Попугаева Л.А.* Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе // Разведка и охрана недр. – 1955. – № 6. – С. 11–20.

3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Соколов В.Н. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород // Минералогия зоны гипергенеза. – М., 1980. – С. 45–50.

4. *Афанасьев В.П., Варламов Д.А., Гаранин В.К.* Зависимость износа кимберлитовых минералов от условий и дальности транспортировки // Геология и геофизика. – 1984. – № 10. – С. 119–125.

5. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Филиал «ГЕО» Изд-ва СО РАН, 2001. – 276 с.

6. *Щербакова Т.Е.* Типоморфные характеристики минералов кимберлитов в ореолах рассеяния и их использование при поисках месторождений алмазов Зимнего берега. – М.: РГБ, 2005.

7. Соболев В.К. Об идиоморфных формах растворения граната // Записки ВМО. – 1978. – Ч.107, вып. 3. – С. 365–369.

8. Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Вержак В.В. и др. Морфогенез алмаза и минералов-спутников в кимберлитах и родственных породах Архангельской кимберлитовой провинции: Атлас. – М.: Полярный круг, 2005. – 624 с.

9. Дорохова Г.И., Каплунник Л.Н., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В. Использование растрового электронного микроскопа в практике гониометрических исследований микрокристаллов // Изв. вузов. Серия Геология и разведка. – 1986. – № 9.

10. Крот А.Н., Посухова Т.В. Применение методов электронной микроскопии в исследовании минеральных включений в гранатах из кимберлитов: Тез. Всесоюзн. симп. «Электронная микроскопия в решении минералогических задач». – Звенигород, 1987.

11. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). – М.: Изд-во МГУ, 1999. – 524 с.

12. Folk R.L.Glacial deposits identified by chattermark trails in detrital garnets // Comment Geology. - 1975. - V. 3. - P. 473-475.

13. Bull F.A. Glacial deposits identified by chattermark trails in detrital garnets. Discussion // Geology. - 1977. - V. 5. - P. 248.

14. *Гужий Д.В., Ткачук Л.Г.* О ступенчатой (черепитчатой) форме гранатов // Минерал. сб. Львовского ун-та. – 1959. – № 13. – С. 65–73.

15. Балицкий В.С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. – М.: Наука, 1978.

16. Тиллер У. Образование дислокаций при росте кристалла из расплава // Элементарные процессы роста кристаллов. – М.: ИЛ, 1959. – С. 273–292.

17. Sunagawa I. Morphology of crystals in relation to growth conditions // Estud. geol. - 1982. - 38, № 3-4. - P. 127-134.

18. Шафрановский И.И. Очерки по минералогической кристаллографии. – Л.: Наука, 1974. – 152 с.

19. Строителев С.А. О причинах образования комбинационной штриховки кристаллов // Записки ВМО. – 1961. – Т. 90, № 6. – С. 709–713.

20. Бочарова Г.И., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Сошкина Л.Т. Особенности морфологии и внутреннего строения ильменита из кимберлитов Мало-Ботуобинского района Якутии // Вест. МГУ. Сер. Геология. – 1984. – № 6.

21. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов. Индивиды. – М.: Наука, 1975. – 337 с.

22. Посухова Т.В., Сошкина Л.Т. Этапы морфогенеза и изменение состава ильменита в процессе формирования кимберлитовых тел (на примере трубки им.ХХІІІ съезда КПСС) // Мат-лы Х конф. молодых ученых «Геохимия и полезные ископаемые». – М.: Изд-во МГУ, 1983. Деп.N6796-83.

23. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. – М., 1984. – 239 с.

УДК 550.837

МНОГОКОМПОНЕНТНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ МЕТОДОМ ПЕРЕХОДНЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ПОИСКАХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК

Вас.В. Стогний¹, В.М. Жандалинов²

¹ Ботуобинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА», г. Мирный ²Управление АК «АЛРОСА», г. Мирный

Проведенные трёхмерные расчёты неустановившихся электромагнитных полей и опытные полевые работы на кимберлитовой трубке Амакинская выявили высокую разрешающую способность радиальной компоненты становления поля для локализации кимберлитовых тел. Показано, что применение многокомпонентных зондирований с разнесенной электроразведочной установкой позволяет повысить эффективность метода переходных процессов. Электроразведочные работы методом переходных процессов проводятся при поиске кимберлитовых тел, начиная с 80-х годов прошлого столетия [1, 2]. Основной объем зондирований методом переходных процессов (ЗМПП) в Якутской кимберлитовой провинции выполняется в сложных геоэлектрических условиях, когда кимберлитовые тела перекрыты мощной толщей юрских отложений или пород трапповой формации. Это требует поиска путей повышения разрешающей способности метода, одним из которых может стать внедрение многокомпонентных измерений.

В неоднородных средах горизонтальная и вертикальная компонента нестационарного электромагнитного поля содержат различную информацию о геоэлектрическом разрезе, так как вертикальная компонента создаётся горизонтальными токами, а горизонтальная – как горизонтальными, так и вертикальными. Теоретические аспекты возможности использования компонент магнитной составляющей неустановившегося электромагнитного поля при поиске кимберлитовых тел рассмотрены в работе Л.А. Табаровского и Г.Б. Ицковича [6]. Установлена также эффективность многокомпонентных измерений магнитной составляющей неустановившегося поля на стадиях поисковой оценки и детальных поисков хорошо проводящих сульфидных руд в нескольких районах Южной Якутии [4].

Компоненты скорости изменения неустановившегося магнитного поля можно измерять индукционными приёмными датчиками, ориентируя их с помощью уровня по вертикали и визирки лимба по горизонтали. Приёмные индукционные датчики представляют собой многовитковые приёмные рамки небольших размеров со встроенными малошумящими предусилителями, обладающими полосой пропускания до 200 кГц [3]. Эти датчики могут использоваться при работах с аппаратурой «Цикл-7» (г. Новосибирск, www.eltageo.ru), «Импульс-Д» (г. Новосибирск, www.sibgeotech.ru), «FastSnap» (г. Иркутск, <u>www.qeophysics.irk.ru)</u> и другими системами, позволяя реализовать плотные сети измерений при одновременной работе неограниченного количества измерителей и одного генератора, временная синхронизация между которыми выполняется через gps.

Математическое моделирование разрешающей способности многокомпонентных зондирований МПП при поиске кимберлитовых тел выполнено нами на двух физико-геологических моделях, типичных для Мало-Ботуобинского и Средне-Мархинского алмазоносных районов Якутской кимберлитовой провинции (рис.1). Модель 1 – кимберлитовая трубка размерами 100х100 м перекрыта высокоомным трапповым покровом. Модель 2 – кимберлитовая трубка размерами 200х200 м перекрыта мощной толщей низкоомных юрских отложений. Электроразведочная установка состоит из источника поля – незаземленной генераторной петли размерами 100х100 м и приемного датчика ПДИ-100 – эквивалента измерительной петли 100х100 м, ось которого ориентирована вертикально при измерении ε^{z} компоненты и горизонтально при измерении ε^{x} и ε^{r} компонент. Трёхмерные математические расчеты неустановившегося электромагнитного поля проведены с использованием программы EM-Vision (Encom Technology, Австралия) для двух типов установок ЗМПП: соосной, при расположении приемного датчика в центре генераторной петли, а также разнесенной, при расположении приемного датчика в центре генераторной петли, а также разнесенной, при расположении приемного датчика в центре генераторной петли, вондирования).

Расчёт, выполненный для соосной установки ЗМПП, показал, что кривые є^х переходных процессов по профилю, пересекающему кимберлитовую трубку, перекрытую траппами (модель 1), характеризуются сменой знака аномального поля над центром геэлектрической неоднородности (рис. 1, Б). При приближении к краю кимберлитовой трубки отмечается возрастание величины ε^x , при этом в эпицентре трубки горизонтальная компонента равна нулю. После перехода приёмного датчика через эпицентр трубки наблюдается инверсия аномального электромагнитного поля, и далее горизонтальная компонента приобретает отрицательный знак. Ширина аномальной области горизонтальной компоненты значительно меньше линейных размеров аномалии вертикальной компоненты, а величина аномального эффекта горизонтальной компоненты ε^{x} почти в два раза ниже величины вертикальной аномальной составляющей ε^{z}_{aH} . Отметим, что в горизонтальной компоненте отсутствует фоновая составляющая, обусловленная горизонтально-слоистой частью разреза, в то время как вертикальная компонента содержит информацию и о горизонтальной слоистости разреза. Абсолютная величина ЭДС горизонтальной компоненты ε^{x} в интервале 10–100 мкс меньше величины ЭДС вертикальной компоненты ϵ^{z} в 5–17 раз, а при 630 мкс эти различия возрастают до 100 раз. Это накладывает жёсткие требования к ориентировке приёмного датчика по вертикали для обеспечения минимизации влияния вертикальной компоненты и учёта влияния рельефа местности. В связи с этим проведение компонентных измерений с применением соосных установок при поиске кимберлитовых тел целесообразно, на наш взгляд, лишь в аэроварианте метода переходных процессов (АМПП), при этом использование системы контроля ориентировки датчика в реальном режиме времени создаёт методическую предпосылку для разделения горизонтальной и вертикальной компонент и их совместной интерпретации.

Следует подчеркнуть, что площади Накынского кимберлитового поля являются сложными для поиска кимберлитовых тел электроразведочными методами из-за экранирующего влияния низкоомных юрских отложений, мощность которых увеличивается в юго-восточном направлении, достигая по мере приближения к борту Вилюйской синеклизы 50–110 м. Согласно результатам моделирования неустановившегося электромагнитного поля, кривая ε^x переходных процессов для кимберлитовой трубки, перекрытой 75-метровой толщей низкоомных юрских отложений (модель 2), так же, как и для модели 1 (трубка перекрыта высокоомными траппами), характеризуется сменой знака аномального поля над центром геоэлектрической неоднородности. При этом абсолютная величина аномалии ЭДС горизонтальной компоненты более чем в 40 раз меньше величины ЭДС вертикальной компоненты (рис. 1, С, Д). В данных условиях практически невозможно



Рис. 1. Графики вертикальной (ε^{z}) и горизонтальной (ε^{x}) компонент ЭДС для модели кимберлитовой трубки, перекрытой траппами (*A*, *Б*) или юрскими отложениями мощностью 75 м (*C*, *Д*), при использовании электроразведочной установки с совмещенными центрами генераторной петли и приемного датчика: *A*, *C* – *переходные процессы* ε^{z} , ε^{z}_{an} и ε^{x} при удалении центра электроразведочной установки на 50 м от эпицентра трубки; *Б*, *Д* – *графики* ε^{x} , ε^{z}_{an} на фиксированном времени по профилю, пересекающему эпицентр кимберлитовой трубки. Расчет выполнен для установки с горизонтальным генераторным контуром 100х100 м и приемным датчиком ПДИ-100

проведение корректных измерений небольшой по амплитуде аномалии горизонтальной компоненты, обусловленной кимберлитовой трубкой, на фоне сильного сигнала вертикальной компоненты, вызванной преимущественно горизонтально-слоистой частью разреза. Для модели 2 относительная величина аномалии в вертикальной компоненте (ϵ^z) от кимберлитовой трубки составляет 31 %, при этом относительная аномалия имеет максимум на временной отметке 430 мкс. Низкая контрастность аномалии накладывает высокие требования к методике проведения полевых электроразведочных работ ЗМПП, в частности, к точности измерения переходного процесса и определения геометрических коэффициентов электроразведочной установки.

Временная синхронизация между генератором и измерителем через gps позволяет легко реализовывать различные системы наблюдений с выносом приемного датчика за пределы генераторной петли. Расчёт, выполненный для электроразведочной установки с приёмным датчиком, вынесенным на удаление 75 м от центра генераторной петли, показал, что абсолютные величины регистрируемого сигнала радиальной компоненты ε^r и вертикальной компоненты ε^z в интервале 20–100 мкс близки (рис. 2, А). Однако с увеличением времени различия между вертикальной и горизонтальной компонентами возрастают, и уже при времени наблюдения t=1 мс величина ε^r меньше ε^z в 4 раза.

Графики аномальной составляющей ε_{aH}^{r} переходных процессов для кимберлитовой трубки, перекрытой траппами (модель 1), имеют несимметричную форму с максимумом в интервале 0–50 м и небольшим минимумом в интервале (-200) – (-100) м (рис. 2, Б). Наибольшее аномальное поле у составляющих ε^{r} и ε_{aH}^{z} отмечается, когда источник и приёмник расположены симметрично относительно неоднородности, поэтому



точку записи следует относить к середине расстояния между центрами генераторной петли и приёмного датчика. Относительная величина аномалии от модели кимберлитовой трубки, перекрытой траппами, у горизонтальной компоненты почти в 4 раза больше по сравнению с вертикальной компонентой и превышает аномалию при использовании соосной установки. Это позволяет сделать вывод, что при поисках кимберлитовых тел горизонтальная компонента є^г, измеренная с разнесенной электроразведочной установкой, обладает наибольшей разрешающей способностью.

Рис. 2. Графики вертикальной (ε^{z}) и горизонтальной (є^г) компонент ЭДС для модели кимберлитовой трубки, перекрытой траппами при использовании разнесенной электроразведочной установки: генераторная петля 100x100 м, приемный датчик ПДИ-100 вынесен на удаление 75 м от центра генераторной петли: А – переходные процессы є^г и є^г при расположении центра электроразведочной установки над эпииентром трубки; Б – графики аномальных составляющих ε^{z} и ε^{r} на фиксированном времени (t=0,069 мс) по профилю, пересекающему эпицентр кимберлитовой трубки. Расчет выполнен для установки с горизонтальным генераторным контуром 100х100 м и приемным датчиком ПДИ-100

Следует иметь в виду, что горизонтальные компоненты чувствительны к приповерхностным неоднородностям. Оценка разрешающей способности радиальной компоненты в условиях геокриологических помех проведена нами на комплексной модели, включающей талик, локализованный в рыхлых песчанистых



отложениях (рис. 3), и кимберлитовую трубперекрытую юрскими отложениями кv. мощностью 75 м (модель 2). Талик аппроксимирован призмой размерами 100x100 м, которая расположена в первом геоэлектрическом слое. Аномальный эффект от талика составляет 220 %, что значительно превышает аномальный эффект от кимберлитовой трубки. Важным является то, что аномалия ЭДС радиальной компоненты, вызванная повышенной электропроводностью кимберлитовой трубки, и аномалия от талика проявляются на разных временных интервалах, что создаёт благоприятные условия для их разделения в материалах многокомпонентных электромагнитных зондирований.

Рис. 3. Расчетная аномальная составляющая радиальной компоненты ε^{r} от кимберлитовой трубки, перекрытой юрскими отложениями, и объекта – помехи (талика): Расчет выполнен для установки: генераторный контур 100х100 м, приемный датчик ПДИ-100 вынесен на удаление 75 м от центра генераторной петли

Значительная часть переходных процессов, измеренная соосной установкой в пределах Якутской кимберлитовой провинции, осложнена во временном интервале 70–600 мкс влиянием индукционно вызванной поляризации (ВПИ) [5]. Одним из путей ослабления влияния ВПИ являются измерения с разнесенной установкой, поскольку индукционная и поляризационная составляющие по-разному зависят от геометрии установки.

Характер искажений, вносимых процессом индукционно вызванной поляризации в измеренные кривые ЭДС становления вертикальной и горизонтальной компонент, иллюстрирует рис. 4 (измерения выполнены на Амакинском полигоне, расположенном в центральной части Мало-Ботуобинского района). При измерениях вертикальной компоненты ε^{z} с совмещенной или соосной установкой переходный процесс в интервале 100-600 мкс полностью искажён влиянием индукционной вызванной поляризации на площади всего полигона и характеризуется двойным переходом через нуль: в интервале 70-100 мкс и 400-600 мкс. При использовании разнесенной установки (выносные зондирования) влияние процесса ВПИ приводит к занижению значений регистрируемого сигнала вертикальной компоненты є², однако без перехода через нуль. С увеличением разноса между приёмным датчиком и генераторным контуром влияние индукционной вызванной поляризации на процесс становления быстро уменьшается и при разносе 90 м составляет десятки процентов, а при разносе 112 м – первые проценты от регистрируемого сигнала. В отличие от вертикальной компоненты ε^{z} , горизонтальная компонента ε^{r} при выносных зондированиях гораздо сильнее подвержена влиянию ВПИ (рис. 4, Б). Для установки с разносом 90 м смена знака переходного процесса зарегистрирована при 50 мкс. С увеличением разноса увеличивается время смены знака, и незначительно уменьшается интенсивность регистрируемого сигнала с отрицательным знаком, однако увеличение разноса так и не позволяет избавиться от влияния ВПИ на горизонтальную компоненту. Поэтому при поиске кимберлитовых тел в условиях диспергирующей среды измерение ЭДС становления горизонтальной компоненты є^г целесообразно,



главным образом, на площадях, где мощность перекрывающих отложений составляет менее 20 м. В этих условиях аномалия от кимберлитовой трубки проявляется на времени измерения ранее 30 мкс, когда влияние ВПИ ещё недостаточно весомо.

Рис. 4. Кривые ε^{z} (*A*) и ε^{r} (*Б*), зарегистрированные при разносе, равном 90, 112 и 135 м на Амакинском полигоне (центральная часть Мало-Ботуобинского района). Электроразведочная установка: генераторная петля 100х100 м, ПДИ-20

Трудности измерения ЭДС становления горизонтальной компоненты, по сравнению с вертикальной, вызваны также более высоким уровнем помех естественного происхождения и помех, создаваемых линиями электропередач и промышленными предприятиями. Согласно результатам работ, проведенных в пределах Мало-Ботуобинского и Алакит-Мархинского алмазоносных районов, уровень электромагнитных помех при измерениях радиальной компоненты є^г может быть в сотни раз больше, чем при измерениях вертикальной компоненты, что естественно ограничивает возможности измерения ЭДС становления поля радиальной компоненты на уровне 0,01–1 мВ (предельное время регистрации составляет 300–600 мкс при измерениях генераторной установкой размером 100х100 м). Однако, учитывая то, что аномальный эффект кимберлитовых тел проявляется до этого времени, можно сделать вывод, что методические возможности измерения гриёмными многовитковыми датчиками с применением современной электроразведочной аппаратуры являются достаточно высокими.

Полевые работы по изучению разрешающей способности многокомпонентных измерений ЗМПП были проведены на кимберлитовой трубке Амакинская Мало-Ботуобинского района. Измерения выполнены с использованием аппаратуры «Цикл-7» [3] и приёмных датчиков ПДИ-20, характеризующихся полосой пропускания 200 кГц, эффективной площадью 400 м². При исследованиях использованы генераторные контуры с размерами 50х50 м и 100х100 м, вынос приёмного датчика составил 41 м для генераторного контура 50х50 м и 78 м для генераторного контура 100х100 м. Результаты измерений относили к середине между центром генераторной петли и приёмным датчиком. Ток в генераторном контуре поддерживался на уровне 10–15 А. При работе с генераторным контуром 100х100 м временная синхронизация пространственно разнесенных генератора и измерителя выполнялась через gps, а при работе с генераторным контуром 50х50 м передача аналогового сигнала от датчика к измерительной аппаратуре осуществлялась с помощью кондуктора (витая пара).



Рис. 5. План изолиний ε^{z} и ε^{r} (t=19 мкс) по результатам выносных зондирований МПП на кимберлитовой трубке Амакинская с установкой: *А – генераторная петля* 50x50 м, *Б – генераторная петля* 100x100 м. Измерения выполнены с ПДИ-20. Точка записи отнесена к середине расстояния между центром генераторной петли и приемным датчиком

Кимберлитовая трубка Амакинская имеет в плане размеры 80x180 м. Она выходит на дневную поверхность, а местами перекрыта маломощными (до 5 м) четвертичными отложениями. Кора выветкимберлитовой ривания трубки развита до глубины 30 м. По результатам проведенных работ ЗМПП центральная часть кимберлитовой трубки выделяется аномалией повышенной проводимости (рис. 5). Аномалия ЭДС переходных процессов, вызванная повышенной электропроводностью кимберлитовой трубки, и аномалия ВПИ локализуются на разных временных интервалах, что благоприятные создаёт условия их разделения. При измерении с генераторной установкой 50х50 м относительная амплитуда аномалии, вызванной повышенной проводимостью кимберлитов, составляет 270 % от фона в вертикальной компоненте (ϵ^{z}) и 670 % в радиальной (ε^r) компоненте. Аномальные области и эпицентры аномалий для є^г и є^г компонент совпадают, что свидетельствует о правильности отнесения точки записи к середине между центром генераторной петли и приёмным датчиком. При

контура 100x100 м характер аномального поля вертикальной компоненты ε^{z} более сложный. Аномалия от кимберлитовой трубки наиболее интенсивна в интервале времени 0,01–0,4 мс, а на плане имеет положительную и отрицательную области. На времени t= 0,019 мс положительная часть аномалии ориентирована в восточном направлении, а отрицательная – в юго-западном. Центр между положительной и отрицательной частями аномального электромагнитного поля совпадает с эпицентром трубки. В интервале времени 0,1-0,3 мс происходит инверсия электромагнитного поля, и отрицательный знак приобретает восточная, а положительный – юго-западная аномальная область. В целом характер кривых ЭДС становления и их эволюция во времени подобны аномалиям, фиксируемым при работах по технологии площадных зондирований становлением поля от закрепленного источника (ПЗС-ЗИ) [7, 8]. Объект пониженного сопротивления (кимберлитовая трубка) проявляется однополярной аномалией в компоненте є^г, если разнос электроразведочной установки меньше линейных размеров кимберлитового тела, и двухполярной аномалией, когда разнос установки равен или превышает линейные размеры аномалиеобразующего объекта. По результатам измерений радиальной компоненты ε^{r} , выполненных с генераторным контуром размером 100x100 м, аномалия от кимберлитовой трубки имеет «классический» вид, её центр совпадает с эпицентром кимберлитовой трубки, что значительно упрощает интерпретацию электромагнитных зондирований. Контрастность аномалии, вызванной кимберлитовой трубкой, в материалах измерений радиальной компоненты є^г значительно выше, чем вертикальной компоненты ε^{z} . Полученные материалы позволяют констатировать, что выполнение многокомпонентных исследований ЗМПП при поиске небольших (по сравнению с размерами генераторного контура) кимберлитовых тел значительно повышает локализующую способность электроразведочных работ.

генераторного

размере

Выводы

На основе проведенного 3D моделирования неустановившегося электромагнитного поля и результатов опытных работ на кимберлитовой трубке Амакинская рассмотрена эффективность многокомпонентных исследований ЗМПП при поиске кимберлитовых трубок в условиях Мало-Ботуобинского и Средне-Мархинского алмазоносных районов Якутской кимберлитовой провинции.

Показано, что при использовании электроразведочной установки с совмещёнными центрами генераторной петли и приёмного датчика регистрируемый сигнал вертикальной компоненты в десятки и сотни раз превышает величину сигнала горизонтальных компонент. Это обстоятельство осложняет проведение измерений слабоамплитудного аномального сигнала в горизонтальной компоненте (ε^x), вызванного кимберлитовыми телами, перекрытыми довольно мощной толщей (несколько десятков метров) траппов или осадочных отложений. Поэтому применение соосных установок для компонентных измерений целесообразно, повидимому, только для аэроварианта метода переходных процессов.

При использовании разнесенной электроразведочной установки ЗМПП контрастность аномалии, вызванной кимберлитовым телом, значительно выше в материалах измерений радиальной компоненты, по сравнению с вертикальной. В условиях Якутской кимберлитовой провинции процессы становления часто испытывают сильное искажающее влияние индукционно вызванной поляризации. Увеличение разноса между центрами генераторной петли и приёмным датчиком позволяет эффективно подавлять искажающее влияние ВПИ, обусловленной близповерхностными объектами, при измерении вертикальной компоненты (ϵ^z) и малоэффективно – при измерениях радиальной компоненты (ϵ^r). Это ограничивает применение многокомпонентных зондирований на площадях с мощностью перекрывающих отложений более 20 м в условиях поляризующихся сред. Однако измерение вертикальной и горизонтальных компонент неустановившегося электромагнитного поля может значительно повысить возможности инверсии при интерпретации материалов ЗМПП, полученных в сложных геоэлектрических условиях, и дать качественно новый материал о местоположении геоэлектрической неоднородности относительно центров выполненных зондирований и аномальной поляризуемости объекта. Последнее представляется весьма важным при поиске малоразмерных и слабоконтрастных по удельному электрическому сопротивлению кимберлитовых трубок.

Список литературы

1. Жандалинов В.М. Эволюция электроразведочных методов ВП и ЗСБ при алмазопоисковых работах в Западной Якутии // Геология алмаза – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 1361–1369.

2. *Митюхин С.И*. О геологической природе знакопеременных переходных процессов в Западной Якутии // Геология и геофизика. – 1985. – № 1. – С. 103–106.

3. Секачев М.Ю., Балашов Б.П., Саченко Г.В. и др. Аппаратурный электроразведочный комплекс «Цикл-7» // Приборы и системы разведочной геофизики. – 200. – №1. – С. 44–46.

4. Стогний В.В. Многокомпонентные зондирования МПП в Южной Якутии // Мат-лы 36-го Междунар. геофиз. симп. – Киев, 1991. – Т. 2. – С. 58–64.

5. Стогний Вас.В., Жандалинов В.М. Импульсная индуктивная электроразведка при поисках кимберлитовых тел в условиях диспергирующей среды Мало-Ботуобинского и Среднемархинского алмазоносных районов // Геофизика. – 2006. – № 2. – С. 53–57.

6. *Табаровский Л.А., Ицкович Г.Б.* Метод переходных процессов при исследовании кимберлитовых трубок. – Новосибирск, 1981. – 48 с. (Препринт ИГиГ СО АН СССР).

7. Тригубович Г.М., Соловейчик Ю.Г., Рояк М.Э. и др. Трёхмерная электроразведка МПП: теория и практика // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 301–311.

8. *Тригубович Г.М., Чернышев А.В., Персова М.Г.* Анализ эффективности дистанционных методов электрометрии при локальном прогнозе коренных источников алмазов // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – С. 352–355.
Раздел 5.2 Новые методы и способы обработки и интерпретации геолого-геофизических данных

УДК 551.24.03+550.34

РОЛЬ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

С.А. Борняков, А.С. Гладков

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Описывается первый опыт использования физического моделирования для расшифровки механизма формирования систем разрывных нарушений в пределах двух кимберлитовых районов. Представлены результаты экспериментов, отражающих динамику развития региональных и локальных структур.

Качество и эффективность алмазопоисковых работ определяются многими факторами, определяющими среди которых, пожалуй, являются концептуальная основа представлений об образовании объекта поиска – кимберлитового тела, и вытекающая из неё методология прогнозных построений. В рамках существующих представлений кимберлитовый расплав, образующийся под литосферой древней платформы, проходит сквозь неё в осадочный чехол и локализуется в нем с проявлением особого динамического эффекта. При этом считается, что подъем кимберлитовой магмы осуществляется по зоне глубинного разлома, а её последующая приповерхностная локализация определяется совокупностью разноранговых разрывных нарушений платформенного чехла. Последние, как структурный фактор контроля пространственного расположения кимберлитовых тел, всегда представляли интерес для геологов. Их тектонофизическое изучение в пределах Якутской алмазоносной провинции до недавнего времени проводилось отдельными геологами-энтузиастами бессистемно и эпизодически, и лишь с 2001 г. оно стало носить коллективный, комплексный и постоянный характер в рамках совместных исследований сотрудников ИЗК СО РАН и ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА».

За прошедшие годы в ходе детальных полевых работ в Далдыно-Алакитском и Мало-Ботуобинском кимберлитовых районах собран обширный банк данных по разноранговым разрывным нарушениям, позволяющий проводить структурные построения в последовательности разномасштабных объектов: отдельная трубка – куст трубок – поле – район. Источником первичного структурно-геологического материала являлись естественные и техногенные коренные обнажения.

При локальных полевых исследованиях, проводимых в пределах карьеров кимберлитовых трубок, собирается кондиционный фактический материал. По нему однозначно устанавливаются пространственное положение основных и второстепенных рудоконтролирующих и пострудных зон разрывных нарушений, соответствующие им ориентировки осей напряжений и кинематика движений их крыльев. При интерпретации полученных результатов чаще всего возникают вопросы, связанные с возможным механизмом и временной последовательностью формирования тех или иных структурных парагенезисов.

При региональных площадных исследованиях, ориентированных на выяснение разломно-блоковой структуры осадочного чехла в пределах кимберлитовых полей и районов, точки наблюдений располагаются на местности неравномерно, причиной чему плохая обнаженность в условиях платформы. Интерпретация результатов обработки фактического материала в таких случаях не всегда однозначна, несмотря на то, что проводится в тесной увязке с другими имеющимися геолого-геофизическими материалами.

Отмеченный дефицит той или иной структурной информации на разных масштабных уровнях натурных исследований может быть отчасти восполнен посредством физического моделирования, некоторые примеры которого представлены в настоящей статье.

Объекты и методика моделирования

Разломная структура осадочного чехла платформы в пределах Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского кимберлитовых районов представлена главным образом сдвиговыми парагенезисами разрывных нарушений. Их формирование, по представлениям авторов, связано преимущественно с горизонтальными относительными смещениями подстилающих чехол блоков фундамента вдоль зон глубинных разломов. В этой связи объектом моделирования являлся деформационный процесс в модельной системе, имитирующей блоки фундамента с разделяющим их разломом и перекрывающим их чехол. Согласно ранее предложенной классификации, существуют два типа сдвиговых зон, имеющих разную деформационную природу. Первый тип образуется при локализованной деформации среза, второй – при деформации тангенциального сжатия. Формирование областей активного динамического влияния (ОАДВ) этих двух типов сдвиговых зон воспроизводилось нами в моделях [1,2].

Физическое моделирование процессов разломообразования проводилось с соблюдением условий подобия. Горные породы при длительном действии на них нагрузок проявляют упруговязкопластичные свойства, что необходимо учитывать при выборе эквивалентного материла. В качестве модельного материала нами использованы водонасыщенные пласты монтмориллонитовой и бентонитовой глин. Граничные условия экспериментов определялись в соответствии с критерием-комплексом подобия [1–3]:

$$\eta / \rho gLT = const,$$

где η – вязкость, Па·с; ρ – плотность, кг/м³; g – ускорение свободного падения, м/с²; L – линейные размеры, м; T – время, с. Данное уравнение позволяет вычислить масштабные коэффициенты для каждого из использованных в нем физических параметров. Так, при моделировании крупномасштабных тектонических процессов, в которые вовлекается вся литосфера, её средним значениям вязкости 10²⁰⁻²² Па·с, плотности 2,7·10⁴ н/м³, толщине (60–100)·10⁴ м и продолжительности формировании крупных разломов 10–100 млн. лет соответствуют средние значения вязкости 10⁵⁻⁷ Па·с, плотности 2,0·10⁴ н/м³ и толщины (6–10)·10⁻² м модели и продолжительности моделируемого процесса 10–100 мин. Из принятых значений параметров, определяющих подобие процессов в природных и экспериментальных условиях, масштабные коэффициенты вязкости С_η, плотности С_ρ, линейных размеров C₁ и времени C₁ составляют ~10¹⁶, ~1, ~10⁶, ~10¹¹ соответственно. При полученных масштабных коэффициентах C₁ и C₁ 1 мм в модели соответствуют 1 км в её природном аналоге, а 1 мин эксперимента эквивалентна 1 млн. лет природного процесса.

При моделировании процессов разломообразования в осадочном чехле, мощность которого в пределах изученных площадей составляет первые километры, принимаются другие масштабные коэффициенты, при которых 1мм на модели соответствует 100 м в природе ($C_L = 10^{5}$), а 1 мин опыта 100 тыс. лет ($C_t = 10^{10}$).

Используемое в экспериментах оборудование включает в себя приборы определения вязкости модельного материала и установку «Разлом». Эта установка имеет площадь рабочего стола 1,5 х 1,0 м и позволяет воспроизводить в моделях процессы формирования зон разломов в условиях растяжения, сжатия, среза или их комбинаций при разных скоростных режимах деформирования.

В ходе эксперимента развивающийся в модели процесс формирования зон разломов детально фотографировался цифровым фотоаппаратом через выбранный временной интервал. Полученные фотоматериалы составляли основу для построения необходимых структурных схем, с которых впоследствии снималась качественная и количественная информация с последующей её обработкой и анализом.

Результаты моделирования

Моделирование региональных структур. Как показано в [1, 2] существуют два типа ОАДВ сдвигов, имеющих разную деформационную природу. Оба они воспроизводились в моделях (рис. 1). Первый тип образуется при локализованной деформации среза, второй – при деформации тангенциального сжатия. Структурное выражение сдвиговых зон, формирующихся при сжатии, зависит от исходных геометрических параметров модели. Так, симметричные Х-образно пересекающиеся сдвиговые зоны образуются только при определенном их соотношении, а именно когда толщина, длина и ширина модели относятся как 1 : 4 : 2,5. В длинных или наоборот коротких моделях будут реализовываться структурные ситуации, отличные от вышеописанной [2].

Сравнительный анализ внутреннего строения ОАДВ сдвигов разных типов показывает, что оно в обоих случаях представлено двумя системами сколовых разрывных нарушений со схожей кинематикой движений по ним. Однако угловые соотношения между разрывами разных систем и пространственное положение разрывов одноименных систем (простирание, угол падения) по отношению к осевым линиям ОАДВ сдвигов различаются [2].

Моделирование механизма формирования разломной сети Вилюйско-Мархинской зоны. Предложенная на основе полевых исследований модель многоэтапного развития разломной сети Вилюйско-Мархинской зоны была подвергнута экспериментальной проверке. Проведено две серии экспериментов, отличающихся по задачам и технике исполнения. В первой из них при двухактном и разнонаправленном деформировании модели, имитирующей платформенный чехол, выяснялась принципиальная возможность получения в ней систем разрывов по своим основным ориентировкам и кинематическим характеристикам, подобным системам разломов, наблюдаемым в природных условиях. С учетом полученных результатов во второй серии экспериментов воспроизводилась структурная ситуация для Мало-Ботуобинского кимберлитового района, восстанавливаемая по результатам полевых тектонофизических исследований и геофизическим данным [4].

Результаты первой серии экспериментов. Моделировалась ОАДВ сдвига при деформации сжатия. Поскольку возникающие в моделях структурные ситуации содержат в себе элементы случайности, для обеспечения надежности получаемых результатов каждый эксперимент многократно повторялся. Каждый



Рис. 1. Два типа сдвиговых зон в упруговязкопластичных моделях и их структурные схемы. Стрелки указывают направления смещения крыльев сдвиговых зон (белые тонкие стрелки) и действие сжатия (жирные черные стрелки)



Рис.2. Последовательность структурообразования в модели в первый (А), второй (Б) и третий (В) этапы

эксперимент проводился в три этапа. В первый этап слой, имитирующий фундамент платформы, деформировался до тех пор, пока в нем не сформировались хорошо проработанные сопряженные сдвиговые зоны (рис. 2, А). Как уже отмечалось выше, системы разрывов, участвующие во внутреннем строении зон, развиваются закономерно от многочисленных непротяженных разрывов через избирательное разрастание одних и отмирание других к единому магистральному. Внутреннее строение каждой зоны в первую стадию развития представлено двумя системами опережающих разрывов типа R и R' – сколов [5]. В дальнейшем преимущественное развитие получали только первые из них. При наличии в модели хорошо развитых систем сколовых разрывов эксперимент останавливался. Во второй этап модель усложнялась. На «фундамент» наклады

вался второй слой, имитирующий платформенный чехол, после чего продолжался при неизменных условиях деформирования. С возобновлением деформационного процесса в «фундаменте» из всех существовавших на момент остановки эксперимента разрывов активизировались лишь наиболее крупные из них. Большинство же более мелких разрывов утратили активность и далее пассивно существовали в структуре «фундамента», не оказывая никакого влияния на перекрывающий его верхний слой и никак в нем не проявляясь. За счет продолжавшихся смещений по отдельным активным разрывам «фундамента» над ними в «чехле» со временем формировались их ОАДВ в виде редкой сети разрывов (рис. 2, Б) и эксперимент в очередной раз останавливался.

В третий этап изменено направление тангенциального сжатия, отличающееся от первоначального на 90°. При этом до возобновления деформационного процесса поверхность «чехла» заглаживалась, что впоследствии позволяло зафиксировать разрывы, как активизируемые, так и вновь образуемые в измененных условиях нагружения модели (рис. 2, В).

Анализ особенностей разрывообразования в «чехле» в рамках третьего этапа эксперимента показал:

 сформированные на втором этапе системы разрывов сдвиговых зон верхнего слоя, имитирующего платформенный чехол, при смене направления действия сил активизируются фрагментарно, меняя при этом знак подвижки. Часть ранее сформированных разрывов (или их сегментов) на третьем этапе не проявляется;

– при смене направления тангенциального сжатия модели, несмотря на наличие и частичную активизацию уже существующей разрывной структуры, в сдвиговых зонах формируются новые разрывы (R и R' сколы). Ориентировка последних существенно отличается от направлений разрывов, характерных для второго этапа. В целом полученная интегральная схема разрывных нарушений, сформированных в модели при разнонаправленном её деформировании, согласуется со схемами, построенными по полевым наблюдениям, что является дополнительным аргументом в пользу правомерности предложенной интерпретации полевых данных [6].

Результаты второй серии экспериментов. Во второй серии экспериментов также использована двухслойная модель, имитирующая систему «фундамент – чехол». «Фундамент» был изначально неоднородным и состоял из системы линейно вытянутых блоков и разделяющих их узких зон. Их вязкость была на 2 порядка меньше вязкости блоков. Эти ослабленные зоны имитировали главные глубинные разломы Вилюйско-Мархинской зоны: Западный, Центральный, Параллельный, Восточный. Их пространственное расположение в модели, морфологические особенности, а также ширина находились в полном соответствии со специально построенной для целей эксперимента структурной схемой, в основу которой была положена сводная карта магнитного поля центральной части Мало-Ботуобинского района масштаба 1: 10 000. Структурированный «фундамент» перекрывался слоем бентонитовой глины толщиной 4·10⁻²м, имитирующим осадочный чехол мощностью 2 км.

Экспериментальная установка позволяла задавать право- или левосторонние горизонтальные перемещения всех блоков «фундамента» относительно друг друга с заданными скоростями, соответствующими по условиям подобия природным скоростям в десятые доли миллиметров в год.

Эксперимент проводился в два этапа. На первом из них задавались правосторонние сдвиговые перемещения всей системы блоков, при которых разделяющие их зоны разломов функционировали как правые сдвиги. Смещение их крыльев инициировало в перекрывающем «фундамент» «чехле» формирование правосторонних сдвиговых зон, со сложной внутренней разрывной структурой. Ширина этих зон в первом приближении соизмерима с мощностью «чехла». Деформирование модели продолжалось до тех пор, пока в сдвиговых зонах не сформировалась четко выраженная инфраструктура, представленная двумя системами разрывов R- и R'-типов. На втором этапе, равном по длительности первому, после реверса перемещений системы блоков «фундамента» с право- на левосторонние, ранее сформированные в «чехле» зоны продолжали своё развитие уже в условиях левосторонних сдвиговых деформаций. Смена направления перемещения их крыльев привела к переходу подавляющего большинства ранее активных разрывов в пассивное состояние и формированию новой генерации разрывов R- и R'-типа новых направлений, соответствующих новым условиям деформирования. Ориентировка последних существенно отличается от направлений разрывов, образовавшихся в течение первого этапа.

Совокупным результатом двухэтапного разнонаправленного движения блоков «фундамента» является формирование в «чехле» серии пространственно сближенных ОАДВР шириной от 2,0 до 4,0 см (что в пересчете через коэффициенты подобия соответствует ширине 1,0–2,0 км в природном аналоге), внутреннее строение которых представлено разновременными и разноориентированными структурными парагенезисами разрывов R- и R'-типов (рис. 3).

Полученные экспериментальные результаты имеют удовлетворительную сопоставимость с результатами натурных наблюдений. Показательно в этом плане сравнение роз диаграмм простираний локальных крутопадающих разрывных нарушений на изученной площади и разрывов в модели. Отличия в ориентировках их основных направлений составляют не более 10°.

В целом проведенное моделирование подтверждает предлагаемую геодинамическую модель многоэтапного формирования основных систем разрывных нарушений осадочного чехла в пределах Вилюйско-Мархинской зоны и намеченную полевыми тектонофизическими методами последовательность в смене кинематики движений по ним с право- на левосторонние.





Рис. 3. Схема главных разломов и расположения точек полевых тектонофизических наблюдений на площади Мало-Ботуобинского района (*A*) и внутреннее строение ОАДВ главных разломов в осадочном чехле (*Б*, *B*) по результатам физического моделирования

Моделирование локальных рудоконтролирующих структур

По убеждению многих исследователей, благоприятными для локализации кимберлитов на локальном уровне являются присдвиговые пулл-апарт структуры растяжения и разломные узлы. Проиллюстрируем некоторые результаты их моделирования.

Результаты моделирования пулл-апарт структур. При воспроизведении однонаправленного процесса формирования ОАДВ сдвигов (левого или правого) локальные пулл-апарт структуры образуются как правило при значительных величинах амплитуд смещения во вторую и третью стадии развития деформационного процесса, когда плоскости активных разрывов на отдельных участках меняют свое простирание, подвергаясь изгибовым деформация (рис. 4). Это не совсем соответствует платформенной ситуации, где нет высоких скоростей перемещения по разломам и не зафиксированы значительные амплитуды сдвиговых перемещений, и где, как отмечалось выше, процесс разрывообразования редко выходит за рамки первой стадии. Ситуация кардинальным образом меняется при двухактном формировании ОАДВ сдвигов с реверсом направления движений их крыльев. В таких условиях пулл-апарт структур явление достаточно частое уже в рамках первой стадии и их морфологические особенности сопоставимы с морфологией структур, контролирующих алмазоносные кимберлитовые тела. Так, сравнение структурных ситуаций на модели и на участке локализации трубки Юбилейная показывает почти полную их идентичность (рис. 5).



Рис. 4. Пример локальной пулл-апарт структуры в модели во вторую стадию развития ОАДВ левого сдвига



Рис. 5. Пулл-апарт структуры в модели (А, Б) и природе (В) (на примере трубки Юбилейная)



Рис. 6. Морфологическая особенность сместителя разлома фундамента, благоприятная для образования пулл-апарт структуры в перекрывающем его чехле

Более масштабные региональные пулл-апарт структуры реализуются чаще и пространственно связаны с теми участками чехла, в основании которых присутствует разлом фундамента с характерной морфологией сместителя (рис. 6).

С учетом этих особенностей было проведено моделирование процесса формирования левосторонней пулл-апарт структуры. Были изготовлены специальные штампы, имитирующие необходимый изгиб сместителя. На рис. 7 представлены фрагмент модели (А) и соответствующая ему структурная схема (Б).

Результаты моделирования узлов пересечения разломов. Для моделирования разломных узлов была изготовлена конструкция из четырех штампов, способных одновременно перемещаться относительно друг друга и имитирующих активизацию пересекающихся разломов в фундаменте (рис. 8, А). Как видно из приведенной фотографии модели, деформированной в два этапа с реверсом движений штампов, относительно простые сдвиговые смещения по отдельным протяженным разломам трансформируются в сложную

систему движений в местах их пересечений (рис. 8, Б). Приведенные структурные схемы отражают состояние разрывной сети в модели к концу первого (рис. 8, В) и второго (рис. 8, Г) этапов. Хорошо видно, что в условиях реверсного движения штампов разрывная структура существенно усложняется.

Не останавливаясь на детальном рассмотрении результатов экспериментов, подчеркнем, что в итоге в зонах и узловом сочленении пересекающихся сдвигов формируются два разрывных парагенезиса (R и R'-сколы), соответствующих различной кинематике движения штампов. Два типа участков локального раскрытия, отличающиеся морфологически, могут формироваться в пределах боковых ветвей разломного узла и в его центральной части (рис. 9, 10). Каждому из них можно привести в соответствие конкретные природные аналоги (рис. 9, B; 10, B).



Б



Рис. 7. Региональная пулл-апарт структура в модели (оконтурена пунктирной линией) (А) и её структурная схема (Б)



Рис. 8. Системы разрывных нарушений, формирующиеся в «осадочном чехле» при активизации Х-образного разломного узла в «фундаменте»



Рис. 9. Локальная структура раскрытия в боковой ветви разломного узла: *А* – фрагмент боковой ветви разломного узла в модели и *Б* – его структурная схема; *В* – разломная сеть участка локализации трубки Нюрбинская



Рис. 10. Локальная структура раскрытия в разломном узле: *А* – фрагмент разломного узла в модели и *Б* – его структурная схема; *В* – разломная сеть участка локализации трубки Комсомольская

Заключение

Приведенные выше результаты физического моделирования демонстрируют первый и весьма непродолжительный опыт его использования при решении отдельных задач в рамках большой и сложной проблемы структурного контроля алмазоносных кимберлитовых тел. Эти результаты, несмотря на их иллюстративный характер, нередко являются весомыми аргументами в выборе варианта интерпретации геологогеофизических данных и последующем построении стратегии прогнозно-поисковых работ.

Дальнейшее развитие экспериментальных исследований в приложении к алмазной тематике будет иметь разноплановый характер и включать в себя моделирование как региональных разломных систем на уровне кимберлитовых районов, так и локальных систем разрывных структур, контролирующих отдельные трубки.

Список литературы

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

2. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1991. – 261 с.

3. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1983. – 112 с.

4. Гладков А.С., Зинчук Н.Н., Шерман С.И. и др. Тектонофизический подход к анализу разломов Мало-Ботуобинского кимберлитового района // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы решения. – Мирный, 2003. – С. 211–248.

5. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2003. – 243 с.

6. *Матросов В.А., Борняков С.А., Гладков А.С.* Новый подход к оптимизации прогноза при поисках алмазоносных кимберлитов // Докл. РАН. – 2004. – Т. 395, №2. – С. 220–223.

ИННОВАЦИИ В ОБЛАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ – ОДИН ИЗ ВАЖНЫХ ФАКТОРОВ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТ

Е.М. Гончаров

Ботуобинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА», г. Мирный

Рассматриваются аспекты развития геологических информационных систем, ориентированных на решение алмазопоисковых задач в геологической службе АК «АЛРОСА». Приводятся результаты работ Головного геологического компьютерного центра Ботуобинской ГРЭ по разработке информационной системы интеграции, хранения и обработки геологогеофизической информации (ИСИХОГИ) и пакета программ для создания отчетной геологической графики Kimberlite Explorer. Рассматриваются технологии взаимодействия централизованных банков геолого-геофизической информации и ГИС. Обсуждаются перспективные направления развития базовых компонентов геологических информационных систем.

Чем больше проходит времени с момента открытия первых кимберлитовых тел в России в 50-х годах прошлого века, тем ниже вероятность открытия новых алмазных месторождений, имеющих высокие индикационные свойства. Данная проблема характерна не только для нашей страны. Объективная реальность заключается в том, что в алмазной отрасли с каждым годом усиливается мировой кризис, связанный с истощением минерально-сырьевой базы и повышением себестоимости горных работ при отработке ранее открытых месторождений. Алмазодобывающим компаниям нужны новые месторождения и геологи пытаются адекватно реагировать на сложившуюся конъюнктуру рынка. Технологические решения в области алмазной геологоразведки, обеспечивающие успех в 50-70-е годы прошлого века, не всегда позволяют решить задачу выделения поискового объекта с низкими индикационными характеристиками в сложных поисковых условиях. Геологические службы горно-геологических компаний применяют различные подходы в организации геологоразведочного процесса, пытаясь повысить эффективность своих алмазопоисковых работ. Ряд компаний проводят алмазопоисковые работы с применением широкого комплекса аэрогеофизических исследований только на площадях с относительно простым геологическим строением и довольствуются проходкой единичных горных выработок для заверки геофизических аномалий. Если, в течение ограниченного периода времени, не удается получить положительные результаты в пределах исследуемой территории, геологоразведочные работы прекращаются и начинаются работы на новой поисковой площади. В результате в разряд слабоперспективных попадают весьма крупные поисковые площади, а порой и целые страны. Применение подобного подхода «снятия сливок» с каждым годом ограничивается тем, что число перспективных, но слабоизученных площадей сокращается. Большинство специалистов считает, что новые относительно «легкие» открытия возможны лишь в ряде африканских стран, которые до сих пор слабо изучены с геологической точки зрения вследствие того, что эти страны в течение многих лет были вовлечены в военные междоусобные конфликты.

Геологическая служба АК «АЛРОСА» осуществляет алмазопоисковые работы на территории Республики Саха (Якутия), а также на Северо-Западе Российской Федерации. По мнению многих специалистов, в области алмазной геологии, именно в пределах данных регионов, возможно открытие значимых алмазных месторождений. В то же время можно констатировать, что резерв легко открываемых месторождений на исследуемых территориях уже исчерпан. Открытие новых кимберлитовых тел возможно только при условии более детального геологического изучения наиболее перспективных, но сложных с геологической точки зрения, площадей широким комплексом геолого-геофизических методов. Что в свою очередь влечет за собой необходимость выполнения значительных объемов геофизических съемок и поискового бурения, сопровождаемого комплексом ГИС, а также проведения широкого комплекса аналитических исследований. На данный момент, пожалуй, никто в мире, кроме АК «АЛРОСА», не ищет алмазные месторождения в таких сложных геологических условиях. Тем не менее, применяя достаточно тяжелый и дорогой комплекс геологоразведочных работ, который включает в себя и сетевое бурение, были открыты уникальные месторождения трубки Ботуобинская и Нюрбинская, а также тело «Майское».

Каким образом можно добиться повышения результативности алмазопоисковых работ, осуществляемых геологоразведочными предприятиями АК «АЛРОСА»? Решение данного вопроса может быть только комплексное. Так в качестве слагаемых будущего успеха могут выступать: внедрение новых геофизических и аналитических методов исследований, совершенствование технологий комплексной интерпретации геолого-геофизической информации, модернизация и оптимизация существующих методик поиска, применение геофизической аппаратуры, имеющей большую чувствительность и точность, а также увеличение объемов геологоразведочных работ. При этом следует особо подчеркнуть, что принятый стадийный подход изучения перспективных поисковых площадей влечет за собой необходимость совместного анализа, как геологогеофизической информации, получаемой при проведении текущих геологоразведочных работ, так геоданных полученных в прошлые годы. Особенно это актуально при проведении алмазопоисковых работ в пределах известных кимберлитовых полей.

Эффективное проведение алмазопоисковых работ с учетом вышеперечисленных факторов возможно при условии, что по мере модификации и интенсификации геологоразведочного процесса будут совершенствоваться базовые элементы геологической информационной системы геологоразведочного предприятия. В отдельных случаях без соответствующих модификаций данной системы потенциально перспективное решение может так и не реализоваться, либо эффективность данного внедрения будет крайне низка. Рассмотрим только ряд примеров, отражающих проблемные вопросы, связанные с геологическими информационными системами. Приобрели геофизическое оборудование, но «сэкономили» на программном обеспечении, которое позволяет осуществлять углубленную интерпретацию полученных геофизических данных. Результат – неэффективное использование оборудования и возможный пропуск поискового объекта. Резко увеличили объемы геологоразведочных работ, но не приобрели необходимое количество программных продуктов для обработки и интерпретации геолого-геофизической информации. Результат – срыв выполнения камеральных работ и снижение качества обработки и интерпретации материалов. Приобрели программное обеспечение, но не провели обучение специалистов на специализированных учебных курсах. Результат – неэффективное использование программного продукта. Подобный проблемный ряд можно продолжить. Все вышеперечисленное в конечном счете негативно сказывается на получении положительных геологических результатов. Геологическая информационная система предприятия является важной составляющей геологоразведочного процесса, а степень ее развития напрямую влияет на качество и эффективность изучения поисковых площадей. Многим специалистам следует изменить свое понимание роли информационных технологий в геологоразведке.

Опыт показывает, что различные компоненты геологических информационных систем развиваются достаточно неравномерно. При этом отдельные из них развиваются постепенно из года в год, а некоторые блоки создаются практически с нуля и представляют собой инновационные решения, которые существенно модернизируют существующий производственный процесс. Для многих понятие информационная система, в первую очередь, ассоциируется только лишь с компьютерной техникой. На самом деле это один из компонентов геологической информационной системы, который планомерно развивается из года в год. Отрадно, что в геологической службе АК «АЛРОСА» налажен механизм приобретения компьютерной техники в рамках программы технического перевооружения. В настоящее время практически каждый специалист геологического профиля обеспечен стационарным персональным компьютером. В ближайшие годы планируется приобретение переносных портативных компьютеров для полевых подразделений.

К сожалению, до настоящего времени эффективность использования компьютерной техники в геологоразведочных предприятиях еще недостаточна. Наличие необходимого количества, пусть и самого совершенного компьютерного «железа», не может само по себе обеспечить эффективность информационной системы предприятия. Компьютерные технологии могут приносить реальный эффект только при условии, что на различных стадиях производственного процесса будут применяться совершенные программные средства. Как правило, внедрение новых инновационных программных технологий позволяет в сжатые сроки усовершенствовать отдельные виды геологоразведочных работ, а порой и сделать явный технологию обработки и интерпретации результатов геофизических съемок. Применение программных продуктов производства компании ESRI обеспечило развитие компьютерной картографии и геоинформационного анализа. После приобретения программных продуктов SeisX 2D/3D и Focus 2D существенно повысилось качество обработки и интерпретации результатов сейсморазведочных работ.

В целом, в течение последних десяти лет, для нужд геологической службы АК «АЛРОСА», пусть и в ограниченном количестве, но приобретались специализированные программные продукты ведущих мировых производителей, которые выступали в качестве составных элементов геологических информационных систем предприятий и, как правило, решали задачи совершенствования технологии обработки информации, получаемой при выполнении отдельных видов геологических исследований. В то же время существовала серьезная проблема, связанная с отсутствием специализированных программных продуктов, обеспечивающих сбор, централизованное хранение и комплексную обработку геолого-геофизической информации, получаемой при проведении маршрутных наблюдений и проходке горных выработок. Это было связано с тем, что практически отсутствовало программное обеспечение, ориентированное на решение алмазопоисковых задач и соответствующее специфике геологоразведочного производства на предприятиях ГРК АК «АЛРОСА». Учитывая тот факт, что из года в год увеличиваются объемы поискового бурения, геофизических исследований скважин и аналитических исследований, а также то, что в пределах наиболее перспективных площадей уже проводился широкий комплекс геологоразведочных работ и полученная информация должна вовлекаться в процесс комплексной интерпретации, Головному геологическому информационному компьютерному центру (ГИКЦ) Ботуобинской ГРЭ в рамках работ по объекту «Ахсанский-3» была поставлена задача разработки комплекса программно-технологических решений, обеспечивающих создание и эффективную производственную эксплуатацию централизованных банков геолого-геофизической информации, с разработкой технологии обработки геологической информации в среде ГИС-систем.

По оценкам зарубежных экспертов в области геологических информационных систем, при отсутствии в геологоразведочном предприятии централизованных банков геолого-геофизической информации, до 80 %

рабочего времени специалистов геологического профиля затрачивается на поиск и подготовку данных и только 20 % – на интерпретацию и анализ. Таким образом, перед ГИКЦ БГРЭ ставилась задача разработки инновационной технологии, которая должна была позволить: освободить специалистов геологического профиля от рутинных работ, связанных с необходимостью поиска первичной геологической информации; решить проблемы стандартизации с конвертацией данных в единые форматы, чтобы «не захлебнуться в информационном потоке», возникающем вследствие ежегодного роста объемов геологоразведочных работ; повысить скорость и качество обработки геологической информации.

Начиная с 2004 г. специалистами ГИКЦ Ботуобинской ГРЭ совместно с ООО «Информация и управление» (г. Воронеж) была начата разработка информационной системы интеграции, хранения и обработки геолого-геофизической информации (ИСИХОГИ). Предполагалось, что данная система будет выступать в качестве информационного ядра геологической информационной системы геологоразведочных предприятий компании. В настоящее время разработаны и внедрены в промышленную эксплуатацию в Ботуобинской ГРЭ АК «АЛРОСА» базовые модули системы ИСИХОГИ.

Система ИСИХОГИ представляет собой набор программных приложений, которые взаимодействуют с СУБД Oracle на основе технологии клиент-сервер. На данный момент система ИСИХОГИ обеспечивает централизованный ввод и хранение: информации об объекте и участках геологоразведочных работ, координатной привязки точек маршрутных наблюдений и горных выработок, характеристик геологических слоев, интервалов геофизических слоев, интервалов опробования, результатов геофизических исследований скважин, результатов минералогических, геохимических и микрозондовых анализов, а также информации, характеризующей геофизические аномалии. Применение в системе ИСИХОГИ единых справочников обеспечивает процесс стандартизации геолого-геофизической информации. Любой геологический признак в пределах горной выработки имеет однозначную трехмерную привязку и может быть вынесен на карту или геологический разрез. Архитектура системы ИСИХОГИ исключает ситуации, когда любая сущность, будь то проба или отдельное измерение на кривой ГИС, может принадлежать нескольким скважинам или ни одной.

Геологическая информационная система ИСИХОГИ имеет развитый набор средств по управлению пользователями. Работа пользователей в системе осуществляется только с использованием персональных идентификационных параметров. Администраторы системы могут выдавать пользователям различные привилегии, которые выражаются как в возможности работать с определенными функциональными модулями, так и в доступе к конкретным геологоразведочным объектам. Система построения WEB-отчетов ИСИХОГИ, созданная на основе пакета программ FastRerport Server, позволяет специалистам экспедиции получать в табличной форме различные отчеты на основе данных, размещенных в ИСИХОГИ.

В Ботуобинской ГРЭ доступ к системе ИСИХОГИ реализован в том числе и с использованием технологии Remote desktop. Применение данной технологии позволяет работать с ИСИХОГИ с любого компьютера, подключенного к ЛВС экспедиции даже с использованием низкоскоростных коммутируемых соединений. В частности, специалисты Вилюйской партии БГРЭ, которая удалена от центральной базы экспедиции более чем на 100 км, осуществляют ввод данных в систему ИСИХОГИ с использованием обычного модемного соединения по достаточно зашумленной телефонной линии. В ближайшем будущем планируется подключение к системе ИСИХОГИ Вилюйской ГРП и подбазы, дислоцированной в п. Накын, с использованием спутниковых каналов передачи информации.

Специалистами ГИКЦ отработана технология прямого взаимодействия ИСИХОГИ и геоинформационных программных продуктов семейства ArcGIS. Практически любая геолого-геофизическая информация, хранящаяся в банке данных системы ИСИХОГИ, может быть вынесена в автоматическом режиме на карту. Интеграция системы ИСИХОГИ с ГИС-системами влечет за собой серьезные перспективы в плане решения задач комплексной интерпретации геолого-геофизической информации, получаемой при проведении алмазопоисковых работ, а также мониторинга выполнения геологоразведочных работ, что в свою очередь обеспечивает оперативное принятие управленческих решений. В настоящее время на основе использования единого банка пространственных данных ArcSDE, пакета программ ArcIMS и банка геолого-геофизических данных ИСИХОГИ в локальной сети экспедиции развернуты динамические картографические WEBпроекты. Используя описанную выше технологию, любой специалист в наглядной форме может получать информацию об различных аспектах геологоразведочного процесса (характеристики горных выработок и геофизических аномалий, динамика обработки проб, виды проведенного каротажа, результаты минералогических анализов, состояние привязки горных выработок и др.).

Визуализация геолого-геофизической информации не может быть ограничена только двухмерным картографическим представлением, которое собственно и реализует большинство стандартных геоинформационных программных продуктов. Многие годы в геологоразведочных предприятиях АК «АЛРОСА» достаточно остро стоит вопрос создания геологических разрезов с использованием компьютерных технологий. Параллельно с разработкой геологической информационной системы ИСИХОГИ были начаты работы по созданию нового программного продукта Kimberlite Explorer, который должен был обеспечивать создание геологических колонок и разрезов с учетом специфических требований геологоразведочных предприятий АК «АЛРОСА». Работы по разработке данного программного продукта велись с привлечением в качестве внешнего разработчика ЗАО «РУКСофт» (г. Воронеж). В настоящее время разработаны базовые программные модули Kimberlite Explorer, которые в опытно-промышленном варианте эксплуатируются в Ботуобинской ГРЭ. Пакет программ Kimberlite Explorer обеспечивает автоматическое построение геологических колонок, а также автоматическое и полуавтоматическое построение геологических разрезов на основе данных, получаемых из геологической информационной системы ИСИХОГИ. При этом на стартовых геологических разрезах в автоматическом режиме отображаются: геологические колонки по скважинам, результаты ГИС, интервалы проб, результаты минералогических анализов, интервалы геофизических пластов. Пакет программ Kimberlite Explorer представляет собой фактически трехмерную ГИС. Любой созданный геологический слой определяется набором трехмерных координат и при необходимости может быть экспортирован для использования в специализированных разведочных пакетах программ (Micromine, Datamine и др.).

В ближайшей перспективе планируется внедрение вышеперечисленных программных технологий во всех геологоразведочных предприятиях АК «АЛРОСА». Также намечено дальнейшее развитие проектов ИСИХОГИ и Kimberlite Explorer, которое будет выражаться, как в более тесной интеграции последних между собой и программными продуктами семейства ArcGIS, так и в развитии новых функциональных возможностей. В частности, предполагается серьезная доработка ядра системы ИСИХОГИ, которая обеспечит взаимодействие обособленных экземпляров геологической информационной системы в различных коммуникационных моделях (центральный банк данных компании – предприятия, предприятие – предприятие, предприятие – филиал, предприятие – полевое подразделение). Планируется создание полевого клиента ИСИХОГИ, который должен обеспечивать ввод первичной геологической информации непосредственно в полевых условиях, а также передачу геологических данных в Kimberlite Explorer для построения оперативных геологических разрезов. Внедрение программных решений на основе пакета программ ArcGIS Server должно привнести новые технологические возможности в процесс создания динамических WEB-карт. На основе данного программного продукта планируется дальнейшее совершенствование централизованного банка пространственных данных Ботуобинской ГРЭ, который будет дополнен результатами площадных геофизических съемок.

Учитывая современные тенденции развития геологических информационных систем крупных зарубежных горнорудных компаний, а также опыт, полученный специалистами ГИКЦ Ботуобинской ГРЭ в ходе реализации проекта по разработке системы ИСИХОГИ, необходимо уже в настоящее время начинать проработку проектных решений для создания единого банка геолого-геофизической информации АК «АЛРОСА». А также совершенствовать технологию интеграции и комплексного анализа разнородных наборов геоданных в среде трехмерных специализированных ГИС, что в свою очередь может оказать существенное влияние на повышение эффективности алмазопоисковых работ, проводимых геологической службой АК «АЛРОСА».

УДК 550.83.017: 550.831: 550.832: 553.81

РАСШИРЕНИЕ ПОИСКОВО-КАРТИРОВОЧНЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ КОМПЛЕКСА ДЕТАЛЬНЫХ ГРАВИМАГНИТНЫХ СЪЕМОК НА ПЛОЩАДЯХ РАЗВИТИЯ ТРАППОВ НА ОСНОВЕ КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И АНАЛИЗА ПОЛЕЙ

А.Ю. Давыденко¹, Н.В. Иванюшин², Е.Н. Иванюшина³, Ю.Г. Подмогов³

¹Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск ²ООО «Геологоразведка», г. Иркутск ³Амакинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА», п. Айхал

Рассмотрены особенности интерпретации данных детальных гравитационных, наземных и аэромагнитных съемок на площадях интенсивного распространения траппов. Показана возможность повышения эффективности поисковых работ при использовании способов анализа многомерных данных, приемов подавления помех и фильтров для выделения слабых аномалий.

Проведение геофизических алмазопоисковых работ на площадях интенсивного распространения траппов требует углубленного изучения поисково-картировочных возможностей комплекса детальных высокоточных грави- и магниторазведочных работ. Интерпретация в условиях исключительно высокого уровня помех в виде интенсивных знакопеременных гравимагнитных аномалий различного частотного состава, обусловленных, в основном, изменчивостью мощности и морфологии траппов, их высокой избыточной плотностью, значительной величиной и широким диапазоном варьирования вектора остаточной намагниченности [1], требует разработки соответствующих помехоустойчивых способов анализа полей и развития автоматизированных методик. Исследования по этой тематике с помощью методов математического моделирования и компьютерных технологий анализа данных, реализованных в пакете *SMI* в программной среде Mathcad-13, были проведены в рамках научно-технического сотрудничества Амакинской геологоразведочной экспедиции АК «АЛРОСА» с Иркутским государственным техническим университетом. Проведенные исследования базировались на обширном фактическом материале по детальным геофизическим работам по объекту «Подтрапповый», включающем участки Структурный и Полигон, в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе.

Выделение аномалий в условиях развития траппов

Конечной целью интерпретации при решении поисковой задачи является выделение перспективных аномалий, прямым или косвенным образом связанных с искомыми объектами. При поисках кимберлитовых тел процесс интерпретации естественно нацелен на выделение аномалий, обусловленных этими объектами. При интенсивных помехах выделение аномалий целесообразно проводить по принципу максимального правдоподобия на основе вычисления логарифма отношения максимального правдоподобия [2, 3]

$$L(x) = \ln\left[\frac{f(x \mid H_1)}{f(x \mid H_0)}\right],\tag{1}$$

где x – вектор значений поля в окне обработки; $f(x/H_1)$ и $f(x/H_0)$ – многомерные плотности вероятности, вычисленные в предположении справедливости гипотез H_1 : x = u = v + w – в данной точке имеется аномалия (v) + помеха (w) и H_0 : x = w – значения поля представлены только помехой. Для многомерного нормального распределения условные плотности

$$f(x \mid H_1) = \frac{1}{2\pi^{\frac{mn}{2}} \mid C_u \mid^{\frac{1}{2}}} e^{-\frac{1}{2}(x-\mu_u)^t C_u^{-1}(x-\mu_u)}, \qquad f(x \mid H_0) = \frac{1}{2\pi^{\frac{mn}{2}} \mid C_w \mid^{\frac{1}{2}}} e^{-\frac{1}{2}(x-\mu_w)^t C_w^{-1}(x-\mu_w)},$$

где $\mu_u = \mu_v + \mu_w$, $C_u = C_v + C_w$, $/C_u/$ и $/C_w/$ – определители соответствующих матриц, которые можно предста-

вить через собственные значения
$$\lambda$$
 соответствующих матриц $|C_u| = \prod_{i=1} \lambda_{ui}$ и $|C_w| = \prod_{i=1} \lambda_{wi}$.

Поэтому с точностью до постоянного множителя ½ выражение (1) может быть записано в виде

$$L(x) = \sum_{i=1}^{mn} \ln(\lambda_{wi}) - \sum_{i=1}^{mn} \ln(\lambda_{ui}) + (x - \mu_w)^t C_w^{-1} (x - \mu_w) - (x - \mu_u)^t C_u^{-1} (x - \mu_u).$$
(2)

Так как выделение аномалий проводится по положительным максимумам функции (2), то надежность выделения аномалий тем выше, чем ниже уровень помех w и чем выше уровень сигнала v. Часто необходимо не только снижение уровня случайных помех, но также изменение их спектрального состава, что связано с вычислительными трудностями, возникающими при обращении матриц большой размерности. При прочих равных условиях эффективность фильтра (2) будет тем выше, чем больше размер окна обработки, т.к. количество точек в окне обработки определяет эффект накопления полезного сигнала. Например, при размере окна 1500×1500 м и сети задания данных 50×50 м вектор значений поля в окне включает 961, а ковариационная матрица состоит почти из миллиона элементов (961×961 = 923521). Если же помеха и аномалия сильно коррелированы как в смысле автокорреляции, так и взаимной корреляции, то матрицы могут быть практически вырождены и может потребоваться вычисление псевдообратных матриц [4]. Для эффективного выделения перспективных аномалий целесообразно максимально снижать уровень случайных помех и уменьшать их радиус автокорреляции, а также располагать аппаратом для расчета стохастических аномальных эффектов [5–8].

Снижение уровня помех

Высокую контрастность физических свойств и значительные размеры трапповых образований можно использовать для существенного снижения уровня низкочастотных помех, так как создаваемые значительными избыточными гравитационными и магнитными массами эффекты не компенсируются стандартными редукциями полей и проявляются, в частности, в пространственной корреляции физических полей с полем высотных отметок рельефа. Исследования с помощью существенно модифицированных методов регрессионного анализа [2, 5] показали, что эти связи весьма существенны, а эффект проявляется в гравитационном поле. Например, по результатам обработки данных по объекту «Подтрапповый» (900 км²) коэффициент корреляции значений исходного гравитационного поля со значениями Δg , прогнозируемыми по полю высотных отметок рельефа, составил 0,965. Исключение составляющих полей, обусловленных влиянием форм рельефа, существенно меняет их статистические свойства, приближая распределения полей помех к нормальному закону (рис. 3, д, е).

Несмотря на значительность исключаемого влияния форм рельефа, остаточные гравитационное и магнитное поля в областях распространения траппов имеют значительную степень пространственной корреляции (рис. 2), природа которой объясняется наличием в верхней части разреза общих источников гравитаци-



Рис. 1. Проявления эффекта влияния рельефа на уч. Структурный: *а – гравитационное поле (сечение изолиний 0,5 мгл); б – поле высотных отметок (10 м); д – аэромагнитное поле на высоте 60 м (100 нТл); в и е – гравитационный и магнитный эффекты влияния рельефа; г – гравитационное поле с исключенным эффектом влияния рельефа*



Рис. 2. Эффект влияния рельефа на профиле объекта «Подтрапповый»: $a - гравитационные поля: <math>\Delta g_{\overline{b}} - исходное в$ редукции Буге, $\Delta g(H) - эффект влияния форм рельефа, <math>\Delta g$ –поле с исключенным эффектом влияния рельефа; $\overline{b} - аэро-$ магнитное поле при высоте полета 100 м: $\Delta T_{100} - исходное, \Delta T(H) - эффект влияния форм рельефа, <math>\Delta T$ –поле с исключенным эффектом влияния рельефа исключенным эффектом влияния рельефа



Рис. 3. Корреляционные связи и гистограммы распределений магнитного (*a*, *b*, *d*) и гравитационного (*б*, *c*, *e*) полей. Остальные обозначения те же, что на рис. 2

онного и магнитного полей – долеритов, обладающих высокими значениями избыточной плотности и магнитной восприимчивости. Факторы, осложняющие известную связь между производными гравитационного и магнитного потенциала гравитационного поля с магнитным полем, обусловлены неоднородной быстроменяющейся случайным образом остаточной намагниченностью и нелинейным эффектом размагничивания, которые могут быть весьма существенными в сильномагнитных траппах. Для подавления интенсивных аномалий гравитационного и магнитного полей, имеющих общие источники, был использован такой же подход и то же самое программное обеспечение, как и при учете влияния форм рельефа. Результаты исключения эффектов общих источников гравитационных и магнитных полей показывают, что в остаточных полях практически исключена региональная составляющая и значительно уменьшается амплитуда аномалий, связанных с трапповыми неоднородностями в верхних частях разреза.

Прогноз мощности и глубин залегания верхней и нижней кромок траппов

Для определения и исключения из интерпретируемого поля аномальных эффектов, связанных с присутствием в разрезе интрузий долеритов, необходимо знать морфологию, условия залегания и размеры трапповых тел. Кроме того, решение этой задачи актуально с позиций районирования территорий по условиям ведения поисково-разведочных работ и интерпретации геофизических материалов. Исходной информацией являлись выборка глубин залегания и мощности долеритов по данным бурения более 600 скважин на участке Полигон и результаты детальных гравимагнитных съемок. Для обеспечения технологичности обработки при расчете уравнений многомерной регрессии координаты всех скважин округлялись до координат ближайшего узла геофизической сети 50×50 м. В общей сложности в контурах участка значения глубин залегания верхней и нижней кромок H_1 и H_2 , а также мощность долеритов ΔH были получены для 491 узла сети. Разработанная методика прогнозирования глубин залегания и мощности траппов является итеративной и позволяет получать устойчивые уравнения регрессии большой размерности – для прогнозирования использовалось окно 2000×2000 м (41×41 точка). Определялись регрессии прогнозируемых характеристик мощности и глубины верхней и нижней кромок траппов на исходные значения магнитного поля наземного ΔT_0 , аэромагнитного при высоте полета 100 м ΔT_{100} и гравитационного поля Δg .

Приведенные в таблице характеристики показывают, что наиболее точное прогнозирование возможно по данным грави- и аэромагниторазведки. По соответствующим полям наиболее надежно определяются мощность Δh и глубина залегания нижней кромки траппов h_2 . Разработанная методика позволяет получить устойчивые регрессионные зависимости, которые можно использовать на существенно более обширных площадях (рис. 4).

Прогнозируемая характеристика У	Поле X, используемое для прогноза	Коэффициент множественной корреляции <i>R_{YX}</i>	Стандарт <i>Y</i> <i>S_Y</i> , м	Стандарт $\Delta Y = Y - Y(X)$ S_{YX} , м	Объем выборки
Глубина верхней кромки траппов	ΔT_0	0,395	7,17	6,78	443
	ΔT_{100}	0,231	4,60	4,39	436
	Δg	0,203	5,66	5,45	439
Глубина нижней кромки траппов	ΔT_0	0,687	39,26	28,62	487
	ΔT_{100}	0,727	39,02	27,37	488
	Δg	0,772	39,12	24,99	479
Мощность траппов	ΔT_0	0,84	41,99	22,78	479
	ΔT_{100}	0,872	41,68	20,42	482
	Δg	0,906	41,42	17,51	469

Параметры прогнозирования глубин залегания и мощности траппов по гравимагнитным данным



Рис. 4. Теневой рельеф нижней кромки (*a*) и изопахиты(*б*) траппов на уч. Структурный по результатам прогноза с использованием регрессий, полученных на уч. Полигон (показан контур)

Методика выделения перспективных аномалий

Разработанная методика подавления эффектов влияния форм рельефа и общих источников гравитационного и магнитного полей позволяет существенно снизить уровень низкочастотных помех, но уровень высокочастотных помех над траппами остается высоким и требует применения рассмотренного выше фильтра обнаружения (2). Методика выделения перспективных аномалий включает формирование геометрических и физических моделей кимберлитов и альтернативных неоднородностей, которые могут создавать аномалии, имеющие значительное сходство с аномалиями над кимберлитовыми трубками. Основные физические модели: первая соответствует индукционной модели намагниченности кимберлитов; вторая и третья – наличию значительной по величине остаточной намагниченности субгоризонтального направления, что может наблюдаться как у кимберлитовых тел, так и у траппов, а четвертая – преобладанию отрицательного направления вектора остаточной намагниченности, что более характерно для долеритов [1]. Таким образом, с позиций выделения аномалий, связанных с кимберлитовыми трубками, наиболее перспективными являются аномалии над объектами с пониженной плотностью, совпадающие с аномалиями, соответствующими первой магнитной физической модели. Следующими по перспективности являются комплексные аномалии над объектами с пониженной плотностью и соответствующими третьей и четвертой магнитным физическим моделям.

Решение прямых стохастических задач для моделей [6–8] позволили оценить средний аномальный эффект и сопоставить его с уровнем помех. Для гравитационной аномалии уровень помех превосходит среднюю амплитуду более чем в 4 раза, а для магнитных соотношение существенно хуже – в 20–30 раз. Результаты обработки данных по участку Полигон показали, что наилучшие совпадения локальных комплексных аномалий с контурами известных кимберлитовых трубок наблюдаются для данных грави- и аэромагниторазведки. Комплексных аномалий по данным грави- и наземной магниторазведки выделяется значительное количество при относительно плохом их совпадении с контурами известных трубок. Следует отметить, что области пересечения максимумов функций правдоподобия для отрицательных гравитационных аномалий и магнитных аномалий с преобладанием отрицательной остаточной намагниченности практически не совпадают с контурами кимберлитовых трубок и, скорее всего, связаны с локальными изменениями мощности траппов.

Список литературы

1. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Сунцова С.П. Распределение векторов естественной намагниченности пермотриасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района // Геофизика. – 2004. – №1. – С. 49–52.

2. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. – М.: Недра, 1986. – 342 с.

3. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. – М.: Недра, 1987. – 194 с.

4. Форсайт Дж., Малькольм И., Моулер К. Машинные методы математических вычислений. – М.: Мир, 1980. – 200 с.

5. Шрайбман В.И., Жданов М.С., Витвицкий О.В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий. – М.: Недра, 1977.

6. Vakhromeyev G.S., Davydenko A.Yu. Calculation of potential fields for stochastic models of heterogeneous geological objects // Geophysical Prospecting. - 1987. - V. 35.

7. Vakhromeyev G.S., Davydenko A.Yu. Stochastic Modelling of Potential Fields for Geological Objests with Complex Internal Structure // Geophysical data inversion methods and applications. Free University of Berlin. – 1989. – P. 273–287.

8. Давыденко А.Ю. Прямая задача для вероятностного распределения гравитационного поля над случайнонеоднородным объектом и ее значение для интерпретации данных и планирования геофизического эксперимента // Геофизика и математика: Мат-лы 2-й Всерос. конф. / Под ред. В.Н.Страхова. – Пермь: Горный ин-т УрО РАН, 2001. – С. 73–79.

УДК 550.83.017: 550.831: 550.832: 553.81

РАЗВИТИЕ ФУНКЦИОНАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА GravMag3D ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПОИСКОВЫХ ЗАДАЧ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

А.Ю. Давыденко¹, Ю.В.Утюпин²

¹Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск ²ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Рассмотрено программное обеспечение интерпретации гравитационных и магнитных полей. Модули программного комплекса позволяют экстраполировать поля, проводить дифференциацию полей по многомерным статистическим характеристикам, подавлять аномальные эффекты, обусловленные значительными по размерам неоднородностями верхней части разреза, выделять составляющие поля на основе анализа спектра собственных векторов ковариационной матрицы поля. Для выделения перспективных аномалий на фоне интенсивных помех используются фильтры, рассчитываемые на основе стохастических зффектов моделей искомых объектов и статистических характеристик поля помех. В последнее десятилетие силами лаборатории информационных технологий ЯНИГП ЦНИГРИ непрерывно велись работы по созданию программ обработки потенциальных полей. В 1998 г. вышла первая версия программного комплекса (ПК) MagInt2D, нацеленного на экспресс-обработку профильных данных магниторазведки. Первоначально программа была ориентирована на решение прямой задачи для тел, образованных пластами. Позднее функции данного пакета значительно расширились, но все же его возможности ограничивались двумерными данными. Следующим этапом стали работы по созданию комплекса, позволяющего проводить обработку площадных данных. С этой целью создан прототип программы GravMag3D, включающей в себя пакет моделирования гравимагнитных полей от тел практически произвольной формы и различные вспомогательные функции (интерполяция сплайнами, разные виды просмотра, сглаживание, случайная генерация и др.), позволяющие геофизику-интерпретатору проводить исследование более эффективно.

Работы по развитию функциональных возможностей ПК GravMag3D были нацелены на реализацию программного обеспечения интерпретации данных детальных площадных съемок: высокоточной гравиразведки, наземной и аэромагниторазведки. Программно-алгоритмические разработки в этой области, реализуемые в ПК GravMag3D с 2005 г. в рамках научно-технического сотрудничества ЯНИГП ЦНИГРИ с ИрГТУ, учитывают специфику и трудности выделения гравимагнитных аномалий от кимберлитовых тел в условиях интенсивных помех. Прототипы функциональных блоков ПК были реализованы в пакете *SMI* в программной среде Mathcad и отработаны на реальных участках детальных съемок в рамках НИР по разработке методики интерпретации гравимагнитных данных, проводимых ИрГТУ с 2002 г. по заказам Ботуобинской и Амакинской геологоразведочных экспедиций.

Реализованные в ПК GravMag3D функции позволяют:

1) в значительной степени подавлять аномалии-помехи, обусловленные наличием в разрезе контрастных физических неоднородностей значительных размеров (интрузии долеритов, терригенная магнитная толща и др.), которые проявляются в пространственной корреляции этих аномалий с формами рельефа;

2) разделять с помощью оптимальных фильтров поле на составляющие, выделение которых возможно в результате анализа спектра собственных векторов двумерной автокорреляционной матрицы поля (алгоритм фильтрации методом главных компонент ФМГК [1]);

3) районировать поле по его автокорреляционным свойствам, выделяя области условно однородные по многомерным статистическим характеристикам, что позволяет существенно повысить эффективность фильтрации при выделении аномалий и решении задач геологического картирования;

4) проводить выделение слабых аномалий путем построения оптимальных фильтров на основе вероятностного описания возможных вариантов геометрических и физических составляющих физикогеологических моделей искомых объектов и учета автокорреляционных свойств полей помех.

Важной функцией, обеспечивающей технологичность процесса обработки, является реализованная в ПК GravMag3D процедура экстраполяции/интерполяции поля на основе построения оптимальных фильтров. Проведение корректной экстраполяции позволяет эффективно использовать скользящее окно и включать в полноценную обработку краевые зоны площади, а также проводить экстраполяцию/интерполяцию поля на участки, где его значения отсутствуют по тем или иным причинам. Применение экстраполяции позволяет применять окна обработки больших размеров, что в свою очередь обеспечивает существенный эффект накопления полезного сигнала в процессе фильтрации.

Получение многомерных статистических характеристик

В основе реализованных в ПК GravMag3D процедур обработки двумерного поля лежат способы анализа пространственной структуры поля F по его многомерным статистикам – вектору средних значений поля μ_k и ковариационной матрице C_k , характеризующих соответственно уровень и автокорреляционные свойства поля для некоторого подмножества точек площади D_k . Выборка, по которой оцениваются статистики, формируется с помощью окна из mn точек, где в частном случае прямоугольного окна m – количество точек в окне вдоль профиля, а n – количество профилей в окне. В тех или иных вариантах эти характеристики используются в дальнейшем при экстраполяции и интерполяции поля, его районировании, выделении составляющих методом главных компонент (ФМГК), при расчете прогнозирующих фильтров на основе многомерной регрессии и для формирования оптимальных фильтров при выделении аномалий на основе моделей искомых объектов. Реализованные способы получения многомерных характеристик позволяют учитывать особенности задания реальных полей в сложных контурах и отсутствие значений на некоторых точках съемочной сети.

Экстраполяция

Реализованный способ экстраполяции/интерполяции использует прогнозирующие фильтры, параметры которых зависят от положения точек экстраполяции в окне относительно точек с известными значениями поля. Вычислительные трудности, связанные с обращением матриц с большим числом обусловленности, что характерно для полей, имеющих большой радиус автокорреляции, преодолеваются с помощью псевдообращения матриц [2]. Возможности экстраполяции гравитационного поля для окна весьма значительных размеров показаны на рис. 1.



Рис. 1. Гравитационное поле, экстраполированное с использованием окна 2000×2000 м (41×41 точка). Сеть наблюдений 50×50 м, сечение изолиний 0,75 мгл

Дифференциация поля по статистическим свойствам фона

Районирование поля на участки, условно однородные по статистическим свойствам, позволяет реализовать эффективные процедуры выделения аномалий и фильтрации полей, а также решать задачи геологического картирования. В реализованном алгоритме каждая из N точек участка характеризуется mn-мерным вектором значений поля, попавших в окно обработки с центром на этой точке. В случае различия поля на некоторых участках по уровню и автокорреляционным свойствам в *mn*-мерном пространстве множество из N точек площади должно образовывать кластеры в виде более или менее компактных скоплений точек, соответствующих различным участкам. Реализованный параметрический алгоритм выделения кластеров опирается на модель многомерного нормального закона с параметрами, которые уточняются в ходе итеративной процедуры. В результате работы программы, классифицирующей объекты по методу максимального правдоподобия, множество точек площади разбивается на подмножества, соответствующие той или иной области фона. Реализованные программные решения учитывают вычислительные сложности, связанные с возможной различной размерностью и вырожденностью многомерных нормальных распределений, характеризующих выделяемые фоновые области. Вектора средних значений и ковариационные матрицы для точек окна обработки характеризуют уровень и автокорреляционные свойства выделенных классов фоновых областей. Эти параметры в дальнейшем используются для формирования оптимальных фильтров при решении задач по разделению полей на составляющие и для выделения слабых аномалий с учетом различных свойств поля помех. Внешним критерием эффективности алгоритма является экспертная оценка интерпретатором компактности и закономерностей пространственного распределения для выделенных на площади фоновых областей, каждая из которых отличается по многомерным характеристикам поля (рис. 2).



Рис. 2. Результат районирования наземного магнитного поля по многомерным статистическим характеристикам с использованием окна 250×250 м (11×11 точек): *а* – магнитное поле по сети 25×25 м, сечение изолиний 25 нTл; б – выделенные фоновые области; в-д – двумерные автокорреляционные функции, соответствующие выделенным областям

Подавление эффектов неоднородностей значительных размеров в верхней части разреза

Известно, что результаты измерения гравитационного поля на реальной поверхности осложнены влиянием эффектов избыточных масс, которые из-за незнания точного распределения масс в разрезе далеко не полностью учитываются поправками за влияние промежуточного слоя и окружающего рельефа. Для магнитного поля ситуация еще более сложная, так как вопросы влияния рельефа, в т.ч. магнитного, разработаны недостаточно и в стандартных графах обработки не используются. Ситуация, связанная с априорной неопределенностью формы, размеров и плотности мешающих неоднородностей в разрезе, является типичной также и для других методов прикладной геофизики и вызывает необходимость подавления аномальных эффектов-помех, обусловленных неоднородностями вмещающей среды. По сути, это проблема количественной интерпретации геофизических данных и повышение точности вычисления поправок за рельеф [3] должно сопровождаться развитием методов интерпретации, позволяющих подавлять в интерпретируемом поле эффекты, связанные с влиянием мешающих факторов.

Реализованный в ПК GravMag3D алгоритм основан на выявлении существенных многомерных связей интерпретируемого поля *Y* со значениями другого поля *X* (поле-фактор). В качестве поля-фактора *X* может выступать поле высотных отметок рельефа, другое геофизическое поле или его трансформанта. Для вычисления эффекта поля-фактора в интерпретируемом поле используется аппарат многомерного регрессионного анализа. Предлагаемый способ позволяет выделять в интерпретируемом поле *Y* различные составляющие пространственной структуры поля-фактора и в этом отношении является развитием корреляционных методов преобразования гравитационных и магнитных аномалий [4, 5]. При выявлении эффектов особенностей поля-фактора *X* в интерпретируемом поле *Y* учитываются возможные различия в регрессионных зависимостях на различных участках площади. Использование статистического аппарата подразумевает выявление

зависимостей, наиболее значимо проявляющихся во взаимной корреляции значений поля Y с особенностями поля X. Как правило, эти особенности связаны с весьма интенсивными аномалиями относительно больших размеров. В свою очередь эти аномалии часто обусловлены физико-геологическими неоднородностями значительных размеров: интрузии долеритов, изменения наземного и подземного рельефа и др. Выявление и подавление такого рода аномальных эффектов позволяет увеличить контрастность слабых аномалий, часть из которых может быть связана с кимберлитовыми телами. Программное обеспечение позволяет не только учитывать влияние форм рельефа, но также эффекты общих источников гравитационного и магнитного полей от объектов-помех значительных размеров и контрастных по физическим свойствам. Вычисляемое прогнозное поле Y_P , как правило, отождествляется с эффектами мешающих факторов, а остаточное $\Delta Y = Y - Y_P$ с полем, в котором эти факторы существенно подавлены (рис. 3).



Рис. 3. Поле высотных отметок рельефа (*a*), гравитационное поле (δ) по сети 25×25 м, выявленный гравитационный эффект влияния форм рельефа (*в*) и остаточное гравитационное поле с исключенным влиянием форм рельефа (*г*). Окно обработки 1000×1000 м (41×41 точка)

Выделение составляющих поля фильтрацией методом главных компонент

Распространенной задачей является разделение интерпретируемого поля на региональную (низкочастотную) и локальную составляющие [1, 4, 5]. Реализованный в ПК GravMag3D алгоритм фильтрации методом главных компонент (ФМГК) основан на анализе структуры поля по спектру собственных векторов автоковариационной матрицы [1, 6]. В результате визуального анализа двумерных изображений собственных векторов интерпретатор выбирает подмножества векторов, в наибольшей степени соответствующих, по его мнению, выделяемой/исключаемой составляющей поля. Дальнейшее обратное преобразование выбранных главных компонент поля позволяет выделить региональную или локальную составляющие (рис. 4), а также при необходимости реализовать полосовую фильтрацию.



Рис. 4. Низкочастотная (*a*) и локальная (*б*) составляющие магнитного поля (см. рис. 2, а), выделенные способом ФМГК. Окно обработки 500×500 м (21×21 точка), сечения изолиний 5 нТл (*a*) и 25 нТл (*б*)

Выделение слабых аномалий

Особенностью реализованного подхода является использование при интерпретации стохастических моделей системы «объект-поле» [1, 7–9], являющихся удобным средством формализации априорной неопределенности параметров физико-геологических моделей искомых объектов, вмещающей их среды и статистических свойств полей-помех. Стохастическая модель характеризует множество реализаций возможных моделей объектов и соответствующих им аномалий. Определение стохастического аномального эффекта и многомерных характеристик поля помех позволяет рассчитывать оптимальные фильтры Колмогорова-Винера для выделения и восстановления искомых аномалий на фоне интенсивных помех [7, 8].

Для расчета стохастических аномальных эффектов разработано соответствующее программное обеспечение, базирующееся на решении прямых задач гравимагниторазведки методами численного интегрирования для моделей кимберлитовых трубок в виде усеченных эллиптических конусов. Возможен расчет различных вариантов детерминированных и стохастических аномальных гравимагнитных эффектов при произвольном направлении вектора суммарной намагниченности. Детерминированный эффект представлен отдельной реализацией аномалии, соответствующей фиксированным значениям параметров модели объекта, а стохастический эффект выражается вектором математического ожидания и ковариационной матрицей аномального эффекта. Реализованный алгоритм использует метод статистического моделирования геометрии модели с последующим вычислением стохастических эффектов по вероятностно-статистическим характеристикам плотности и магнитных свойств.

Например, случайный гравитационный аномальный эффект может быть выражен через произведение независимых случайных величин

$$\Delta g = \delta F$$
,

где δ – случайная избыточная плотность модели трубки; *F* – случайный вектор значений базисной (координатной) функции, выражающей решение прямой задачи для случайного вектора геометрических параметров модели. Математическое ожидание аномального эффекта

$$\mu_{\Delta g} = \mu_{\delta} \mu_F \,, \tag{1}$$

где $\mu_{\delta} = M[\delta]$ – математическое ожидание плотности; $\mu_F = M[F]$ – математическое ожидание вектора базисной функции. Ковариационная матрица аномального эффекта

$$C_{\Delta g} = (\mu_{\delta}^2 + \sigma_{\delta}^2)C_F + \sigma_{\delta}^2 \mu_F \mu_F^t, \qquad (2)$$

где σ_{δ}^2 – априорная дисперсия плотности; $C_{\!F}$ – априорная ковариационная матрица базисной функции F.

Принцип расчета стохастического магнитного эффекта аналогичен, но для получения вектора математического ожидания и ковариационной матрицы аномального эффекта необходимы выражения для стохастических эффектов вторых производных гравитационного потенциала и вероятностно-статистические характеристики уровня и изменчивости магнитных свойств (магнитная восприимчивость, вектор остаточной намагниченности, намагничивающее поле), а также параметры нормального магнитного поля.

Приращение модуля полного вектора для трубки с заданной геометрией и вектором суммарной намагниченности J

$$\Delta T_a = T_{xyz} J ,$$

где $T_{xyz} = [T_x \ T_y \ T_z]$ характеризует «геометрическую» составляющую магнитного эффекта и выражается через матрицы вторых производных гравитационного потенциала, а J – «физическую». Вектор математических ожиданий магнитного эффекта

итематических ожидании магнитного эффект $\mu_{\Lambda T} = \mu_T \ \mu$

$$\mathcal{L}_{T_{xyz}}\mu_J, \qquad (3)$$

где $\mu_{T_{yz}} = \left[\mu_{T_x} \quad \mu_{T_y} \quad \mu_{T_z} \right]$ определяются статистическим моделированием по аналогии с расчетом стохастического гравитационного эффекта, а «физическая» составляющая стохастической модели может быть найдена через априорные математические ожидания составляющих вектора намагниченности

$$\mu_{J} = \begin{bmatrix} \mu_{J_{x}} \\ \mu_{J_{y}} \\ \mu_{J_{z}} \end{bmatrix}.$$

Ковариационная матрица стохастического магнитного эффекта формируется из отдельных элементов матриц начальных смешанных моментов и для точек r_i, r_i

$$C_{\Delta T}(r_i, r_j) = \sum_{u \in x, y, z} \sum_{w \in x, y, z} Q_{T_{uw}}(r_i, r_j) Q_{J_{uw}} - \sum_{u \in x, y, z} \sum_{w \in x, y, z} \mu_{T_u}(r_i) \mu_{T_w}(r_j) \mu_{J_u} \mu_{J_w},$$
(4)

где

$$Q_{T}(r_{i},r_{j}) = \begin{bmatrix} M[T_{x}(r_{i})T_{x}(r_{j})] & M[T_{x}(r_{i})T_{y}(r_{j})] & M[T_{x}(r_{i})T_{z}(r_{j})] \\ M[T_{x}(r_{i})T_{y}(r_{j})] & M[T_{y}(r_{i})T_{y}(r_{j})] & M[T_{y}(r_{i})T_{z}(r_{j})] \\ M[T_{x}(r_{i})T_{z}(r_{j})] & M[T_{y}(r_{i})T_{z}(r_{j})] & M[T_{z}(r_{i})T_{z}(r_{j})] \end{bmatrix},$$

$$Q_{J} = \begin{bmatrix} M[J_{x}J_{x}] & M[J_{x}J_{y}] & M[J_{x}J_{z}] \\ M[J_{x}J_{y}] & M[J_{y}J_{z}] & M[J_{y}J_{z}] \\ M[J_{x}J_{z}] & M[J_{y}J_{z}] & M[J_{z}J_{z}] \end{bmatrix},$$

а математические ожидания вектора суммарной намагниченности находятся через соответствующие характеристики модуля (J), наклонения (I) и склонения (D) вектора намагниченности

 $M[J_{x}J_{y}] = M[J^{2}]M[\cos^{2}(I_{J})]M[\sin^{2}(D_{J})], \ M[J_{x}J_{y}] = M[J^{2}]M[\cos^{2}(I_{J})]M[\sin(D_{J})\cos(D_{J})],$

$$M[J_{y}J_{z}] = M[J^{2}]M[\cos(I_{y})\sin(I_{y})]M[\sin(D_{y})]$$

 $M[J_{v}J_{v}] = M[J^{2}]M[\cos^{2}(I_{J})]M[\cos^{2}(D_{J})], M[J_{v}J_{z}] = M[J^{2}]M[\cos(I_{J})\sin(I_{J})]M[\cos(D_{J})],$

 $M[J_{J_{J_{z}}}] = M[J^{2}]M[\sin^{2}(I_{J_{z}})].$

Таким образом, формулы (1–4) позволяют рассчитать стохастические эффекты, что в сочетании с многомерными статистическими характеристиками фоновых областей дает возможность сформировать фильтры для выделения аномалий по методу максимального правдоподобия.

Список литературы

1. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. – М.: Недра, 1987. – 194 с.

2. Форсайт Дж., Малькольм И., Моулер К. Машинные методы математических вычислений. – М.: Мир, 1980. – 200 с.

3. Долгаль А.С., Бычков С.Г., Антипин В.В. Повышение точности определения поправки за рельеф при гравиметрической съемке // Геофизика. – 2003. – №6.

4. Шрайбман В.И., Жданов М.С., Витвицкий О.В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий. – М.: Недра, 1977.

5. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. – М.: Недра, 1986. – 342 с.

6. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю., Загорский В.Е., Макагон В.М. Геофизические и геохимические методы поисков редкометальных пегматитов. – Новосибирск: Наука, 1983. – 120 с.

7. Vakhromeyev G.S., Davydenko A.Yu. Calculation of potential fields for stochastic models of heterogeneous geological objects // Geophysical Prospecting. – 1987. – V.35.

8. Vakhromeyev G.S., Davydenko A.Yu. Stochastic Modelling of Potential Fields for Geological Objests with Complex Internal Structure // Geophysical data inversion methods and applications. Free University of Berlin. – 1989. – P. 273–287.

9. Давыденко А.Ю. Прямая задача для вероятностного распределения гравитационного поля над случайнонеоднородным объектом и ее значение для интерпретации данных и планирования геофизического эксперимента // Матлы 2-й Всерос. конф. «Геофизика и математика». – Пермь: Горный ин-т УрО РАН, 2001. – С. 73–79.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ, СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ НА ПОИСКИ АЛМАЗОВ

Ю.И. Лоскутов

СНИИГГиМС, г. Новосибирск

Излагается методика построения «граневых морфогенетико-возрастных» геоморфологических карт, специализированных на поиски алмазов. Эти карты отличаются от общих геоморфологических карт только специальной нагрузкой.

При поисках коренных и россыпных месторождений по ореолам рассеяния алмазов и их спутников необходимым инструментом прогноза является специализированная на алмазы геоморфологическая карта. На наш взгляд, эта карта должна быть «граневой морфогенетико-возрастной», на которой единицей(объектом) картирования являются грани (поверхности) рельефа, причём наиболее сильным изобразительным средством (цветным фоном) показывается возраст граней, значками – их генезис, а морфология – горизонталями. На основе такой карты можно легко построить палеогеоморфологические карты на основные россыпеобразующие эпохи. Специализация карты будет заключаться в показе на ней россыпей и отдельных находок алмазов, алмазоносных трубок взрыва, кольцевых структур, реальных и предполагаемых кратеров диатрем, карстовых форм рельефа и т.д.

При составлении подобной карты алгоритм действий должен быть следующим.По топографической основе (масштабом на порядок крупнее, чем сама геоморфологическая карта) производится расчленение рельефа на морфологические «грани» [1], «ребра», «точки» и составляется каркас карты [2], на которой таким образом выделяются поверхности выравнивания, расчленения [3] и перемещения [4]. Конструируется в первом приближении «геоморфологическая лестница», на которой отражается только относительный (морфологический) возраст выделенных граней. Корреляция фрагментов поверхностей выравнивания на данном этапе осуществляется по морфологическим данным (абсолютным и относительным высотам, по морфологии микро- и мезорельефа) с использованием топоосновы, аэрофото- и космоснимков. При этом по абсолютным высотам сопоставляются наиболее плоские, т.е. наиболее близкие к изопотенциальным уровням, части поверхностей выравнивания.

Далее производится сопоставление построенной схемы рельефа с геологической картой и определяются генезис и геологический возраст выделенных граней рельефа. Осуществляется синхронизация [5], т.е. устанавливается одновозрастность фрагментов поверхностей выравнивания, пространственно разобщенных. Геоморфологическая лестница насыщается геологическим содержанием и корректируется. На основе установленного возраста производится идентификация разобщенных участков поверхностей выравнивания и объединение одновозрастных фрагментов в единый уровень.

В дальнейшем при проведении полевых маршрутных исследований главное внимание уделяется анализу взаимоотношений граней рельефа между собой и со слагающими их геологическими телами, а также выяснению морфологических особенностей рельефа, не отраженных на топокартах и аэрофотоснимках.

Определение возраста рельефа. Под возрастом рельефа можно понимать как геологический, так и собственный, относительный (морфологический), или геоморфологический возраст. В дальнейшем речь будет идти в основном о геологическом возрасте.

Несмотря на дискуссии последних десятилетий, единого мнения в понимании возраста рельефа нет. Основное возражение противников картирования возраста рельефа – это отсутствие убедительных способов его определения и неоднозначность трактовки этого понятия. Если мы хотим достичь той же унификации геоморфологических карт, что и геологических, то мы должны следовать по пути геологии, где под возрастом какого-либо стратиграфического подразделения понимается не начало и не конец завершения осадконакопления, а отрезок времени в геохронологической шкале от начала осадконакопления данного типа до его окончания. Следовательно, под геологическим возрастом рельефа (грани, «формы», типа) следует понимать отрезок времени в геохронологической шкале от начала до окончания формирования рельефа. Это может быть вызвано или погружением и захоронением, или воздыманием и расчленением поверхности. Возрастом аккумулятивной поверхности, соответственно, следует считать не время формирования верхнего слоя осадков, а весь отрезок времени накопления слагающей ее толщи, отделенной от нижележащих отложений геологически фиксируемым размывом. Неточным является определение возраста рельефа как геологического времени его возникновения и существования, так как реликтовый рельеф существует и в настоящее время, но процессы, создавшие его, уже прекратились, и он подвергается разрушению или моделировке.

Существующие методы определения возраста рельефа детально рассмотрены в ряде работ. Наиболее сложным является установление возраста денудационного рельефа. Трудность применения метода коррелятных отложений заключается в необходимости доказательства, что коррелятные осадки действительно соответствуют именно

рассматриваемой денудационной поверхности и отражают весь период ее формирования, а не какую-то часть. Как правило, эта корреляция сводится к выделению эпох поступления высокозрелого и свежего материала, отождествляемых с эпохами выравнивания и расчленения. В то же время вопрос, почему данный горизонт сопоставляется с тем или иным денудационным уровнем, остается открытым и бездоказательным. Метод возрастных рубежей в применении к денудационному рельефу заключается в определении нижнего и верхнего возрастных пределов формирования этого рельефа. Так, существует правило, что денудационная поверхность моложе самых молодых отложений, срезаемых ею, и древнее самых древних слоев, перекрывающих ее на отдельных участках. Однако по этим признакам, исходя из данного нами определения возраста рельефа, можно определить лишь время начала формирования, а не весь возраст поверхности. Это касается, в частности, и «фиксированных» кор выветривания, которые могут образовываться на денудационной поверхности после ее возникновения неоднократно.

Поздний предел периода формирования поверхности (время окончания денудационной планации) определяется по самым древним осадкам, которые залегают в прорезающих ее эрозионных долинах или накопились на смежной, более низкой поверхности, отделенной от нее денудационным уступом.

Применение метода возрастных рубежей при определении возраста денудационных поверхностей выравнивания довольно часто дает весьма широкий интервал времени, так как палеонтологически охарактеризованные отложения, позволяющие взять в узкую «возрастную вилку» каждую поверхность, встречаются не часто; поэтому приходится прибегать к определению относительного или геоморфологического возраста, используя при этом опыт геологии. Как известно, стратиграфия основывается на изучении слоистых толщ, главной характеристикой которых является то, что слои не могут пересекаться друг с другом. Для геохронологической шкалы («шкалы последовательности горных пород») имеют смысл лишь отношения типа «моложе», «древнее», «одновозрастны». Геологическая одновременность (одновозрастность) устанавливается на основании закона Смита (по сходству фауны и флоры) или на основании закона Вернера (по сходству литологических признаков). Геологическая разновременность (разновозрастность) определяется согласно закону Стено: выше – значит моложе. Таким образом, все возрастные отношения не являются непосредственно наблюдаемыми, а логически выводятся из следующих пространственных отношений: последовательности (выше–ниже), соприкосновения (контактов), пересечения и включения. На основе этих пространственных отношений и производится корреляция – установление принадлежности пластов различных разрезов одному и тому же непрерывному геологическому телу и установление их одновозрастности [5,6].

В геоморфологии в качестве аналогов слоев могут выступать грани (поверхности) рельефа. Тогда при построении «хрономорфологической шкалы» (по В.Ф.Филатову), так же как и при создании хроностратиграфической шкалы, имеют смысл лишь отношения типа «раньше», «позже», «одновременно». Эта шкала может иметь вид «геоморфологической лестницы» [7]. Определить геоморфологический возраст какой-либо грани рельефа – значит указать ее положение на геоморфологической лестнице.

Сложности возникают при корреляции разноместных, т.е. пространственно разобщенных фрагментов какой-либо грани рельефа, поскольку разрозненные участки одной и той же денудационной поверхности выравнивания под действием тектонических сил могут занять различное высотное положение. Поэтому для определения относительного возраста граней рельефа следует сравнивать их пространственно разобщенные фрагменты совместно со смежными элементами рельефа.

Любая поверхность выравнивания ограничена либо опирающимся, либо срезающим ее склоном. Срезающий поверхности выравнивания склон всегда моложе независимо от того имеет ли он денудационную или тектоническую природу. Исключение представляют специфические поверхности гольцовой планации и структурно-денудационные поверхности, возникающие при препарировке горизонтально залегающих пластов пород, в различной степени устойчивых к денудации.

Соотношение возраста поверхности выравнивания и опирающегося на нее склона различно в зависимости от генезиса поверхности. Так, склоны, «опирающиеся» на аккумулятивные поверхности, созданные при пассивном заполнении отрицательных форм, всегда древнее выполняющих эти формы осадков, так как их нижние части погребены ими. Иное соотношение по возрасту с аккумулятивной поверхностью имеют склоны долин, «опирающиеся» на аллювиальные террасы. Как показал А.И.Спиридонов [8], склоны, «опирающиеся» на пойму, являются современными, а сопряженные друг с другом склоны и площадки террас – одновозрастными, поскольку при образовании террасы отступание склона прекращается, так как прекращается боковая эрозия у его подножия.

Склоны, опирающиеся на денудационные поверхности выравнивания, могут возникать как в начале цикла формирования поверхности по теории пенепленизации В.М.Дэвиса, так и в конце его по теории педипланации Л.Кинга. В настоящее время у нас нет объективных критериев для различения по возрасту склонов в зависимости от принятой теории выравнивания. Поэтому, определяя геологический возраст денудационной поверхности выравнивания как период времени от начала врезания до окончания планации, мы тем самым утверждаем одновозрастность поверхности и опирающихся на нее склонов независимо от механизма формирования поверхности.

Ряд исследователей полагает, что наращивание педиментов в широких масштабах может происходить одновременно на нескольких ступенях. В таком случае установление момента прекращения процесса педипланации представляется затруднительным: этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока не «исчезнет» отступающий склон. Однако одним из необходимых условий осуществления педипланации является «уборка» материала, скапливающегося у подножия уступа. В случае понижения базиса денудации водные потоки, уносившие ранее продукты склоновой денудации от подножия уступа, начинают врезаться и разрушать ранее сформированный педиплен, а не наращивать его. Вынос материала от подножия склонов могут осуществлять также солифлюкция и иные виды течения грунтов. Эти процессы не разрушают подуступные поверхности, и поэтому их действие возможно на любом уровне, т.е. может идти на нескольких ступенях геоморфологической лестницы одновременно. Но указанные процессы ограничены в своем распространении и создают специфические формы рельефа, обладающие определенными дешифровочными признаками, что позволяет выделять их при картировании.

Процесс педипланации, как правило, прекращается вместе с началом воздымания и усилением глубинной эрозии, т.е. достаточно локализован во времени, чтобы говорить о возрасте педиплена. Это подтверждается в ряде районов Урала и Сибирской платформы наличием кор выветривания и проявлений бокситов мел-палеогенового возраста у подножий и в нижних частях склонов, опирающихся на реликты мезозойских педипленов. Поразительный факт консервативности склонов приводится у C.Crickmay [9]. Он описывает на Канадском щите выработанный в докембрийских кварцитах уступ, к подножию которого прислонены морские песчаники кембрия. До настоящего времени этот уступ не претерпел существенных изменений. Не менее удивителен факт сохранности до настоящего времени в рельефе Австралии фрагментов кембрийского рельефа [10].

Поскольку геоморфологическая лестница является аналогом «лестницы древностей» геологов, то определив место рассматриваемых уровней рельефа на этой лестнице, мы тем самым определим ее возраст. При этом мы исходим из того, что геоморфологическая лестница отражает одновременно и геологический, и геоморфологический возраст. Случаи их расхождения довольно редки и легко преодолимы. Классический пример такого несоответствия приводит Г.Ф. Уфимцев [11]. Действительно, морфологический возраст отступающего параллельно самому себе склона древнее площадки педимента, в то время как его геологический возраст моложе возраста педимента. На существующем уровне геологических знаний мы не можем, как мы уже писали выше, указать логически непротиворечивые процедуры определения геологического возраста в отдельности для отступающего склона и педимента. Поэтому геологический возраст системы «склон-педимент» определяется в целом как период ее формирования. Вследствие этого в указанном интервале времени нам, по сути дела, безразлично – склон или педимент сформировались один раньше другого, для нас они одновозрастны. Таким образом, несоответствие морфологического и геологического возрастов в данном случае «снимается». Другим примером несоответствия геоморфологического и геологического возрастов являются так называемые поверхности плащеобразного облекания рельефа. Представим себе, что слабо расчлененный денудационный рельеф перекрыт толщей аккумулятивных осадков одинаковой мощности (первые метры) на всем протяжении. Геоморфологический возраст вновь созданной поверхности будет тот же, что и у денудационного рельефа, поскольку произошло перемещение поверхности в пространстве субпараллельно самой себе. Можно представить и деструктивный вариант подобного перемещения.

Определение генезиса рельефа. Под генезисом поверхности рельефа различными авторами понимаются: способ образования (деструктивные, конструктивные, денудационные, аккумулятивные); механизм формирования (пенеплены, педиплены); тенденция развития (поверхности выравнивания и расчленения); тип сил, определяющих процессы (экзогенные и эндогенные); агенты-созидатели или разрушители (морские, речные, ледниковые и т.д.); процессы (эрозия, абразия, экзарация и т.д.). Основу генетической классификации поверхностей рельефа заложили работы Д.В. Борисевича [12], А.И. Спиридонова [13] и В.В. Ермолова [2]. Совместно с В.Ф. Филатовым нами разработана генетическая классификация естественных поверхностей рельефа [4], на основе которой и построена генетическая часть специализированных геоморфологических карт. Но прежде чем перейти к ее рассмотрению, определим, что значит «вновь созданная поверхность». По мнению В.В. Ермолова, впервые поставившего этот вопрос, «поверхность считается вновь образованной только в том случае, если она заняла новое положение в пространстве» [2, с. 10]. Но этот критерий при внимательном рассмотрении не является ни достаточным, ни необходимым.

Внешнюю поверхность литосферы можно считать вновь образованной только в том случае, если она сложена новыми порциями минерального вещества по сравнению с прежней независимо от пути появления этого вещества на поверхности литосферы – привнесение его при аккумуляции или выведения на поверхность денудационными процессами. Этот признак совершенно необходим для отнесения поверхности в ранг новообразованных, однако он не является и достаточным. Действительно, все грани современного рельефа после своего возникновения не были выведены из сферы денудации и подвергаются ее воздействию, хотя бы и незначительному. Если при выделении новообразованных поверхностей учитывать все эти «эпигенетические» изменения, то пришлось бы нацело отказаться от картирования граней рельефа по возрасту, а их генетическую принадлежность определять по главенствующему сейчас процессу. Однако сохранение значительной доли информации о прошлых рельефах в реликтовых поверхностях, входящих в современный рельеф, не вызывает сомнений. Поэтому следует определить критерии, на основании которых можно было бы решать, является ли данная поверхность новообразованной или ее изменения следует относить к разряду «эпигенетических» и при определении возраста и генезиса граней ими можно пренебречь. Посмотрим, как решается аналогичный вопрос в геологическом картировании. Известно, что геолог имеет дело не с осадка-

ми, накопившимися в прошлые эпохи, а с горными породами, в которые они превращены в результате всех эпигенетических изменений – нарушены первичные структуры и мощности, изменен минеральный, а нередко и химический состав исходных осадков. Еще более существенны изменения при метаморфизме. Однако в геологическом картировании выработано правило показа возраста не эпигенетических преобразований, а процессов осадконакопления, т.е. периода, когда в результате перемещения вещества возникло данное геологическое тело, заняв определенное положение в стратиграфическом разрезе. Причем именно это положение является главным обстоятельством, определяющим его возраст. Это хорошо видно на следующем примере. Осыпь юрских песков у подножия обрыва сложена тем же веществом, что и исходные для нее отложения, имеет те же или близкие к ним физические характеристики и даже нередко содержит характерные для юрской системы органические остатки. И все же эта толща будет однозначно отнесена к современному отделу, если окажется, что она залегает на верхнечетвертичных образованиях. Напротив, изменения множества параметров (вплоть до химического состава) не будут учтены при определении возраста, если не изменится стратиграфическая позиция данной толщи. Очевидно, что роль стратиграфического положения для отдельных граней рельефа играет их геоморфологическая позиция, определяемая соотношением со смежными гранями и слагающими их геологическими телами. Если стратиграфическое положение слоя определяется прежде всего возрастом подстилающих и перекрывающих его слоев, то геоморфологическая позиция поверхности выравнивания – положением между срезающим ее и опирающимся на нее склоном. Другой характеристикой является соотношение поверхности с отложениями, на которых она развита (срезание, совпадение с плоскостью напластования и т.д.). Сказанное позволяет относить к эпигенетическим все процессы, не нарушающие геоморфологическую позицию поверхности. Теперь мы можем ввести в определение новообразованной поверхности не только необходимое, но и достаточное условие. Поверхность (грань) рельефа можно считать новообразованной только в том случае, если она слагается новыми порциями минерального вещества и занимает новое геоморфологическое положение, определяемое соотношением ее со смежными гранями и слагающими их геологическими телами. Но возникает вопрос, какое количество минерального вещества (снесенного или накопившегося) следует считать достаточным и необходимым, чтобы говорить о вновь образованной поверхности, т.е. о поверхности другого генезиса. Это зависит от масштаба процесса и масштаба исследования – при данном масштабе работ результаты генетических преобразований должны быть геологически измеримы [4].

Генетическая часть легенд геоморфологических карт строится следующим образом. По способу создания поверхности они делятся на конструктивные (аккумулятивные) и деструктивные. В первом случае вещество привносится, во втором – удаляется либо экзогенными (денудация), либо эндогенными силами. Для однозначного определения способа создания поверхности необходимо знать ее соотношение с осадками: срезает ли поверхность плоскости напластования (деструктивная) или совпадает с ними (конструктивная). В условиях платформы при субгоризонтальном залегании пород и плохой обнаженности установить это нелегко. Решить вопрос может лишь анализ материалов бурения. Необходимым условием при этом является наличие в толще, слагающей поверхность, хотя бы одного маркирующего горизонта. На денудационной поверхности глубины залегания маркирующего горизонта на положительных формах всегда больше, чем в прилегающих понижениях. На аккумулятивной же поверхности глубины его залегания на положительных и отрицательных формах либо равны (в крайне редком случае полного облекания), либо на возвышенностях меньше, чем в прилегающих к ним западинах и седловинах.

Далее поверхности подразделяются по тенденции развития. В геоморфологии широко известно разделение на поверхности выравнивания и расчленения или врезания [3], что как раз и отражает две тенденции развития: «закон расчленения-выравнивания» [14]. Но если исходить из того, что поверхность выравнивания – это категория, отражающая тенденцию развития рельефа, то к ней можно относить «любую поверхность раздела литосферы с водной и воздушной оболочками Земли, сформированную в результате стремления рельефа к изопотенциальной уровенной поверхности» [15]. При этом неважно, каким способом (деструктивным или конструктивным), какими силами (с участием тектонической составляющей или без нее), в каких масштабах (локально или планетарно) или за какой отрезок времени осуществлялось это стремление.

Тенденцию, противоположную выравниванию, отражают поверхности расчленения (врезания). Однако в геоморфологии известны поверхности, которые не могут быть отнесены ни к поверхностям выравнивания, ни расчленения, так как они по отношению к уровенным поверхностям ведут себя индифферентно и образуются путем перемещения относительно исходной поверхности. Мы назвали их «поверхностями перемещения» [4] – это склоны, отступающие субпараллельно самим себе, и поверхности плащеобразного облекания рельефа.

К поверхностям выравнивания отнесены все субгоризонтальные площадки, ограниченные хотя бы с одной стороны более крутыми поверхностями (склонами). Поверхности расчленения и перемещения (в том и другом случае это склоны), в свою очередь, отличаются друг от друга не крутизной, а тем, с какими поверхностями они сочленены. Склоны, опирающиеся на горизонтальные и слабонаклонные площадки, отступили от своего первоначального положения и поэтому относятся к поверхностям перемещения. Склоны же, опирающиеся на тальвеги долин, не имеющих днищ, или на узкие седловины, не могли испытать значительного перемещения, так как они обязательно оставили бы при этом субгоризонтальные площадки. Поэтому мы относим их к поверхностям расчленения. Картирование морфологии рельефа. Термин «морфология земной поверхности» впервые был предложен К.Ф. Науманом в 1852 г. В настоящее время в геоморфологической литературе понятие «морфология рельефа» употребляется в двух смыслах: 1) внешние очертания рельефа, определяемые его размерами, абсолютной и относительной высотой, формой вершин или впадин, крутизной и формой склонов, степенью эрозионного расчленения; 2) как синоним геоморфологии, главным образом в зарубежной литературе [16].

Основы современного геоморфологического картирования были заложены К.К.Марковым [17], который полагал, что на геоморфологической карте должны быть отражены три основные элемента – морфография, способ образования «форм рельефа» (генезис) и геологический возраст рельефа. Для показа морфографии, по мнению К.К.Маркова, лучше всего сохранять горизонтали, дополняя их гашюрами и особыми значками для изображения отдельных деталей и мелких «форм рельефа». А.И.Спиридонов [13] также считает, что изображение рельефа при помощи горизонталей (изогипс) является лучшим средством изображения рельефа, наглядно передающим его морфографические и морфометрические особенности. Однако изобразить рельеф горизонталями не значит, что морфология рельефа закартирована: в этом случае морфологическая карта будет идентична топографической. Закартировать морфологию рельефа – это значит расчленить рельеф на составные части: элементарные (в данном масштабе) поверхности (грани), структурные линии (ребра) и характерные точки [18]. Карта, составленная подобным образом, может быть названа «аналитической» [13] или «граневой» [19].

Корреляция поверхностей и построение «геоморфологических лестниц». Геоморфологические уровни (поверхности выравнивания) в геоморфологии играют ту же роль, что и слои в стратиграфии [20]. На основе анализа этих уровней восстанавливается история развития рельефа, изучаются тектонические движения, выявляется приуроченность полезных ископаемых к тем или иным поверхностям и т.д. Таким образом, основную задачу геоморфологической корреляции можно сформулировать как корреляцию поверхностей выравнивания с целью изучения истории развития рельефа. Под поверхностями выравнивания здесь понимаются элементы рельефа, возникшие в результате выравнивания (сглаживания) предшествующих им форм независимо от масштаба проявления этого процесса (глобальный или локальный) и способа, которым это достигнуто (денудация или аккумуляция).

При корреляции геоморфологических объектов между собой по возрасту («синхронизация», по Ю.С. Салину) наиболее разработанной с методических позиций представляется корреляция граней рельефа. Возраст граней не является непосредственно наблюдаемым, он логически выводится из наблюдения геометрических соотношений: 1) последовательность граней (выше-ниже), 2) соприкосновение (контакт, стыковка, смежность), 3) характер соотношения граней с субстратом (горизонтальная поверхность на наклонно или горизонтально залегающих породах и т.д.)

Основным приемом, используемым при корреляции поверхностей, выделенных по топографическим картам, является непрерывное прослеживание того или иного уровня. Важность этого условия вытекает из того, что при топологических преобразованиях к одному и тому же телу (поверхности) относятся только такие части, которые могут быть соединены непрерывной линией, каждая точка которой принадлежит данному телу. При одновременной корреляции двух или более поверхностей базисного выравнивания используется и второе важное правило: коррелируемые поверхности не должны пересекать друг друга. Наиболее сложная задача возникает, когда сопоставляются «обрывки» поверхностей выравнивания. Для ее решения приходится привлекать различные данные: геоморфологические – абсолютные высоты поверхностей, характер их мезорельефа, ландшафтные признаки; геометрические – характер соотношения со смежными гранями; геологические – наличие разломов, совпадающих с уступами, ограничивающими фрагменты поверхностей; характер соотношения коррелируемых граней с субстратом и т.д. При использовании наиболее распространенного способа корреляции поверхностей по абсолютным высотам следует сравнивать высоты их наиболее плоских частей или пологих седловин как наиболее близких к уровню предельной планации данной поверхности. Высотные же отметки вершин островерхих холмов в их пределах – явление в значительной степени случайное и не должно лежать в основе корреляции и «стратификации» граней.

Для корреляции важно также знать место поверхности на «геоморфологической лестнице», т.е. какую поверхность срезают склоны, опирающиеся на изучаемый уровень, и на какую поверхность опираются срезающие его склоны. Это значительно снижает возможность ошибок в корреляции, вызванных изменениями высот данной поверхности за счет неровностей первичного рельефа.

Существенную помощь при корреляции могут оказать данные о составе и характере распределения покровных отложений и кор выветривания, данные о геологическом субстрате. В условиях платформы при горизонтальном залегании коренных пород каждая поверхность выравнивания вырабатывается большей частью в отложениях одного стратиграфического подразделения. Следовательно, более молодая, т.е. более низкая ступень рельефа вырабатывается в более древних породах. Поэтому корреляция разновысотных фрагментов поверхностей выравнивания допустима лишь при условии, что они сложены породами одного стратиграфического уровня, а отнесение одновысотных фрагментов к разновозрастным уровням планации – только в том случае, если они выработаны в различных стратиграфических горизонтах.

Наиболее надежной является корреляция по комплексу всех вышеперечисленных признаков: непрерывное прослеживание поверхностей с учетом абсолютных высот, положения на геоморфологической лестнице, стратиграфической позиции и тектоники пород субстрата, дешифровочных признаков, данных о рыхлых отложениях и корах выветривания.

При среднемасштабном геологическом картировании в зарамочное оформление карты входит стратиграфическая колонка. Аналогом ее для геоморфологических карт является «геоморфологическая лестница», отражающая соотношение основных поверхностей рельефа. Целесообразно также строить схемы сопоставления «лестниц» соседних регионов по типу корреляционных стратиграфических схем.

Другим вспомогательным построением, способствующим пониманию карт, является геоморфологический профиль, который, в отличие от геологического, идет по водораздельным линиям, пересекая долины или водоразделы более высокого порядка под прямым углом, чтобы на нем были видны соотношения разновозрастных поверхностей выравнивания и не искажались углы наклона склонов. Исходя из возрастного принципа картирования, цветовым фоном на геоморфологическом профиле должен показываться возраст рельефа.

Таким образом, специализированная на алмазы геоморфологическая карта будет отличаться от общей геоморфологической карты только спецнагрузкой.

Список литературы

1. Ефремов Ю.К. Опыт морфографической классификации элементов и простых форм рельефа // Вопросы географии. – Сб. 11. – М.: Географгиз, 1949. – С. 109–136.

2. *Ермолов В.В.* Генетически однородные поверхности в геоморфологическом картировании. – Новосибирск, 1964. – 41 с.

3. Лебедева Н.А. О легенде геоморфологической карты // Вест. ЛГУ. Сер. геогр. – 1952. – № 1. – С. 115–119.

4. *Филатов В.Ф., Лоскутов Ю.И*. Генетическая классификация естественных граней рельефа // Геоморфология. – 1980. – № 1. – С. 41–47.

5. Салин Ю.С. Конструктивная стратиграфия. – М.: Наука, 1979. – 173 с.

6. Салин Ю.С. Стратиграфическая корреляция. – М.: Недра, 1983. – 157 с.

7. *Мезозойские* и палеогеновые поверхности выравнивания западной части Сибирской платформы / В.Ф.Филатов, Ю.И. Коробов, Г.Ф. Кузнецова и др. // Поверхности выравнивания. – М.: Наука, 1973. – С. 158–163.

8. Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. – М.: Высшая школа, 1970. – 456 с.

9. Crickmay C.H. Discovering a meaning in Scenery // Geol. Mag. – 1972. – V. 109, № 2. – P. 171–172.

10 .Stewart A.J., Blake D.H., Ollierr C.D. Cambrian river terraces and ridgetops in Central Australia oldest persisting landformes? // Scines. – 1987. – T. 233, № 4765. – P. 758–761.

11. *Уфимцев Г.Ф.* Проблема построения собственного времени рельефа // Проблемы теоретической геоморфологии. – М.: Наука, 1988. – С. 145–150.

12. *Борисевич Д.В.* Универсальная морфохроногенетическая легенда для геоморфологических карт крупного, среднего и мелкого масштабов // Применение геоморфологических методов в структурно-геоморфологических исследованиях. – М.: Недра, 1970. – С. 23–39.

13. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. – М.: Недра, 1975. – 184 с.; М.: Недра, 1985. – 184 с. (Издание второе, переработанное и дополненное).

14. Тимофеев Д.А. О некоторых геоморфологических законах // Геоморфология. – 1972. – № 2. – С. 3–12.

15. История формирования рельефа западной окраины Сибирской платформы и Енисейского кряжа / В.Ф. Филатов, Ю.И. Лоскутов, Г.Ф. Кузнецова и др. – Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1976. – 87 с.

16. Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С. Терминология общей геоморфологии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.

17. Марков К.К. О геоморфологической карте // Геологический вестник. – 1929. – Вып. 1–3. – С. 34–41.

18. Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. – Л.: Недра, 1987. – 256 с.

19. Лоскутов Ю.И., Филатов В.Ф. Классификация геоморфологических карт // Геоморфологическое картирование. – М.: Наука, 1978. – С. 42–46.

20. Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. – М.: Наука, 1965. – 390 с.

ЭЛЕМЕНТЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ ПОГРЕБЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССЫПНЫХ АЛМАЗОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ СОВРЕМЕННЫХ СРЕДСТВ ОБРАБОТКИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ В УСЛОВИЯХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

П.А. Попков, С.В. Слепцов

Геологическое управление ОАО «Алмазы Анабара», г. Якутск

По результатам комплекса геофизических методов рассмотрены элементы прогнозирования скрытых объектов россыпного и коренного генезиса, перспективных на выявление месторождений алмазов, с минимальным привлечением дополнительной информации. Применена технология многомерной комплексной интерпретации по определению скрытых поверхностей, мощностей продуктивных горизонтов и других морфоструктурных особенностей ВЧР с привлечением эталонных скважин и их фиктивных аналогов.

Методика постановки и решения геолого-прогнозных задач

Задачи прогнозирования, оценки ресурсов и подсчета запасов являются весьма актуальными и их решение связано с обработкой широкого спектра информации, сложностью и неоднозначностью построения и интерпретации геолого-прогнозной модели объекта исследования, многокритериальностью и т.д.

Концептуальные основы и методика качественного и количественного прогнозирования для твердых полезных ископаемых разработаны в достаточной мере [1-4] и обширны. Основой являются факторы, задачи, принципы, основные операции выбора, выбор системы прогнозируемых характеристик, выбор способов формализации, залание молели анализа связей, выбор вида принятия решения, оценка качества, критерий красоты т. д. Методические аспекты прогнозирования и решение частных задач в настоящее время постоянно восполняются и развиваются. Наиболее актуальной является интеграция различных специализированных пакетов с ГИС-системами. ГИС-системы используются в производственном режиме при обработке геологических, геофизических и геохимических данных в ходе изучения перспективных участков недр и представляют синтез геоинформационных технологий общего назначения (ArcInfo, ArcView и др.), различных графических и текстовых редакторов, векторизаторов и вьюеров, а также систем, предназначенных для решения специализированных геологических задач [2]. Перечисление последних весьма обширно и может состоять из десятков модулей, которые объединены в пакеты обработки геолого-геофизических данных («Пангея», «Сигма», «Singular», «Коскад», «Geosoft» и др.). Развитие этого класса систем является наиболее перспективным при принятии управленческих решений, а также при решении задач анализа данных и моделирования, решения специализированных геологических задач. В особом ряду находится интерактивная система прогнозирования – Пангея, которая в последние 5-7 лет применяется в подразделениях АК «АЛРОСА» и внедряется в ОАО «Алмазы Анабара».

Применение различных интегрированных пакетов показано на блок-схеме многомерной комплексной интерпретации геолого-геофизических данных (рис. 1) для решения геолого-прогнозных задач при поисках алмазов. Наиболее трудоемким этапом прогноза при формировании геолого-прогнозных, многопараметрических, разноранговых и других моделей в схемах постановки задач является формирование образов – моделей, формализация отношений соседства и вложенности. Впервые данная технология была предложена В.В. Марченко [5], а в дальнейшем разработана В.В. Ломтадзе на основе современного расширяемого программного комплекса GIA (геоинформационный анализ). Такой подход к формированию, признакового пространства и формализованного объема разнородного картографического материала отнесен к человекомашинным технологиям, является основой комплексного прогноза, включен в блок-схему и ориентирован на выявление объектов любого геотипа.

Прогнозная экстраполяция количественных параметров со скважин на площади

После формирования и восполнения карт и признакового пространства применяются различные пути решения частной задачи выявления скрытой контактной поверхности по эталонной выборке данных бурения (рис. 2). На участке 1 при решении задачи построения контактной поверхности (рис. 2, г), использовались средства пакета «Анализ» системы Excel. Установлена зависимость (модуль «Корреляция») между мощностью терригенных отложений (эталонная выборка по данным бурения) и эффективными сопротивлениями ДЭМП (рис. 2, б). Коэффициент корреляции составляет 0,72. Наименьшей корреляционной связью обладают аномальное (рис. 2, а) и локальное магнитное поля (наземный вариант), а также эффективное со-



Рис. 1. Блок-схема многомерной комплексной интерпретации геолого-геофизических данных для ААР



Рис. 2. Регрессионный анализ прогнозирования скрытой поверхности пород карбонатного комплекса и терригенной толщи по геолого-геофизическим данным. Участок 1: a - план изодинам поля ($\Delta T a$); b - план изоом $\rho_{s\phi\phi}$, по ДЭМП, при r = 50 м, f = 1125 кГ μ ; b - мощность пород терригенной толщи; <math>r - скрытая поверхность карбонатных пород кембрийского комплекса в абсолютных отметках; 1 - рекомендуемые скважины; 2 - пробуренные (эталонные) скважины; 3 - линии пройденных шурфов в пределах современных водотоков (контрольная выборка)

противление ДЭМП в малоглубинном варианте. Затем в модуле «Регрессия» для геофизического параметра с наиболее близкой корреляцией была рассчитана регрессионная зависимость H=f(P), где P-геофизический параметр. Наиболее точно она аппроксимируется формулой: $H_{per} = -13,663Ln(\rho_{\kappa}^{r=50M}) + 101,4$. Формула зависимости использовалась для пересчета значения геофизического параметра в прогнозные глубины залегания контактной поверхности с помощью модуля «Math» системы Surfer. Точность прогнозных построений составила 2,7 м и 30 %. Необходимо отметить, что до глубин, не превышающих 8–10 м, ошибка не превышает полуметра, а глубины, превышающие 17–24 м, ограничены глубинностью самого метода ДЭМП.



Рис. 3. Выбор площади в поле АМС-10 для постановки комплекса наземных работ. Участок 2: a – локальная составляющая поля (ΔT лок) по данным AMC-10; δ – план изодинам поля (ΔT a); в – план изодинам поля (ΔT лок); c – план изодм $\rho_{s\phi\phi}$ по ДЭМП при r =40 м, f=1125 кГ μ ; d – план изоом $\rho_{s\phi\phi}$ по ДЭМП при r =20 м, f=1125 кГ μ ; 1 – аномальные малоамплитудные зоны в поле (ΔT лок) по данным AMC-10; 2 – пробуренные скважины; 3 – контур выбранной площади для проведения наземных работ; 4 – линия профиля с результатами заверки бурением и решением прямой задачи в системе GM-SYS

Выбор площадей, перспективных на выявление скрытых объектов россыпного и коренного генезиса

Территория поисков является закрытой, что осложняет ведение поисковых работ и здесь не последняя роль отводится аэромагнитной съемке масштаба 1:10000 (AMC-10). Вопрос заверки аномальных зон, отдельных аномалий решается на предварительной, интерпретационной стадии с вовлечением данных AMC-10 в повторный интерпретационный этап. В соответствии с блок-схемой (рис. 1) результаты подвергаются спектрально-частотной селекции полей, статистическому зондированию, корреляционному анализу и т.д. По результатам интерпретации геолого-геофизических данных на исследуемой территории выделяются комплексные аномалии (зоны), перспективные на обнаружение структурных ловушек, палеодепрессий, реликтовых водотоков, объектов коренного генезиса. Кроме данных AMC-10, на участке 2 (рис. 3) в пределах перспективной площади проведены комплекс наземных методов ДЭМП (рис. 3, г, д), магниторазведка (рис. 3, б, в), ДЭМЗ, ЗМПП. На данной территории, так же как и на участке 1, определяющими для заверки рекомендуемых комплексных аномалий являлись магнитометрия и ДЭМП на разносе 40 м. Во всех случаях по результатам заверки вскрыты переуглубления в карбонатных породах, выполненные разновозрастными терригенными отложениями

Одновременно с проведением горно-буровых работ по керну из скважин (или по стенке шурфа) в непрерывном режиме проводились измерение магнитной восприимчивости (рис. 4) и моделирование в системе GM-SYS (Geosoft) с целью уточнения литолого-структурных особенностей, как по латерали, так и по вертикали. В период заверки комплексных аномалий для задания дополнительных скважин проводился многократный интерпретационный процесс в итеративной форме (своеобразное многократное «эхо»), где применялся компонентный анализ с выбором признака наибольшей дисперсии по свертке анализируемых полей, результатов фильтрации, обнаружения, знаковой классификации и т.д. В свою очередь и результаты сформированного признакового пространства по геофизическим данным на участке 2 не являются окончательными, поскольку будут восполнены результатами геохимической специализации количественного анализа на аномальных объектах.



Рис. 4. Интерактивная модель строения выявленного переуглубления с результатами заверки бурением. Участок 2: 1 - илы; 2 - терригенные образования с повышенной льдистостью; 3 - глинистый песок; 4 - голубовато-серый песчаник с разными значениями магнитной восприимчивости; 5 - песчаник; 6 - глинистый песок с повышенным значениеммагнитной восприимчивости; 7 - доломит с песком в трещинах; 8 - выветрелый доломит; 9 - доломит; 10 - доломи $товая мука; 11 - измеренные значения (<math>\Delta T$ а); 12 - расчетный график (ΔT а); 13 - результаты непрерывной съёмки магнитной восприимчивости по керну из скважин (в 1 мм - 10 ед·10⁻⁵ СИ)

Качественный и количественный прогноз, рекомендации по заложению скважин

На участке 3, как и на первых двух участках, применен тот же комплекс геофизических методов, дополненный СГ-ВП по сети 50х20 м (рис. 5). Физические поля здесь определяются структурными особенностями площади, контрастными характеристиками в полях электроразведки (менее проявлены в магнитных полях), контролирующими положение предполагаемых погребенных реликтовых русел, преимущественно C3 направления и др.

Для безэталонного выявления перспективных зон при отсутствии данных по скважинам задействовано 8-признаковое пространство (рис. 5, а–з), включая и локальное магнитное поле AMC-10 (фильтр Батерворта со стороной скользящего окна в 1000 м). Простое сопоставление аномального поля наземной съемки и AMC-10 показывают фрактальный и интегральный характер поля соответственно (рис. 5, а–б), точнее, аномальное поле в наземном варианте близко к нестационарному типу. Далее, при более детальном анализе установлено, что множество локальных аномалий подчеркивают сложную топологию реликтовых водотоков, связанную с весьма неравномерным распределением магнитоактивной фракции в пределах предплотиковой, а возможно и тальвеговой их части.

Для определения глубины залегания поверхности терригенно-карбонатного цоколя по данным магнитометрии был использован метод, связанный с анализом особых точек (особенностей) функций, описывающих аномальные поля, т.е. точек, в которых функция теряет свою аналитичность (идея аппроксимационного вычисления спектров по наблюдениям на неравномерной трехмерной сети в интегрированной системе «Сингуляр»). Полученная информация рассматривается нами не как реальная глубина, а лишь как ее коррелят, поскольку заранее обычно не бывают известными ни закон распределения физических свойств каждого из разнородных блоков в пределах изучаемой площади, ни фрактальная размерность намагниченности поверхности терригенно-карбонатного комплекса. Тем не менее, в условиях, когда никакой априорной информации об изучаемой поверхности вообще нет, вычисленные описанным путем глубины могут быть сами по себе приняты в качестве оценки морфологии кровли терригенно-карбонатного комплекса.

Интерпретационная модель обработки магнитного поля является своеобразным базисом для формирования выборки фиктивных эталонов, причем не всей совокупности, а тех, которые локализуются по полю вполне объективно, более уверено или с большей степенью вероятности соответствуют магнитоактивным границам, углам, вершинам аппроксимируемых многоугольников, центрам тел и т.д. Нормированный модуль продолженного аномального магнитного поля в нижнее полупространство и продолженное вверх магнитное поле являются вспомогательными трансформантами. Наиболее тонким моментом определения положения особых точек различного рода является принадлежность точки к магнитоактивной поверхности, где, например, особая точка 3 рода «Конхоида Слюза» может соответствовать этой поверхности (рис. 6, левый угол разреза). В качестве иллюстрации всего семейства сингулярных точек на площади дан разрез (рис. 6) по южному широтному профилю, где показано распределение результатов интерпретации (анализа) особых точек, положение которых является проекцией мощности терригенной толщи и (или) подошвы магнитоактивного горизонта на дневную поверхность (рис. 5, а). При таком подходе поверхностью плотика служат не только породы карбонатного комплекса, но и кровля пермских отложений, которая практически не магнитна. В принципе может решаться задача расчленения ВЧР с выделением более магнитных блоков, в конечном итоге выявления предполагаемого продуктивного горизонта «песков» и остаточных мощностей, т.е. «торфов».

Выбор Регрессоров осуществлен в программном пакете «Пангея–Площадь» путем построения в многомерном признаковом пространстве регрессионной модели, которая наилучшим образом описывает связи в эталонном множестве объектов:

 за определение оптимального количества признаков для регрессии взято все признаковое пространство (рис. 5, а– 3);

– из наиболее информативных -4-признаковое поле сопротивлений и локальное магнитное поле в наземном варианте.

Анализ данных показал, что наибольшая корреляция с мощностью рыхлых отложений наблюдается у значений сопротивления ДЭМП на разносе 40 м (рис. 6). Весьма интересным и обнадеживающим фактом в признаковом пространстве регрессионной модели является повышенная корреляция локальной составляющей магнитного поля AMC-10 с эффективными сопротивлениями ДЭМП на разносе 40 м. Здесь, после исключения эффекта влияния форм рельефа, искажающего структуру магнитного поля AMC-10, повышается контрастность слабых аномалий, а соответственно появится возможность выявления скрытых контактных поверхностей на больших территориях, а так же выделение малоинтенсивных аномалий, связанных с карстовыми и другими образованиями, заполненными переотложенным магнитным материалом.

Своеобразной дополнительной процедурой для дальнейших работ по количественному прогнозированию параметров (модуль «Мультирегрессия») являлся модифицированный алгоритм метода обратных вероятностей (рис. 7, а). Этот метод основан на теории регрессионного анализа материала по скважинам (эталонам). По всей площади (в нашем случае фиктивным эталонам) проведено выявление слабых аномалий в системе Коскад в автоматическом варианте. Составлена карта расположения кластеров на исследуемой территории (рис. 7, б), где прогнозный параметр (глубина до подошвы магнитоактивного горизонта) из всей выборки эталонного множества адекватно описывает площадь. В результате построена карта прогнозной мощности (дневная поверхность-плотик) в модуле «Мультирегрессия» с применением процедуры экстраполяции значений по скважинам на регулярную сеть только по эффективным сопротивлениям ДЭМП на разносе 40 м. Карта мощности создана из суммы фрагментов участка (кусков), где от куска к куску меняется регрессионное уравнение, она подвергнута слабому сглаживанию.


Рис. 5. Признаковое пространство для построения прогнозных параметров. Участок 3: *а* – *план изодинам поля* ($\Delta T a$); δ – локальная составляющая поля (ΔT лок); по данным AMC-10; в – карта фазового сдвига(φ_{κ}) двухчастотных измерений (поляризуемость) по СГ-ВП; г – карта изогипс современного рельефа; д – план изоом $\rho_{3\phi\phi}$ по ДЭМП при r = 20 м, $f=1125 \ \kappa \Gamma u$; e – план изоом $\rho_{3\phi\phi}$ по ДЭМП при r = 40 м, $f=1125 \ \kappa \Gamma u$; ж – план изоом ρ_{κ} по СГ-ВП (AB=1500м, MN=40 м); 3 – план изодинам поля (ΔT лок); 1 – фиктивные эталоны (выборка мощностей пород терригенной толщи с магнитоактивным слоем до плотика)





Рис. 6. Моделирование поля (Δ T а) и оценка корреляционных связей между признаками для прогноза в программах безэталонной классификации: 1 – график поля (Δ T а); 2 – изолинии продолженного поля: а – отрицательные, б – нулевые, в – положительные; 3 – точки контактных поверхностей кровли и подошвы магнитоактивного горизонта, формирующие выборку фиктивных эталонов; 4 – сингулярные точки: a - 1 типа, b - 2 типа, b - 3 типа

Далеко не итоговой оценкой по рекомендациям и заложению поисковых и разведочных скважин на основании карты прогнозного параметра являются карты задания критерия. Критериальные величины управляют процессом выбора местоположения очередной, вновь закладываемой скважины в тех случаях, когда это необходимо (по сути, доверяясь технологии исскуственного интеллекта), или с включением ручного варианта. В нашем случае даны все варианты модуля «Рекомендации», а именно:

- по критерию отношения значения прогнозного параметра к величине ошибки;

по критерию сходства с эталонными скважинами (в нашем случае фиктивными);

- по критерию ожидаемого прироста информации по сравнению с эталонами;

 по критерию максимального сходства двух совокупностей: эталоны (фиктивные) плюс рекомендуемая и все предсказанные в результате прогноза.

В качестве подложки (как опытный вариант) использована карта мощности (дневная поверхностьплотик) на основе регрессионного анализа по двум признакам (эффективные сопротивления ДЭМП на разносе 40 м и аномального магнитного поля в наземном варианте). Карты критериальных величин не приведены. Целью данной постройки является опробование очередного критерия из существующих базовых определений – критерия красоты (полученный результат должен быть красивым). При сравнительном анализе двух карт (рис. 7, в,г) предпочтительней выглядит рис. 7, в. Более изрезанный характер кривых мощности (рис. 7, г) предполагает более сложную поверхность плотика, т.е. данная информация проявлена в более сложной фрактальной размерности аномального магнитного поля в наземном варианте (рис. 5, а). В качестве альтернативного варианта дано положение рекомендуемых скважин, заданных человеком на начальной стадии интерпретационного этапа без привлечения количественного прогноза. Следует отметить, что в активе предприятия уже существует практика заверки аномальных зон по прогнозируемым данным. Результаты имеют близкие значения с реальными.



Рис. 7. Обнаружение, сравнение малоамплитудных аномалий, безэталонное выделение перспективных зон, количественное прогнозирование и рекомендация по заложению поиско-разведочных скважин: а - карта сопоставления положительных магнитных аномалий с низкоомными областями. 1 – области положительных слабых аномалий магнитного поля ДТлок; 2 – области низкоомных аномалий сопротивления по ДЭМП на разносе 40 м; 3 – области корреляции магнитных аномалий и аномалий проводимости в методе ДЭМП. 6 – карта расположения кластеров на участке 3. 4 – первый кластер, глубины от 8 до 12,5 м и более; 5 – второй кластер, глубины 5,9-7,9 м; 6 – третий кластер, глубины 3,1–5,5 м; 7 – четвертый кластер, глубины 1,8–3,1 м. в – карта мощности пород терригенного комплекса по результатам регрессионного анализа «Мультирегрессия – Пангея» сопротивления по ДЭМП на разносе 40 м. г – карта мощности пород терригенного комплекса по результатам регрессионного анализа «Рекомендации – Пангея» сопротивления по ДЭМП на разносе 40 м и локальной составляющей аномального магнитного поля ДТлок; 8 – скважины, рекомендованные к заверке; 9 – пробуренные скважины; 10 – скважины, заложенные по критерию отношения значения прогнозного параметра к величине ошибки; 11 – скважины, заложенные по критерию сходства с фиктивными скважинами (эталонами); 12 – скважины, заложенные по критерию ожидаемого прироста информации по сравнению с фиктивными эталонами; 13 – скважины, заложенные по критерию максимального сходства двух совокупностей: эталоны плюс рекомендуемая и все предсказанные в результате прогноза продуктивными точками

Выводы

В заключение следует отметить, что применение многомерной комплексной интерпретации с применением современных модулей обработки геолого-геофизических данных позволяет решить целый ряд частных задач по выявлению объектов россыпного генезиса, не исключая и поиски коренных источников алмазов. На блок-схеме качественного и количественного анализов показан один из вариантов обработки разнородной информации, направленной на создание единого прогноза и решения любых геолого-прогнозных задач. По результатам проведения геофизических работ на исследуемых участках необходимо более широкое применение методов профилирования и зондирования способом вызванной поляризации, поскольку необходим анализ множества скрытых аномальных объектов по вещественному составу с минимальным привлечением дорогостоящих методов заверки.

Список литературы

1. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Особенности алмазов из россыпей Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования их коренных источников // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. – С. 1020–1036.

2. *Кирпичева Е.Ю*. Методика и геоинформационная технология прогнозирования рудных объектов на основе банка эталонных моделей: Дис. ... канд. технич. наук 25.00.35. – М., 2007.

3. Ломакин Ю.А. Отчет о результатах исследований по теме: «Обобщение геолого-геофизических материалов по районам деятельности АмГРЭ с целью составления каталогов алмазоперспективных территорий, площадей и участков, рекомендуемых для постановки работ на алмазы». – 1997.

4. Лось В.Л. Концептуальные основы и методика количественного прогнозирования рудных месторождений: Дис. ... докт. геол.-мин. наук 04.00.11. – Новосибирск, 1994.

5. Марченко В.В. Человеко-машинные методы геологического прогнозирования. – М.: Недра, 1988. – 232 с.

УДК 551.24:528.94(084.3С16):553.81

МЕТОД СТРУКТУРНЫХ ПАЛЕТОК ПРИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ ТЕРРИТОРИИ НА АЛМАЗЫ ПРИ СРЕДНЕМАСШТАБНОМ КАРТИРОВАНИИ НА ОСНОВЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ^{*}

В.В. Салихова, Р.Ф. Салихов

Амакинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА», п. Айхал

Выделение локальных участков, перспективных на алмазы, на основе сравнения структурных моделей эталонных кимберлитовых полей (структурных палеток) с рисунком разрывных нарушений на анализируемой территории позволяет существенно уменьшить размеры перспективных площадей на алмазы для постановки работ первой очереди.

Территория листа Q-51-VII, VIII (Куонара) размещается на северо-восточном фланге Вилюйско-Мархинской алмазоносной минерагенической зоны Западно-Якутской алмазоносной провинции. Треть территории относится к I геотипу – открытые площади с маломощными (до 3 м) элювиальными и делювиальными покровами, остальная площадь – ко II и III геотипам, т.е. площадям, перекрытым четвертичными образованиями и/или мезозойскими терригенными отложениями морских мелководных, отчасти прибрежных и переходных от континентальных к морским фациям, мощностью до 20 м (25%) и более 20 м (42%) соответственно. Изученность листа на момент издательских работ: АМС-25, ГДП-200 и СГХР-200 (2200 литохимических проб), шлиховое опробование гидросети (2 пробы на 1 км), линии скважин КБ по сети 20х4 км, участками – 8х2 км (98 скважин).

Итоговый прогноз алмазоносности района был выполнен на основе ГИС-технологий в системе Arc-View по методике, ранее примененной в процессе подготовки к изданию листа Госгеолкарты-200 Q-49-XXI,XXII (Айхал), охватывающем юго-западный фланг Далдыно-Алакитского алмазоносного района [4]. Выделенные прогнозируемые участки, перспективные на алмазы, занимают большие площади (42,3% от территории листа), что объясняется достигнутой плотностью сети поискового бурения (рис. 1). Последняя не позволяет с достаточной степенью уверенности выделить более локальные участки из-за недостаточной информации по ведущему прогнозному критерию – минералогическому.

Авторами для более конкретной локализации перспективных участков первой очереди был проведен структурный анализ площади листа на основе сравнения с выбранными эталонными объектами прогнозирования – Верхне-Мунским и Накынским кимберлитовыми полями. Для проведения анализа территории были предварительно сформированы предполагаемые структурные модели вышеуказанных эталонов.

Отличительной особенностью обоих полей является исключительно высокая компактность размещения в них кимберлитовых тел. Площадь Верхне-Мунского поля всего 27,5 км², количество тел – 21 (16 трубок и 5 жильно-дайковых образований), что определяет его исключительно высокую плотность – одно тело на 1,31 км². Все кимберлитовые тела Накынского поля приурочены к одной узкой (~ 1 км)

^{*} На примере листа Q-51-VII, VIII (Куонара) Госгеолкарты-200 (2-е издание).

зоне протяженностью чуть более 6 км. Фактически Накынское поле представлено одним так называемым кустом кимберлитовых тел, а Верхне-Мунское – двумя сближенными кустами. Именно компактность размещения рудных тел и позволяет провести локальное прогнозирование на основе структурных критериев.



Рис. 1. Схема минерагенического районирования и проявленность критериев прогнозирования на площади листа Q-51-VII,VIII (Куонара): 1 – Муно-Тюнгский алмазоносный рудно-россыпной район и его возраст; 2 – Серкинская прогнозируемая площадь, перспективная на алмазы; 3 – Верхне-Серкинский прогнозируемый участок, перспективный на алмазы; 4 – Приленский алмазоносный рудно-россыпной район и его возраст; 5 – Кюеленкенская прогнозируемая площадь, перспективная на алмазы; 6 – прогнозируемый участок, перспективный на алмазы: 1.2.1.1 – Верхне-Кюеленкенский, 1.2.1.2 – Орто-Кюеленкенский; 7 – непромышленное россыпное месторождение алмазов р. Кюеленке; 8 – 11 – локальные перспективные участки, перспективные на алмазы, выделенные на основе: 8 – совпадения минералогических, геохимических и структурных критериев, 9 – совпадения минералогических и структурных критериев, 10 – совпадения геохимических и структурных критериев, 11 – структурных критериев

Главным фактором контроля Верхне-Мунского поля является его расположение в зоне динамического влияния Далдыно-Оленекской зоны (ДОЗ) глубинных разломов северо-восточного простирания. Данная зона слабо отражается в геологии района и геофизических полях, но прекрасно демаскируется линейностью гидросети. На большей части протяженности ДОЗ гидросеть носит отчетливо выраженный ромбовидный характер, когда линейные гидрообъекты обладают угловато-прямолинейной, так называемой, змейковидной формой.

Такой ромбовидный рисунок свойственен водотокам, располагающимся в зоне разломов сдвиговой кинематики. При правосдвиговых перемещениях в северо-восточном направлении по разломам в ДОЗ в качестве оперяющих разломов должны формироваться субширотные разломы. На площади Верхне-Мунского кимберлитового поля они отражаются в виде речных долин pp. Муна, Тюнг и Арга-Тюнг. Оперяющий разлом по р. Муна пересекается (с правосторонним смещением) с крайним юго-западном разломом, входящим в систему ДОЗ, который трассируется долиной р. Улаах-Муна и причленяется к центральному разлому ДОЗ, демаскирующему долиной р. Муна в верхнем ее течении (рис. 2). а



Рис. 2. Положение Верхне-Мунского кимберлитового поля-эталона в системе линеаментов в нормальной проекции (a) и с поворотом на 78° по часовой стрелке (б): 1 – линеаменты, совпадающие с простиранием Далдыно-Оленекской кимберлитоконтролирующей зоны глубинных разломов (а) и оперяющей ее предполагаемой Муно-Тюнгской субширотной зоны (б), выделенные по морфометрическому анализу гидросети и космоснимков; 2 – структурная граница Верхне-Мунского поля по (Милашев, 1985ф); 3 – кимберлитовые тела

В первом приближении, по нашему мнению, положение Верхне-Мунского кимберлитового поля контролируется узлом пересечения (причленения) оперяющего субширотного разлома к крайнему югозападному разлому, входящему в систему ДОЗ. Данный структурный мотив – узел сочленения с центральным и пересечение с крайним (внутренним по отношению к Вилюйско-Патомскому палеорифту) разломом кимберлитоконтролирующей системы и был взят за основу при локальном структурном прогнозировании. При сравнении с линейными морфоэлементами эталона сходства со структурными элементами Вилюйско-Мархинской системы найдено не было.

Но такое сходство было обнаружено с Анабаро-Жиганской системой глубинных разломов, которой ряд авторов придает кимберлитоконтролируюшеее значение. Анабаро-Жиганская зона образует с Вилюйско-Мархинской угол 78° – классический угол встречи сопряженных трещин скалывания в жестких породах (породы кристаллического фундамента как раз к ним и относятся). Сопряженные трещины или разломы формируются синхронно в обстановке одного и того поля тектонических напряжений. Следовательно, возможно предположить, что и Анабаро-Жиганская, и Вилюйско-Мархинская зоны глубинных разломов формировались или активизировались в одну и ту же среднепалеозойскую эпоху кимберлитового продуктивного магматизма.

Данная гипотеза и легла в основу структурного моделирования: морфоструктурный план Верхне-Мунского поля был повернут на 78° по часовой стрелке и последовательно примерялся к гидросети на площади листа. Всего было выявлено четыре варианта максимально близкого подобия морфоструктурного плана речной сети на площади листа с эталонным объектом. Все они базируются на ключевом совпадении морфорисунка пары «р. Муна – р.Улаах-Муна» эталона с речной системой р. Серки. Проекция кустов кимберлитовых тел Верхне-Мунского поля (с допуском 1–1,5 км) на каждый из вариантов сходства рисунков и принималась за положение локального прогнозируемого участка, перспективного на алмазы (рис. 3).



Рис. 3. Сравнение рисунка гидросети на площади листа Q-51-VII,VIII с основной гидросетью Верхне-Мунского кимберлитового поля-эталона. Гидросеть эталона показана серыми, на площади листа – черными утолщенными линиями, контур Верхне-Мунского поля – тонкой черной линией, положение кимберлитовых тел в поле-эталоне – точками, контур прогнозируемых локальных перспективных участков «верхне-мунского типа» на площади листа – пунктирной линией

Структурная модель Накынского кимберлитового поля составлена по Ю.А. Дукардту [1] с дополнениями [2], базирующимися, главным образом, на интерпретации данных сейсморазведки ОГТ. По мнению Ю. А. Дукардта, структура образована в результате пересечения зоны укугутских грабенов со Средне-Мархинской зоной глубинных разломов северо-западного направления, контролирующих Тербясский рифтогенный грабен и Анабаро-Синскую рифовую зону. Кимберлитовые трубки расположены в трещинной зоне центрального грабена Усть-Накынской грабен-синклинали.

Полученная структурная модель (рис. 4) в результате представляется как вариант присдвигового дуплекса растяжения (транстенсионный дуплекс) [3]. В качестве последнего обычно называется тектоническая структура, ограниченная двумя главными, круто ориентированными сдвиговыми зонами или двумя зонами повышенной трещиноватости пород. Между этими зонами расположены второстепенные кулисообразные сдвиги, имеющие, как правило, комбинированную сдвиго-сбросовую природу. По простиранию и в разрезе все эти дизъюнктивы асимптотически сливаются с плоскостями главных сдвигов, образуя в разрезе характерные структуры «цветка» или «пальмы» (рис. 4, В-III) [5].



Рис. 4. Структурная модель Накынского кимберлитового поля-эталона: А – схема разрывных нарушений; Б – сдвиговая модель Накынского поля; В – формирование дуплекса растяжения в зоне левого сдвига по [5] с изменениями: I – начальная стадия формирования первого сдвига; II – развитие дуплекса при продолжающемся левосдвиговом перемещении; III – блок-диаграмма.

1 – структурные границы Накынского кимберлитового поля [по 1]; 2 – кимберлитовые трубки; 3 – разломы: а – сбросы, б – сдвиги, взбросы и неясной кинематики [по 1]; 4 – структурные элементы, выделенные по космоснимкам и интерпретируемые как разрывные нарушения и зоны повышенной трещиноватости; 5 – направления главных движений по разломам; 6 – направления растягивающих усилий в дуплексе; 7 – направления перемещений по второстепенным разломам внутри дуплекса; 8 – слои блок-диаграммы; 9 – флексура [по 2]

По мнению авторов, Накынский присдвиговый дуплекс растяжения шириной примерно 25 км и протяженностью 55 км ограничен двумя главными левыми сдвигами северо-восточного простирания. Внутренняя структура дуплекса представлена пятью эшелонированными, крутонаклонными пластинами. Ограничениями пластин являются второстепенные сдвиго-сбросы левосторонней кинематики. Толщина пластин различна и в целом дуплекс можно представить в виде клавишно расположенных трех относительно узких опущенных пластин (грабен-синклиналей), разделенных двумя более широкими приподнятыми блокамипластинами (горст-антиклиналями?). Вероятная последовательность модельного формирования дуплекса растяжения приведена на рис. 4, В І-Ш. Одной из причин появления присдвигового дуплекса растяжения может быть «рефракция» Вилюйско-Мархинского глубинного разлома на поперечном разломе фундамента, контролирующего флексуру северо-западного простирания, выделенную В.А. Матросовым [2]. Возможность построения подобной структурной карты и основных контролирующих структур – укугутских грабенов, в т.ч. центрального (Диагонального разлома по терминологии других авторов) – появилась лишь в результате детальных геофизических съёмок, включая сейсмику, и сгущения сети скважин поисково-картировочного бурения. На существующей стадии изученности по листу Q-51-VII,VIII о такой плотности исследований говорить не приходится, поэтому напрямую вышеприведённую модель эталона использовать для структурного прогноза нельзя. Единственным структурным признаком, который с одинаковой степенью можно изучить на площади эталона и территории листа остается анализ макротрещиноватости на основе дешифрирования материалов аэро- и космических съёмок.

Для акцентирования кимберлитоконтролирующих структур Вилюйско-Мархинской зоны из модели были удалены поперечные нарушения и добавлены структурные элементы по дешифрированию космоснимков. Структурные элементы выносились лишь те, которые отвечали основным направлениям разрывных нарушений Вилюйско-Мархинской зоны, т.е. северо-восточные, субмеридиональные, субширотные и западсеверо-западные. При таком подходе становится отчетливо видным рудоконтролирующее значение коленообразного флексурного перегиба (в плане) рисунка ориентировки структурных элементов по схеме северовосточная – субмеридиональная – северо-восточная.

Дальнейший структурный анализ сводился в итоге к последовательному перемещению растровой подложки со «структурным портретом» поля-эталона и сравнению рисунков структурных линий эталона и площади листа (рис. 5). Всего было выявлено девять вариантов максимально близкого подобия структурных планов. Все они базируются на ключевом моменте – наличии коленообразного изгиба в плане ориентировки разрывных нарушений (структурных линий) по схеме северо-восточная – субмеридиональная – северо-восточная на достаточно большой площади, сопоставимой с размерами Накынского кимберлитового поля. Проекция кимберлитовых тел эталона (с допуском 1–1,5 км) на каждый из вариантов сходства рисунков и принималась за положение локального прогнозируемого участка, перспективного на алмазы.



Рис. 5. «Примерка» на сходство рисунка структурных элементов Накынского кимберлитового поля-эталона и площади листа Q-51-VII,VIII: 1 – контур прогнозируемого локального, перспективного на алмазы участка «накынского типа» на площади листа; 2 – структурные элементы, выделенные на площади листа по космоснимкам и интерпретируемые как разрывные нарушения и зоны повышенной трещиноватости. Остальные условные обозначения см. рис. 4

Окончательное определение локальных прогнозируемых участков, в основу выбора которых был положен структурный критерий, осуществлялось на основе обоих эталонов – Верхне-Мунского и Накынского кимберлитовых полей (рис. 6). Общая площадь локальных прогнозируемых участков (потенциальных кимберлитовых кустов или их сближенных групп) по структурным критериям модельных объектов составляет 359 км² или 5,5 % всей площади листа.



Рис. 6. Положение прогнозируемых локальных участков, перспективных на алмазы (потенциальные кимберлитовые кусты) на площади листа Q-51-VII,VIII. Локальные участки со структурной локализацией:

1 – верхне-мунского типа, 2 – накынского типа, 3 – комбинированного, накынского и верхне-мунского типов. Остальные условные обозначения см. рис. 1

Проведенный структурный анализ на основе сравнения территории листа со структурными моделями эталонных полей (структурными палетками) позволяет существенно уменьшить размеры перспективных площадей для постановки работ первой очереди. В пределах выделенных локальных перспективных участ-ков рекомендуется провести глубинное доизучение путем доведения сети скважин до 1х1 км с целью подсе-чения (прослеживания) первичного ореола рассеяния кимберлитовых минералов ближнего сноса.

Список литературы

1. Дукардт Ю.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Нижневилюйская серия (издание второе). Лист Q-50-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. – СПб., 2002.

2. Матросов В.А. Особенности тектонического строения Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей по геофизическим данным: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 2007.

3. Прокопьев А.В., Каскевич Г.Э. Сдвиговые дуплексы Восточной Якутии // Отечественная геология. – 2000. – № 5.

4. Салихов Р.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Верхневилюйская серия (издание второе). Лист Q-49-XXI, XXII (Айхал). Объяснительная записка. – СПб., 2005 (в издании).

5. *Twiss R.J., Moores E.M.* Structural geology. New York: W.H.Freeman and Company, 1992 (в ст. Прокопьев А.В., Каскевич Г.Э. Сдвиговые дуплексы Восточной Якутии // Отечественная геология. – 2000. – №5.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ПРИЗНАКОВ КИМБЕРЛИТОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР СРЕДНЕ-МАРХИНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Н.К. Шахурдина

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный

Целью исследований является изучение закономерностей структурного положения кимберлитов Накынского поля и связанных с ними процессов минерализации околотрубочного пространства для решения задач локального прогноза. Разработана система обработки данных, полученных при специализированных полевых исследованиях.

Накынское кимберлитовое поле включает самые продуктивные коренные месторождения алмазов Якутской провинции – трубки Ботуобинская и Нюрбинская, которые приурочены к участку пересечения Вилюйско-Мархинской и Средне-Вилюйской зон глубинных разломов. В связи с этим наиболее актуальной проблемой здесь является изучение тектонических нарушений кимберлитовмещающих образований для целей локального прогнозирования новых подобных месторождений.

Выделение факторов структурного контроля кимберлитовых тел и разработка на их основе поисковых критериев и признаков является одной из важнейших составляющих научного обеспечения прогнознопоисковых работ. Основной упор при изучении взаимосвязи разломов и кимберлитового магматизма в сложных условиях слабообнаженных платформенных территорий традиционно делался на геологогеофизические и геоморфологические методы. Однако выделение и трассирование разломов в кимберлитовмещающем разрезе по традиционным геолого-геофизическим данным нередко сталкиваются с определенными затруднениями. В первую очередь это связано с плохой обнаженностью района, наличием площадного перекрывающего комплекса, включающего вулканогенные образования, а также слабой контрастностью выражения самих разрывных нарушений.

Выполненные в последние годы разными исследователями структурные построения в пределах района показали недостаточность данных для решения поставленных прогнозных задач. Поэтому становится необходимым привлечение прямых геолого-структурных методов, специально ориентированных на выявление в верхних частях платформенного чехла разломных зон, изучение не только их внутреннего строения, но и динамики развития. Весьма перспективным в этом плане является комплексный подход к изучению разломов, базирующийся на основе специализированной документации с применением новейших информационных технологий, позволяющих получать принципиально новую информацию о внутреннем строении кимберлитовмещающих разломных зон.

Практика изучения околотрубочного пространства и нарушений осадочных пород, вмещающих кимберлиты, показывает что наиболее эффективными методами установления нарушений являются: парагенетический анализ нарушений по керну поисковых и разведочных скважин; структурно-петрофизические ультразвуковые исследования; анализ физических свойств осадочных пород; установление и картирование ореолов вторичного пирита, кальцита и доломита; анализ и картирование ореолов фотолюминесценции вторичного кальцита. В результате проведенных исследований доказано, что использование комплекса этих оригинальных методов позволяет получать экспрессную, независимую новую информацию для выявления нарушений, контролирующих кимберлиты и сопутствующих им эксплозивных образований, а также для выделения конкретных локальных структур, перспективных на проявления кимберлитов.

В основе методов лежит графический способ фиксирования разнообразных по происхождению фактов, которые укладываются в имеющиеся схемы литогенетических ассоциаций, истории седиментации и дальнейших диагенетических, катагенетических и наложенных палеогипергенных, тектоногенных и других явлений [1].

Фактической основой выделения потенциальных признаков кимберлитопроявлений является проведенное П.А. Игнатовым и К.Ю Бушковым детальное изучение более 150 разрезов терригенно-карбонатных толщ верхнего кембрия и нижнего ордовика, вмещающих коренные источники алмазов Мало-Ботуобинского и Средне-Мархинского алмазоносных районов. Установлены две группы устойчивых показателей околотрубочного пространства, которые в совокупности могут быть использованы в качестве поисково-оценочных признаков. Первую группу составляют особенности вторичных минеральных образований:

- 1) прожилковые выделения хлорита;
- 2) прожилково-метазернистые выделения доломита;
- 3) интенсивная перекристаллизация известняков и доломитов;

4) прожилковые выделения кальцита;

5) наличие фотолюминисценции красного цвета во вторичных кальцитах;

6) отрицательные аномалии изотопного состава углерода прожилковых кальцитов;

7) высокая дисперсия изотопного состава кислорода таких карбонатов;

8) повышенная интенсивность распространения вторичного метазернистого и прожилкового пирита при его уровенном распределении;

9) повышенные концентрации никеля в пиритах.

Перечисленные показатели характеризуют главным образом весьма небольшие по размерам околотрубочные ореолы. Так, например, прожилковая доломитовая минерализация и перекристаллизация известняков фиксируют самый ближний экзоконтакт, охватывающий первые метры. Аналогичны ей и локальные прожилки хлорита, распространенные на первые десятки метров в красноцветных кембрийских породах. Заметно шире распространены вторичные кальцит и пирит, но они могут фиксировать не только кимберлиты, поскольку встречаются также и в экзоконтакте траппов. Кроме того, эти минералы отличаются большим разнообразием и полигенностью.

Вторичный кальцит, доломит и пирит являются наиболее информативными для диагностики околотрубочных ореолов. Многочисленные сближенные прожилки кальцита часто маркируют рудоконтролирующие тектонические швы. Этот прожилковый кальцит, как показали изотопно-геохимические и термобарогеохимические исследования, образовался при участии глубинного углекислого газа, что подтверждает связь кимберлитоконтролирующих разломов с глубинными образованиями. Однотипность прожилковой кальцитовой минерализации во вмещающих осадочных породах раннего палеозоя и кимберлитовых телах Нюрбинского месторождения интерпретируется как проявление постумных движений единого этапа внедрения кимберлитов. Во время этого этапа, вероятно, формировались зоны кальцитовой перекристаллизации и явления флюидизации. В ближайшем экзоконтакте кимберлитов происходил карбонатно-магнезиальный метасоматоз (доломитизация). Эти метасоматиты имели тектонический контроль, что устанавливается по неравномерности доломитизации и ассоциации метазернистого и прожилкового доломита с прожилковыми выделениями вероятно магнезиального хлорита.

Ореолы экстенсивной пиритизации также могут фиксировать рудовмещающие структуры. Это установлено в экзоконтактах трубки Ботуобинская по наиболее мощной, составляющей более 20 м, зоне пиритизации раннеордовикских пород, которая в виде северо-восточной полосы протягивается согласно с рудоконтролирующим тектоническим швом. Некоторые выделения вторичного пирита указывают на условия регионального сжатия (клиновидно-зубчатые, выполняющие микросдвиги и микровзбросы, и стилолитоподобные).

Вторую группу показателей околотрубочного пространства составляют проявления локальных скрытых разломов, признаками которых являются:

- 1) маломощные милониты;
- 2) тектонические микробрекчии;
- 3) текстуры внедрения и флюидизиты;
- 4) микросбросы и микровзбросы;
- 5) локальные нарушения субгоризонтального залегания;
- 6) субвертикальные стилолитовые швы в известняках;
- 7) трещины тектонического кливажа;
- 8) зеркала скольжения;
- 9) проявления тектоноэрозионных форм палеокарста;

10) признаки ударных деформаций, устанавливаемые по анализу сферических диаграмм в результате структурно-петрофизических исследований осадочных пород [2].

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что, наряду с традиционным выделением основных структурных элементов изучаемого участка земной коры, спецкартирование открывает возможность охарактеризовать их более полно, в том числе и количественно. По результатам этого картирования могут быть установлены не только особенности их внутреннего строения, но также и динамические обстановки формирования с деталями поля тектонических напряжений. Сегодня становится очевидным, что без новых методических подходов, дополнительно входящих в состав спецкартирования, вряд ли возможно решение задач выявления активных кимберлитоконтролирующих структур в Средне-Мархинском районе, которые в большинстве случаев выражены лишь зонами повышенной трещиноватости без магистрального сместителя [3]. При этом единообразие операций по сбору фактического материала открывает возможность создания унифицированной базы структурно-тектонических данных в электронном виде для ее дальнейшей обработки.

Достижение поставленной цели обеспечивалось в два этапа:

1. Структурирование исходных данных тектонических элементов в единую базу данных (БД).

2. Обработка, извлечение данных, построение схем и моделей с применением ГИС-технологий.

Выявление закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и их научное прогнозирование требуют учета всей суммы геологической информации, т.е. ставят перед специалистами сложную трудоемкую задачу сбора и анализа большого количества разнородных исходных геологических данных не только по рассматриваемой территории, но и по другим площадям, являющимся ее геологическими аналогами. Значительное рассеяние информации по многочисленным источникам при возрастающей требовательности к оперативности ее получения и обработки определяет актуальность применения информационных методов при поисково-прогнозных исследованиях.

В настоящее время наблюдается интенсивное внедрение новых информационных методов в науки о Земле (геология, география, геодезия и др.). Как правило, это связано с использованием геоинформационных технологий (ГИС-технологий), которые обладают большими возможностями отражения, анализа и моделирования географических объектов и явлений по сравнению с традиционными способами. В процессе картографического изображения последних необходимо часто определять линейные и площадные характеристики отображаемых объектов. С применением ГИС-технологий появилась возможность структурирования значительного объема информации, повышения оперативности при выдаче ответов на запросы пользователей и представления различных способов визуализации в виде картографических моделей разного масштаба, в том числе с дополнением детализационных схем, трехмерными изображениями, графиками, таблицами и диаграммами.

В течение последних лет в АК «АЛРОСА» успешно внедряются новые ГИС-технологии, позволяющие более качественно проводить работы при поисках, разведке и оценке месторождений, оптимизации конечных контуров карьера, планировании работ и оценке экономической эффективности отрабатываемых и планируемых к обработке месторождений. Средства поддержки принятия решений можно расширить возможностями ГИС, связав с ними также аналитические средства и современные методы геостатистики, инструменты моделирования и визуализации, позволяющие учесть различные варианты развития производства.

Методологическая суть исследований заключается в создании координатнопривязанной геологотектонической информации, полученной путем специального полевого исследования. Структура БД разрабатывалась в среде Access, где под базой данных понимается совокупность как таблиц с данными (собственно база данных), так и других элементов, обеспечивающих необходимый сервис и облегчающих работу пользователя с исходными таблицами – различные запросы, формы, отчеты, макросы.

База данных локальных структурно-тектонических элементов

БД можно отнести к справочно-информационной, в ней содержатся сведения о седиментационных, биогенных, диагенетических, катагенетических, палеогипергенных и палеотектонических нарушениях нормальной седиментационной слойчатости, слоистости и напластования. Она предназначена для ввода, просмотра, редактирования и хранения данных, а также для оперативного поиска нужной информации.

При создании базы на первом этапе проводился анализ имеющихся данных, которые существовали только на бумажной основе в виде литологических специализированных колонок. После анализа исходных материалов разрабатывались способы и приемы слияния их в единую БД. В настоящий момент эта база данных включает информацию по 621 скважинам, а ее объем составляет 244 Мб.

БД состоит из 2 основных и 5 подчиненных таблиц специализированных справочников, 9 запросов, а также 5 основных и 2 подчиненных форм (рис.1).

Таблицы:

• «Katalog–All» – каталог скважин;

• «L-CODE» – каталог с идентификацией каждого структурно-тектонического элемента, с соблюдением принципа уникальности: кодируется необходимая информация для SQL-запросов.

Словари-справочники:

• «Index»— справочник, где, согласно принятому порядку значимости, каждому из критериев отводится определенный интервал информативности в балльной шкале. Входящим в их состав признакам присваивался информационный вес (балл) в пределах соответствующих интервалов шкалы;



Рис. 1. Блок-схема «База данных локальных структурно-тектонических элементов»

• «Туре»— справочник, содержащий различные специализированные признаки, такие как тектонические, вторичной минерализации, флюидоразрывные и др.;

- «Uch»- справочник, содержащий названия участков;
- «Аrea»- справочник, содержащий названия объектов;
- «Region»- справочник, содержащий названия алмазоносных районов.

Справочники позволяют значительно сэкономить время при добавлении новой информации в таблицу или форму, а также избежать ошибок при вводе данных вручную. Для поиска необходимой информации и распечатки отчетов создана дополнительная форма, обеспечивающая отбор скважин по объекту работ, участку и вывод выбранной информации на печать или в отдельные файлы формата XLS, DBF или TXT для дальнейшей обработки в других программах.

<u>Формы:</u>

«Главная кнопочная форма» включает в себя все основные блоки, используемые в разработанной базе данных, такие как «Фактографический», «Картографический», «Литологический» и «Исходные отчеты». Она загружается при открытии базы данных и предназначена для удобного доступа к основным формам.

«Фактографический блок» включает всю информацию по скважинам и является одним из основных. Он включает как первичные данные полевых исследований, так и результаты их преобразования (интерпретации). Информация в обязательном порядке имеет координатную привязку. В своей основе «Фактографический блок» представляет данные таблиц «Katalog–All», «L–CODE», «Index» и предназначен для наглядного просмотра и редактирования информации о структурно-минералогической обстановке (рис.2).

	Объект		Район Участок	1	
	Нижне-На	кынский	Средне-Мархинский Ханнинский	Ханнинский	
	Well_ID 462_388	№ лин	462 № скв 388 Координаты: Х Ү Z 7204172 498210 246]	
	Гл.скв 17	Гл. до Б	MZ 103		
	L_CODE Indi	ex text	описание		type 🔺
	1	5 a	Микросбросы		тектонические
	6	3 b	зеркала скольжения с субвертикальным расположением	борозд	тектонические
	8	1 c	послойные зонки брекчирования		тектонические
- 23	13	2 d	субвертикальные прожилки кальцита		вторичной минер
	14	2 e	субгоризонтальные прожилки кальцита		вторичной минер
-	15	1 f	кальцитовые друзы		вторичной минер
	16	2 j	проявления кальцитизации		вторичной минер
	17	12 h	проявления пиритизации		вторичной минер
	35	7 z	карст		вторичной минер
	31	12 w	прожилок пирита	1	вторичной минек ≚
заг	ись:	1		2	2
	Σtect	9			
	∑ fluid				

Рис. 2. Форма «Фактографический блок»

«Картографический блок» – основу этого блока составляет набор цифровых карт различного тематического содержания, полученных с использованием ГИС-технологий. Цифровая карта в векторном виде представляет собой набор тематических слоев, каждый объект которого может быть однозначно определен в заданном пространстве и обеспечен атрибутивной характеристикой, описывающей данный объект. Принятые технологии позволяют осуществлять широкий спектр преобразований цифровых карт различной тематики с подключением и формированием новых слоев, с использованием информации, размещенной в других блоках.

«Литологический блок» предназначен для организации и ведения информационной базы описательного характера. В зависимости от специфики хранимой информации единицей учета здесь является формализованный документ или информационный текст, которые могут иметь в своем содержании любые графические и табличные приложения. Физическая связь с элементами других блоков банка осуществляется через увязанную систему справочников, единый (общий) идентификатор, координатную (номенклатурную) или объектовую привязку.

Система запросов обеспечивает группирование скважин по каждому признаку: структурнотектоническому, флюидоразрывному, вторичной минерализации и т.д. Для построения структурных карт созданная система запросов также обеспечивает выбор и расчет индексов каждого признака [4].

Создание БД по материалам специализированных геологических работ в пределах Средне-Мархинского района позволяет оперативно и более качественно анализировать и обобщать большой объем фактического материала, накопленный за весь период изучения данного района методами спецкартирования. Постоянно поступающий поток информации требует поддержания БД в рабочем состоянии.

Одним из способов представления результатов, основанных на разработанной БД, является построение карт изолиний того или иного признака. В качестве программного обеспечения использовался ГИС-пакет ArcGIS 9 с модулями расширения 3D Analyst и Spatial Analyst.

Таким образом, подобный количественный анализ позволяет определить степень и непосредственно ширину влияния разломов на кимберлитовмещающие породы терригенного комплекса. Если на предлагаемой картографической основе отметить объекты, относящиеся к различным рудным формациям, то можно ставить вопрос о том, связано ли размещение этих объектов с полями вышеперечисленных признаков определенных направлений и густоты.

Использование полученных результатов дает также возможность скорректировать в целом структурнотектоническую модель месторождения. При этом становится реальным проведение оперативного прогноза в режиме мониторинга, учитывающего появление любой новой информации.

Список литературы

1. Игнатов П.А., Штейн Я.И., Бушков К.Ю. Отчет по теме: Выявление локальных палеоструктур, контролирующих положение кимберлитов Накынского поля, на основе изучения литологических особенностей раннепалеозойских вмещающих толщ. – М., 2002. – 82 с.

2. Игнатов П.А., Штейн Я.И. Признаки кимберлитоносности в раннепалеозойских осадочных породах Центральной Якутии // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов и других полезных ископаемых. – Мирный, 1998. – С. 263–264.

3. Игнатов П.А., Штейн Я.И., Бушков К.Ю. Отчет по теме: Изучение структур, распространенных в раннепалеозойских осадочных породах и контролирующих кимберлиты Накынского поля. – М., 2002. – С. 53

4. Шахурдина Н.К. Структура базы данных признаков скрытых нарушений, контролирующих кимберлиты Средне-Мархинского района // Мат-лы VII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 2. – М.: КДУ, 2005. – С. 198.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ «АЛМАЗНОЙ» ИСТОРИИ РОССИИ

Р.Н. Юзмухаметов

Социальный отдел АК «АЛРОСА», г. Мирный

«Алмазная» история России начинается с момента первой официальной находки алмаза на Урале в 1829 г. К началу прошлого века на Урале было найдено около 250 кристаллов алмазов и было достоверно известно 19 мест находок драгоценных камней. Но целенаправленных поисков алмазов тогда здесь не проводилось. Все находки были сделаны случайно, а предпринятые в конце XIX в. частные попытки наладить промышленную добычу алмазов на Урале не увенчались успехом. Правительство России, отечественные и иностранные предприниматели остались равнодушными к многочисленным сведениям о находках алмазов и высказываниям известных отечественных ученых о необходимости специальных поисков месторождений алмазов. Это было связано, с одной стороны, со специфичностью этого драгоценного камня, с другой – с тем, что почти все находки алмазов были сделаны в труднодоступных, удаленных от центральной части России районах, где отсутствовали необходимые условия для организации широкомасштабных поисков и добычи этого минерала. Кроме Урала, случайные единичные находки алмазов отмечались и в других районах Российской империи: в Архангельской губернии, Енисейском крае, на Кольском полуострове.

С началом первых пятилеток и развертыванием промышленного строительства в СССР интерес к отечественным алмазам заметно возрос в связи с необходимостью обеспечения отечественной промышленности алмазным сырьем. Применение алмазов ускоряло темпы развития новой техники, способствовало росту производства продукции при значительно меньших капитальных вложениях и, самое главное, влияло на повышение промышленного и оборонного потенциала страны.

В начале 1938 г. Экономический совет при Совете народных комиссаров (СНК) СССР вынес решение о форсировании работ по поискам алмазов на территории страны. На основании этого постановления и последующего приказа по Народному комиссариату тяжелой промышленности (НКТП) СССР при Комитете по делам геологии было создано Алмазное бюро, которому и поручили организацию поисков месторождений отечественных алмазов. С этого момента начинается новый этап в «алмазной» истории России – период организации поисковых работ на алмазы.

В результате целенаправленных поисковых работ к концу 30-х гг. ХХ в. советскими геологами был открыт ряд небогатых алмазоносных россыпей на Урале, что позволило поставить вопрос об их возможной промышленной эксплуатации. В эти же годы были разработаны методика и технология обогащения алмазоносных песков, подготовлены необходимые кадры геологов и обогатителей.

В конце 30-х гг. ХХ в. организатором поисков алмазов в СССР А.П. Буровым была выработана методика поиска месторождений алмазов, основанная на зарубежном опыте. Одновременно вилюйским краеведом П.Х. Староватовым был впервые поставлен перед геологическими организациями страны вопрос о поиске алмазов в среднем течении р. Вилюй. Но ни методика А.П. Бурова, ни заявки П.Х. Староватова не были своевременно взяты на вооружение советскими геологами-алмазниками. Из-за ареста известных геологов Д.И. Мушкетова и Н.М. Федоровского, побывавших в 1929 г. на южноафриканских алмазных рудниках и изучивших кимберлиты и трубки взрыва как наиболее вероятные коренные источники алмазов, опыт геолого-поисковых работ на алмазы за рубежом был отвергнут.

В конце 30-х – начале 40-х гг. прошлого века геологом Г.Г. Моором впервые было высказано предположение об алмазоносности севера Сибирской платформы, наличии здесь ультраосновных пород – кимберлитов и геологическом сходстве Южно-Африканской и Сибирской платформ. К такому же выводу в 1941 г. пришел и В.С. Соболев. Позднее прогноз алмазоносности Сибирской платформы рассматривался в исследованиях М.М. Одинцова и В.С. Трофимова.

После завершения Великой Отечественной войны и ухудшения отношений СССР с бывшими союзниками по антигитлеровской коалиции стало очевидным, что наша страна вновь оказалась перед «алмазной» проблемой, в частности обеспечения промышленности техническими алмазами. В течение Второй мировой войны, за период с октября 1941 г. по март 1946 г., Англия предоставила СССР в качестве военной помощи алмазов на сумму 1424 тыс. английских фунтов стерлингов. При ориентировочной цене 2 кар за один фунт количество предоставленных алмазов определяется примерно в 2800 тыс. кар, или 620 тыс. кар в год, что составляло около 5% расхода технических алмазов в США в военные годы. Но с началом «холодной войны» эта помощь прекратилась. Приобретать же алмазы по высоким ценам и за валюту, как в предвоенные годы, для СССР было трудно. Тогда же появилось опасение, что из-за ухудшения политической ситуации вероятна возможность резкого регулирования отпуска алмазов с целью разностороннего давления на Советский Союз и его новых восточноевропейских союзников. Объемы опытной добычи алмазов, которую производил в то время Теплогорский прииск треста «Уралалмаз», были действительно ничтожны. Данная ситуация не изменилась вплоть до середины 50-х гг. XX в. Так, например, в 1954 г. в СССР было израсходовано всего около 240 тыс. кар алмазов, что было примерно в 48 раз меньше, чем в США. Добытые в этом же году на Урале алмазы покрыли лишь 2,6% потребности в них народного хозяйства. Поэтому решение «алмазной» проблемы в СССР в послевоенные годы стало не только экономической, но и политической задачей.

В октябре 1946 г. на основании постановления Совета Министров СССР Уральская алмазная экспедиция была реорганизована в Третье геологическое управление Министерства по делам геологии. Перед новым управлением была поставлена задача поисков более богатых, чем уральские, месторождений алмазов на всей территории СССР. Третье геологическое управление значительно расширило поисково-разведочные работы на алмазы на Урале и организовало работы по поиску алмазов на р. Енисей, в Восточных Саянах, в бассейнах рр. Ангара и Подкаменная Тунгуска, на Кольском полуострове. Кроме того, территориальными геологическими управлениями Министерства геологии СССР были поставлены поисковые работы на алмазы на Дальнем Востоке, в Восточной и Западной Сибири, Казахстане, на Северном Кавказе и в Таджикской ССР. В связи с увеличением объемов работ поисковых и разведочных алмазных партий в послевоенные годы начали проводиться работы по их перевооружению, резко повысилась обеспеченность партий механизмами, обогатительной аппаратурой и транспортными средствами.

Изучение алмазоносности территории Якутии началось в бассейне верхнего течения р. Вилюй в 1948 г. Вилюйской партией Тунгусской (Амакинской) экспедиции (АмГРЭ), возглавляемой геологом Г.Х. Файнштейном. По итогам работ 1948 г. Г. Х. Файнштейн в качестве перспективного по алмазоносности выделил район западного крыла Сунтарской излучины в среднем течении р. Вилюй. В 1949 г. партия № 1 АмГРЭ провела геолого-съемочные работы, сопровождавшиеся крупнообъемным опробованием, в среднем течении р. Вилюй. В результате этих работ была обнаружена алмазоносная косовая россыпь «Соколиная» и таким образом открыт новый Вилюйский алмазоносный район.

Несмотря на то, что в 1948–1952 гг. работы по поиску алмазов в Якутии увенчались многочисленными находками, вопрос о первоисточниках алмаза оставался здесь открытым. С самого начала поисковых работ на Вилюе в качестве минералогических критериев перспективности бассейнов тех или иных рек многими геологами выдвигался тот же комплекс минералов, что и на Урале. Спутниками алмазов геологи считали все минералы, которые были обнаружены в россыпях вместе с алмазами. Следовательно, в связи с резким преобладанием в россыпях минералов, связанных с траппами, наиболее благоприятными для поиска алмазов считались районы, где широко развиты породы трапповой формации. Поэтому, например, интерес геологов вызывали в первую очередь левобережные притоки р. Вилюй, текущие в траппах. Кроме того, повсеместные находки алмазов не облегчали, а наоборот, затрудняли поиски коренных месторождений. Сплошная алмазоносность долин больших рек и их притоков ставила геологов в тупик – трудно было определить район, где должны были быть коренные месторождения.

Существенным недостатком работ по поиску алмазов в конце 40 – начале 50-х гг. ХХ в. в Западной Якутии было то, что все успехи здесь были достигнуты проспекторным, случайным методом, которым были вынуждены пользоваться геологи, не имевшие в то время определенной концепции поиска и поисковых признаков месторождений алмазов. Поисковые работы велись самым примитивным способом – от одной россыпи к другой, вверх и вниз по реке, основываясь на весьма туманных представлениях о перспективности района и участков. Разведка того или иного объекта начиналась без какого-нибудь ясного представления о том, какие результаты здесь будут получены. Перспективные участки выделялись по весьма условным и примитивным критериям. Если в первые годы работы такое положение оправдывалось неизученностью самой территории поисков и ее алмазоносности, то впоследствии это стало тормозить дальнейшие поиски алмазов в Якутии.

Необходимо отметить, что расхождение во мнениях отечественных геологов по проблемам алмазоносности имело вполне объяснимые причины, связанные, в первую очередь, с идеологической борьбой, развернувшейся в то время в нашей стране. Начавшаяся после окончания Великой Отечественной войны так называемая «холодная война» привела к тому, что учебники и книги, авторами которых были иностранные ученые, изымались, из публикуемых статей и монографий исключались ссылки на работы зарубежных исследователей, а само использование этих сведений считалось вредным. Страх быть обвиненным в каких-либо заимствованиях из зарубежных источников, а также репрессии среди геологов не могли не сказаться на принятии решений, касающихся направлений и проведения работ по поискам алмазов. Поэтому иностранный опыт поисков месторождений алмазов советскими геологами-алмазниками был отвергнут. В результате наши геологи были вынуждены базироваться преимущественно на отечественном опыте поисков алмазов, полученном в условиях Урала, и, как показала практика, имеющем ограниченное значение для других территорий нашей страны.

В конце 1953 г. начальник партии № 26 Центральной экспедиции Н.Н. Сарсадских вместе с молодым геологом Л.А. Попугаевой и А.А. Кухаренко сформулировали основные положения метода поиска коренных месторождений алмазов по минералам-спутникам (пиропам и пикроильменитам). В это же время геологи Н.А. Бобков и М.А. Гневушев в результате изучения морфологии якутских алмазов пришли к выводу, что, во-первых, их коренные источники расположены в пределах самой алмазной области Сибирской платформы, а не за ее пределами, во-вторых, на Сибирской платформе расположено несколько коренных источников алмазов. Одновременно статистическая обработка данных по находкам алмазов на р. Вилюй показала, что принос алмазов происходит из правых, а не из левых, как считали до этого, притоков Вилюя, а в частно-

сти из р. Малая Ботуобуя. Ярким подтверждением этой гипотезы стала находка в 1953 г. геологом Н.В. Кинд первого алмаза на р. Малая Ботуобуя.

Таким образом, к началу 1954 г. окончательно определились основные направления работ геологов по выявлению более богатых алмазных районов и решению вопроса коренного источника алмазов. Открытие новых алмазоносных районов – Далдынского и Мало-Ботуобинского, метода пироповой съемки и итоги изучения морфологии вилюйских алмазов позволили сотрудникам Амакинской и других экспедиций непосредственно приступить к поиску коренных месторождений алмазов в Якутии.

История открытия первого коренного месторождения алмазов в России – трубки Зарница является наглядным примером межведомственной борьбы геологических организаций за право называться первооткрывателями якутских алмазов. В связи с вынужденным переходом первооткрывательницы трубки Зарница Л.А. Попугаевой осенью 1954 г. в Амакинскую экспедицию долгие годы приоритет открытия алмазоносных пород на территории Сибирской платформы принадлежал АмГРЭ – организации, фактически не имевшей на это никаких законных прав. Вместе с тем это открытие поставило последнюю точку в многолетнем споре геологов-алмазников о наличии алмазоносных кимберлитов в пределах Сибирской платформы вообще и в бассейне Вилюя в частности.

Открытие первых коренных месторождений алмазов в Якутии и создание на их базе алмазодобывающей промышленности являются одним из примеров положительного влияния на экономику страны планового централизованного хозяйства. Только в СССР в те годы были возможны выделение крупных сумм и проведение широкомасштабных работ по поиску месторождений алмазов, которые, несмотря на длительное отсутствие положительных результатов, увеличивались год от года и в конечном итоге дали блестящий результат.

Большой вклад в открытие месторождений алмазов в Якутии внесли не только геологи специализированных геологоразведочных экспедиций и институтов, но и местные органы власти, население районов Якутии, где в конце 40-х – начале 50-х гг. были организованы поисковые работы на алмазы. Без их большой помощи и активной поддержки этих работ трудно представить открытие коренных месторождений алмазов в Якутии.

Геолого-поисковые работы на алмазы в Западной Якутии сопровождались как положительными, так и отрицательными моментами. В связи с работами АмГРЭ началось экономическое освоение Западной Якутии, в то же время деятельность геологов наносила немалый вред окружающей среде. Необходимо отметить, что организация поисковых работ на алмазы в Якутии была связана не только с привлечением к этим работам местного населения – формированием национальных рабочих и геологических кадров, но и значительными изменениями в жизни коренного населения Западной Якутии, которое получило возможность более тесного соприкосновения с техническими, культурными, социальными и бытовыми достижениями советского общества тех лет.

С середины 50-х гг. прошлого столетия геологоразведчиками-алмазниками наряду со шлиховым опробованием стали шире применяться геофизические методы: аэромагнитная съемка, наземная магнитная съемка для оконтуривания магнитных аномалий над кимберлитовыми трубками, гравиметрия, электроразведка. Новые методы выявления коренных месторождений алмазов не по мелким минералам, далеко разносимым от мест их образования, а путем поисков крупных геологических тел и последующего опробованиия их на алмазы оказался довольно эффективным. Таким образом, у геологов-алмазников наряду с пироповым методом поисков коренных месторождений алмазов появился принципиально другой геофизический метод – магнитный. С его внедрением была совершена научно-техническая революция в методике поисков алмазов. С тех пор шлихоминералогический и магнитный методы стали основными в поисках алмазов, удачно дополняя друг друга, повышая общую эффективность и надежность поисков. С 1956 г. для поисков кимберлитов стала применяться еще более высокопроизводительная и относительно дешевая аэромагнитная съемка.

Во второй половине 50-х гг. ХХ в. коллектив Амакинской экспедиции, окрыленный предыдущими успехами, начал расширять территорию своей деятельности, устремляясь все дальше на север. В 1956 г. геологами АмГРЭ было открыто Верхне-Мунское кимберлитовое поле. Параллельно с Амакинской экспедицией поисками месторождений алмазов на севере Западной Якутии во второй половине 50-х гг. прошлого века продолжали заниматься и геологи Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА). В 1956 г. сотрудниками НИИГА был открыт новый алмазоносный район в среднем течении р. Оленек. С 1956 г. к поискам алмазов на Сибирской платформе присоединилась Вилюйская аэрогеологическая экспедиция (ВАГЭ) Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ). Организованные впоследствии ВАГЭ геолого-съемочные и поисковые работы в Приленье привели к открытию нового Мерчимденского кимберлитового поля и нового Приленского алмазоносного района.

В 1957 г. в Государственной комиссии по запасам (ГКЗ) СССР геологами АмГРЭ были защищены запасы алмазов трубки Мир, россыпей лога Хабардина и р. Ирелях, в 1960 г. – запасы верхних горизонтов трубки Удачная. Таким образом, минерально-сырьевая база алмазодобывающей промышленности в СССР была окончательно сформирована, что позволило приступить к строительству в Западной Якутии поселков и городов, горнодобывающих предприятий, которые на многие годы были обеспечены сырьем. К концу 1958 г. АмГРЭ было открыто и разведано в Западной Якутии более 1 млрд. т бурых углей, около 2 млн. м³ кирпичных глин, свыше 900 тыс. м³ песчано-гравийных материалов, 11 млн. м³ строительного камня. Появились реальные возможности для создания в зоне деятельности первых алмазодобывающих предприятий Якутии объектов стройиндустрий, энергетики, прокладки дорог и т.д.

В целях координации геологоразведочных работ на алмазы, проводимых Якутским геологическим управлением и Якутским Совнархозом, в 1959 г. на базе нескольких партий АмГРЭ была создана Ботуобинская комплексная геологоразведочная экспедиция (БКГРЭ - БГРЭ). Почти одновременно в состав новой экспедиции была включена и Вилюйская экспедиция Якутского Совнархоза.

В конце 50-х – начале 60-х гг. прошлого века произошел своего рода естественный «раздел сферы влияния» в алмазной геологии между научно-исследовательскими и производственными геологическими организациями страны. ЦНИГРИ возглавил направление по разработке методик поисков, разведки и подсчетов запасов месторождений алмазов, ВСЕГЕИ – региональные геолого-съемочные исследования, НИИ-ГА – изучение северной и северо-восточной окраин Сибирской платформы, институты СО АН СССР (гг. Новосибирск, Иркутск, Якутск) и другие многочисленные творческие коллективы вузов и НИИ – изучение вещественного состава кимберлитовых тел, условий их образования и становления, закономерностей пространственного размещения, решения частных задач прогноза и методов поисков алмазных месторождений. Для научного обеспечения алмазопоисковых работ в Западной Якутии в 1968 г. в г. Мирный создается Алмазная лаборатория ЦНИГРИ, с 1982 по 1988 г. – Якутский отдел комплексных исследований ЦНИГРИ, с 1988 г. – Якутский филиал ЦНИГРИ, затем – Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (ЯНИГП) ЦНИГРИ. Все эти исследования координировались и объединялись во многие целевые программы, посвященные определенным проблемам алмазной геологии. Главными координаторами работ выступали Министерство геологии СССР, АН СССР и Якутское территориальное геологическое управление. Итоги выполненных работ подводились на регулярных всесоюзных алмазных совещаниях, где также формулировались новые проблемы и акцентировалось внимание на необходимости первоочередного решения тех или иных задач алмазопоисковой геологии.

К середине 60-х гг. ХХ в. в основном закончился этап алмазопоисковых работ, когда поиски месторождений велись в пределах открытых, т.е. наиболее доступных для изучения сравнительно простыми методами районов. Перспективы открытия новых значительных алмазных месторождений уменьшились, и в дальнейшем поисковые работы постепенно смещаются на «закрытые» площади, где кимберлиты погребены под мощной толщей осадочных пород и магматических пород трапповой формации. Поиски кимберлитовых трубок в таких условиях потребовали значительных изменений в методике работ: комплексного применения геолого-геофизических методов, значительных объемов буровых работ, привлечения научных организаций, разработки оптимального комплекса методов для поисковых обстановок различной сложности.

Несмотря на то, что объемы работ, выполняемых в 70-е гг. ХХ в. АмГРЭ и БГРЭ, ежегодно увеличивались на 20-25%, прироста запасов за счет вновь открываемых месторождений не происходило. План прироста запасов выполнялся только за счет доразведки ранее открытых месторождений. Все это подтолкнуло Министерство геологии СССР с разрешения Совета Министров СССР создать в конце 70-х гг. ХХ в. в районе г. Мирного новые дополнительные геологоразведочные и геофизические экспедиции. Но эффективность поисков месторождений алмазов не увеличилась даже после проведенных в 1978-1980 гг. реорганизаций, когда были организованы самостоятельные Иреляхская геофизическая, Мирнинская, Айхальская и Чернышевская геологоразведочные экспедиции. Хотя в эти же годы произошло значительное увеличение государственных ассигнований по отрасли «алмазы», вызвавшее соответствующее увеличение объемов геологических и геофизических работ. Неоднократные решения о простом увеличении объемов бурения не приводили к успеху. Кроме того, большой вред приносила неточность прогнозирования – выбранные для поисков участки нередко оказывались безрудными. В тематических партиях и камеральных группах сказывалась нехватка высококвалифицированных кадров, которая приводила к отставанию интерпретации и осмысления полученных в ходе полевых работ материалов. Таким образом, 70-е – 80-е гг. прошлого века прошли для геологоразведочных экспедиций, работающих на алмазы, под градом критики и обвинений в неэффективности геологоразведочных работ. Вышестоящие инстанции требовали от них открытия новых коренных месторождений алмазов в первую очередь в районе Мирного, затем и Удачного. Но эти требования геологами так и не выполнены до сих пор.

80-е гг. прошлого века ознаменовались открытием в России новой Архангельской алмазоносной провинции. История открытия Архангельской алмазоносной провинции – это, прежде всего, результат комплексного применения шлихоминералогического метода поисков на стадии прогнозирования и заверки локальных магнитных аномалий трубочного типа при проведении поисковых работ. Из-за почти полной «закрытости» территории основным методом поисков в регионе явилась аэромагнитная съемка с детализацией и разбраковкой выделенных локальных магнитных аномалии на земле и последующей заверкой их бурением.

В 1991 г. после ликвидации производственного геологического объединения ПГО «Якутскгеология» с образованием Госкомгеологии Республики Саха (Якутия) Ботуобинская, Амакинская и Чернышевская геологоразведочные экспедиции приобрели статус самостоятельных государственных геологоразведочных предприятий. Конференции трудовых коллективов названных организаций приняли единодушные решения о добровольном вхождении в состав ПНО «Якуталмаз». Эти своевременные решения имели судьбоносное значение. Амакинская, Ботуобинская и вошедшая в их состав Чернышевская ГРЭ, работая в составе производственно-научного объединения «Якуталмаз», чуть позднее – АК «АЛРОСА» (ЗАО), сумели сохранить в

период распада СССР и советской плановой экономики объёмы работ и основные кадры высококвалифицированных высокопрофессиональных специалистов. В свою очередь, АК «АЛРОСА» получила цельные работоспособные геологоразведочные предприятия, которые в последующем решили задачу расширения минерально-сырьевой базы алмазодобывающей промышленности.

В конце прошлого века активизировались поиски алмазов и в других регионах России, что было связано с децентрализацией отечественной геологоразведочной службы, открытием ранее закрытых геологических фондов по теме «алмазы», стремлением региональных геологических служб привлечь инвестиции, прикрываясь теми или иными прогнозными данными о наличии на их территории месторождений алмазов.

Необходимо заметить, что до настоящего времени остается немало сложных вопросов, связанных с оценкой перспектив алмазоносности отдельных районов, в том числе из-за отсутствия надежных локальных критериев обнаружения коренных первоисточников алмазов. Тем не менее накопленный на сегодня в нашей стране опыт региональных и специализированных исследований, новые технологии дают возможность надеяться, что продолжение работ по проблеме алмазоносности с использованием имеющегося научного потенциала и при поддержке заинтересованных государственных организаций и акционерных компаний может обеспечить решение этих вопросов и привести к открытию новых перспективных районов и новых месторождений алмазов.

С середины 90-х гг. прошлого века в нашей стране происходило постепенное наращивание минерально-сырьевой базы для обеспечения стабильной работы отечественной алмазодобывающей промышленности. Благодаря принятой и успешно реализуемой в АК «АЛРОСА» программе развития геологоразведочного комплекса, который на сегодня является бесспорным лидером в алмазной геологии России, были открыты и разведаны новые коренные месторождения алмазов, выявлены перспективные в отношении алмазоносности районы как в Западной Якутии, так и в других регионах страны.

За более чем полувековую историю алмазопоисковых работ в России было выявлено и опробовано более 1000 кимберлитовых трубок. Перспективы обнаружения новых месторождений алмазов на территории Восточной Сибири, Северо-Запада России остаются до сих пор весьма высокими. Обоснованность этого прогноза подтверждают ежегодные открытия кимберлитовых тел в Якутской и Архангельской алмазоносных провинциях.

«PROBLEMS OF FORECASTING AND PROSPECTING OF DIAMOND DEPOSITS ON CLOSED TERRITORIES»

1. PROBLEMS OF KIMBERLITE- AND DIAMOND FORMATION, PLATFORM MAGMATISM EVOLUTION – NEW OPINIONS AND FACTS

Anfilogov V.N. PROBLEMS OF KIMBERLITES' AND KIMBERLITE DIAMONDS' GENESIS. Modern conceptions about genesis of kimberlites and kimberlite diamonds base on three postulates: 1 - diamondiferous kimberlites are located within cratons with Archean crust; 2 - kimberlite diamonds were formed under P-T conditions of diamond competence; 3 - kimberlites were formed at 150 - 200 km depth and are most deep-seated of all known magmatic rocks. The second postulate assumes that diamonds in continental lithosphere preserve stable for 3,5 Ga and the temperature at 150 km depth does not exceed 1300° C within this time. Integration of diamondiferous provinces with provinces of trappean magmatism contradicts flatly to this postulate. Composition analysis of the minerals included in the crystals of diamonds testifies that inclusions in central zones of the diamonds have meteorite and impact nature, and inclusions in intermediate and peripheral zones do not have mantle nature. Composition of fluidized inclusions allows to state that kimberlites and kimberlite diamonds were formed at the foot of the cratons crust with active participation of carbonates, and germs of diamonds were formed during the process of disastrous meteorite bombardment of the Earth in 4,0 - 3,5 Ga period.

Baryshev A.N. PERIODICITY OF DIAMONDIFEROUS SYSTEMS' ALLOCATION AS CRITE-RION OF THEIR FORECAST ON CLOSED TERRITORIES. Regularities of periodic allocation of diamondiferous super-regions (minerogenic areas with most prospective fields) along the strike of mineragenic belts and zones, as well as clusters of kimberlite pipes in definite distances, are considered. Realization of gravitational instability of deep-seated aggregations in the form of waves is the reason of these.

Ivanov V.M. GEODYNAMIC FORMATION ASPECTS OF DIAMONDIFEROUS AND POTEN-TIALLY DIAMONDIFEROUS ROCKS OF THE SIBERIAN PLATFORM'S NORTH-EAST. Geodynamic formation aspects of diamondiferous and potentially diamondiferous rocks of the Siberian platform's north-east are considered from the point of view of mantle plume conception. Formation of these rocks is related with origination of magmatic centers on upper parts of mantle diapers at the stages of tectonic-magmatic activation of the platform. They represent self-organizing tectonic-magmatic systems with inherent only to them ore-magmatic specialization. Intermediate prospecting targets at the stage of regional works have been distinguished.

Kostrovitsky S.I. PETROCHEMICAL AND GEOCHEMICAL KIMBERLITE TYPES OF YA-KUTIAN PROVINCE, THEIR DIAMONDIFEROUSNESS. Generalization of literary and new data made it possible to define that several petrochemical and geochemical types of kimberlites, origination of which is related with various mantle sources, developed within the platform. The basis of petrochemical kimberlite typification is constituted by steady differences of their compositions in magnesia content, the content of such indicative oxides as FeO_{total}, TiO₂, K₂O. Distinguished geochemical types of kimberlites differ from each other by level of incoherent elements' concentration and their correlations as well. Their independence from chemical composition of rocks is the most important feature of distribution of isotopic and trace element compositions (in incoherent elements).

Rakin V.I. CRYSTALLOMORPHOLOGY OF ROUNDED DIAMONDS. DESCRIPTION AND STATISTICS. Description of curvilinear diamond surfaces by surface of the second order – triaxial ellipsoid, is given. Logarithmically normal law of ellipsoid parameters' distribution for a selection of diamonds, both of one genesis and for the diamondiferous province on the whole, is established. "Phase" diagram of Ural type diamond shape is suggested for application. Specific features of regeneration relief on crystals of diamond and conditions of its formation are described. Duration criterion of diamond dissolution process in high-parametrical conditions is proposed.

Rozen O.M., Manakov A.V., Gorev N.I., Zintchouk N.N. KIMBERLITES, ULTRABASIC ALKA-LINE COMPLEXES WITH CARBONATITES AND TRAPS – DIFFERENT FORMS OF PLUME MAG-MATISM ON THE SIBERIAN CRATON Spatial-time correlations of kimberlites and other plume magmas on the Siberian craton are characterized. Fundamentals of understanding linear arrangement, periodicity of occurrence and position of kimberlites in mantle plume are analyzed. Some sites are revealed which could be useful for prospecting orientation of primary sources of diamonds within the Siberian craton.

Spetsius Z.V. MANTLE XENOLITHS SOURCE OF DIAMONDS AND KEY TO THEIR ORIGIN The article considers the results on investigation of diamonds in kimberlites, specific features of diamond occurrence in xenoliths are discussed, multistage character of diamond formation process in the mantle is substantiated and thesis about possible secondary growth of a part of diamonds in eclogites is offered, as well as possible role of sulphide melt in natural diamond formation process is shown. Taking into account natural facts and experimental data a model of diamond genesis in the mantle is proposed according to which their growth is possible only in a set of favorable conditions and final diamondiferousness of kimberlites is determined both by initial parameters in the mantle and conditions of kimberlite pipes' formation.

Ustinov V.N. EVOLUTION MODEL OF A MIDDLE-PALEOZOIC KIMBERLITE FIELD IN LATE-PALEOZOIC. Evolution model of a Middle-Paleozoic kimberlite field in Late-Paleozoic has been devel-

oped in the result of complex research of terrigenous collectors on territories of industrial diamondiferous regions located on slopes of Tungusskaya and Mezenskaya syneclises. The proposed model characterizes the most general regularities of structure and development of ancient relief, facial situations of correlative terrigenous collectors' formation, wash-out specific features of primary sources and formation conditions of dispersion haloes of kimberlite indicator minerals.

2. GEOLOGY, MAGMATISM, DEEP-SEATED AND STRUCTURAL-TECTONIC STRUCTURE OF DIAMONDIFEROUS AND DIAMOND-PROSPECTIVE REGIONS

Bessmertny S.F., Pospeyeva Y.V., Ovchinnikova O.I. STUDYING SPECIFIC FEATURES OF DALDYN-ALAKIT DIAMONDIFEROUS REGION CONSOLIDATED CRUST STRUCTURE ACCORD-ING TO REGIONAL SEISMICS DATA BY CMP METHOD AND ELECTRICAL PROSPECTING BY MT SOUNDING Regional seismic exploration by CMP method and electrical prospecting works by MT sounding method were carried out with the goal of studying specific features of the Earth's crust structure within known kimberlite fields of Daldyn-Alakit diamondiferous region. By the analysis results of kinematic and dynamic parameters of wave images, constructed during processing of seismic materials, contrast subvertical trans-crust anomalies of the field of reflected-dispersed waves were distinguished in the regions of the studied targets. According to MT sounding conducting subvertical inhomogeneities are mapped on the background of resistive structure under kimberlite fields of the considered region. The distinguished trans-crust anomalies and conducting inhomogeneities are identified with subvertical deep-seated kimberlite-forming systems of heterogeneous type. Specified features of the Earth's crust dynamic development, related with kimberlite-forming systems and mapped by seismic and electrical prospecting methods, can be referred to stable forecasting-prospecting indications kimberlite magmatism occurrence revelation in formations of the platform cover.

Bogatikov O.A., Kononova V.A. POTENTIALLY DIAMONDIFEROUS MAGMATISM OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM (BY THE RESULTS OF PETROLOGIC-GEOCHEMICAL ANALYSIS) Potentially diamondiferous magmatism of the EEP is represented by two types of kimberlites: low-titaniferous (TiO_2 <1 mass %, pipes of Zolotitsky field) and moderate-titaniferous (TiO_2 1-3 mass %, V. Grib pipe). These kimberlites are of Devonian age (360-380 Ma) and have a number of indicator petrologic-geochemical characteristics, including: depletion of Th, U, Nb; offset of Pb isotopic composition from mantle values towards upper and lower crust; stably low content of HREE; high degree of decarbonatization. All these features allow admitting the influence of subduction matter of crust on composition of the kimberlites.

Kargin A.V., Golubeva Y.Y., Kononova V.A. SPATIAL DISTRIBUTION REGULARITIES OF KIM-BERLITE MATERIAL CHARACTERISTICS OF DALDYN-ALAKIT REGION (YAKUTIA) Regularities of petrochemical and geochemical characteristics' distribution in mineragenetic taxons (pipe, cluster of pipes, field) of kimberlite magmatism were revealed. The most informative elements for recognition of taxons are TiO₂, Al₂O₃, MgO, MnO, P₂O₅, Cr, Co, Ni, Y, REE and especially (La/Yb)_N ratio. The obtained data can be used when decoding internal structure of kimberlite fields.

Larchenko V.A., Minchenko G.V., Sablukov S.M., Nosova A.A., Gunin A.P. NEW KIMBERLITE BODIES OF ZIMNIY BEREG Initial research data on material composition, petrography, and geochemistry of the rocks of new kimberlite bodies of Zimneberezhny diamondiferous region, discovered in 2005-2007, are given on the basis of carried out investigations' analysis.

Liskovaya L.V., Rotman A.Y., Bogush I.N., Danilova O.V. DISTRIBUTION AND SOME PROPER-TIES OF PREDOMINANT MINERALS OF THE BASIC MASS OF KIMBERLITES AND KIMBERLITE-LIKE ROCKS Specific features of distribution of phlogopite, serpentine, dolomite, and calcite in the basic mass of various type kimberlite rocks of Western Yakutia and kimberlite-like rocks of other territories have been studied. Calcite-serpentine and phlogopite-calcite-serpentine associations are general for porphyric kimberlites, and serpentine-calcite association - for autolithic kimberlite breccias. The tendency to increasing the quantity of calciteserpentine associations in porphyric kimberlites of the pipes of more northern kimberlite profiles has been established. Calcite-serpentine associations more frequently occur in porphyric kimberlites of less productive primary bodies, and serpentine-calcite associations - in autolithic kimberlite breccias, and average content of phlogopite decreases in phlogopite-calcite-serpentine association as well. In contrast to kimberlites of Western Yakutia typical of porphyric kimberlites calcite-serpentine associations are absent in kimberlite-like rocks of Birigindinsky kimberlite field (Pri-Anabariye), and the majority of typical of all types of kimberlite rocks associations – in kimberlite-like rocks of the north-west of Russian European part. Serpentine minerals in the latter ones are represented by mixture of structurally disordered antigorites of different chemical composition with a lack of constitutional water. The content of constitutional water, which is higher in hydrothermal individuals and lower than stochiometric in autometamorphic ones, has been determined for serpentines of various genesis. Extremely low heat of CaCO₃ dissociation at high temperature of endoeffect, possibly specified by magmatic origin of calcite, is the specific feature of calcites from porphyric kimberlites of pipe Udachnaya-Vostochnaya.

Makushin A.A., Kazakov I.I. ALKALINE DIAMONDIFEROUS MAGMATISM OF THE URALS Primary diamondiferousness of early-rift lamproites of Mashakskian series ($R_{1-2}m\hat{s}$) and lamprophyres (minettes) – of Yandykskian dyke complex (V-PZ₁), was established in southern segment system of Urals peri-craton sagging (Ar(Ar-Pt₁) by works in the period of 2002-2007. Correlation of alkaline complexes of Southern-Urals region (sheet N-40) with its Middle-Urals (sheet O-40) and Northern-Urals (sheet P-40) analogs has been carried out. Mineragenetic forecast criteria of alkaline diamondiferous magmatism (R, V-PZ₁, MZ-KZ) have been proposed.

Mikoev I.I., Zagainiy A.K. FEATURES OF DEEP STRUCTURE AND STRUCTURAL-TECTONIC DISTRIBUTION FACTORS OF DIAMOND-BEARING IGNEOUS ROCKS POSITION OF NORTH-ONEGOZERSKYI KIMBERLITE REGION. North-Onegozerskyi kimberlite region distinguished as a result of investigations of diamond prospectivity of northeastern slope of the Baltic Shield. Region is confined to the separate crystal blocks characterized by the complex of elements of deep structure, structural and tectonic factors typical for known kimberlite regions of East European end Siberian diamond provinces.

Pystin A.M., Makhlayev L.V., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S. POTENTIALLY DIAMONDIFER-OUS MAGMATIC COMPLEXES AND TERRIGENOUS DIAMONDIFEROUS DEPOSITS OF MIDDLE TIMAN Real prospectives of revealing deposits related with Late-Riphean - Vendian kimberlite-like rocks and Devonian terrigenous sediments exist in Middle Timan. The main prospects of discovering primary diamond sources are related with the region of Chetlass Kamen'.

Rozen O.M., Zintchouk N.N., Manakov A.V., Rotman A.Y., Serenko V.P., Spetsius Z.V. YAKUTIAN KIMBERLITE PROVINCE - INHERITED FRAGMENT OF COLUMBIA SUPERCONTINENT (2.0-1.3 Ga) Yakutian kimberlite province occupies the greater part of Paleo-Proterozoic Anabar collision system in northeast of Siberian craton. This system consists of granulite-gneissic and granite-greenstone terrains forming Anabar and Olenek tectonic provinces. Samples of crust inclusions in kimberlites and borehole core samples from 2-4 km depth, including mainly granulite metamafites, were studied there. 105 isotopic analyses by Sm-Nd and Rb-Sr methods were performed on mineral and bulk composition, partially confirmed by U-Pb method on zircons. It was indicated that collision of terrains, their accretion, heating and metamorphism in Anabar system took place during 2.2-1.6 Ga interval and cooling lasted down to 1.35 Ga ago. Judging by the received datings occurring during this time amalgamation of microcontinents into Columbia supercontinent structure (2.0-1.3 Ga), accompanied by continuous compression, lasted 0.6 Ga. Such duration is comparable in time with accumulation of covers on ancient platforms in Phanerozoic period and points to high stability of early supercontinets' crust and supercontinent Columbia, in particular. Siberian craton, together with Yakutian kimberlite province, turns out to be a relic fragment of Columbia supercontinent. Taking into account the fact that lithosphere keel of Yakutian kimberlite province is dated as 3.5 and 2.9 Ga by age of diamonds, one can suppose that crust fragments together with fragments of keels took part in the supercontinent accretion.

Sablukov S.M., Sablukova L.I., Stegnitsky Y.B., Banzeruk V.I. LITHOSPHERE MANTLE OF NA-KYN KIMBERLITE FIELD (YAKUTIA) ACCORDING TO RESEARCH DATA ON MANTLE XENO-LITHS OF PIPE NYURBINSKAYA Mantle xenoliths occur in rocks of all intrusion phases of pipe Nyurbinskaya in significant quantity and are from 2-5 cm to 21 cm in size. More than 240 nodules were studied altogether. Various garnet peridotites and clinopyroxenites prevail, as well as chrome-spinel peridotites, less frequently spinel peridotites and eclogites of group A and B occur. Rare megacrysts of orange titaniferous association garnet as well as macrocrysts of orange and red garnet of eclogite paragenesis are noted. Mantle xenoliths have granular structure. Broken down peridotites are practically absent, while banded (stratified) rocks and rocks with nonequilibrium mineral parageneses are sufficiently widely distributed. Approximately 10% of xenoliths of garnet peridotites and clinopyroxenites contain picroilmenite, composition of which is unusual and not typical of ilmenites from kimberlites. Clinopyroxene also has unusual composition. Character of TP parameters' alteration of the studied nodules' formation corresponds to conductive geotherm 40 mW/m². Kimberlite pipes of Nakyn field are probably more ancient in age than other diamondiferous kimberlite pipes of Yakutia and by their geochemical and mineralogical composition originality possibly reflect earlier state of lithosphere mantle, more protomorphic, not subjected yet to such intensive ferro-titaniferous mantle metasomatism under the influence of Late Devonian asthenosphere diapir (mantle plume), as mantle substrate of younger kimberlites of Malo-Botuobinsky, Daldyn-Alakit and Verkhne-Munsky regions. Analogous alteration of chemical composition (sharp increase of Ti and Fe content and decrease of Al content) is typical of younger post-kimberlite basic rocks of pipe Nyurbinskaya, as well, with respect to more ancient Pre-Cambrian basic rocks of this pipe.

Smelov A.P., Zaitsev A.I., Oleynikov O.B. THE FIRST SM-ND AND RB-SR ISOTOPIC DATA ON XENOLITHS OF METAMORPHIZED ALKALINE BASIC AND ULTRABASIC ROCKS FROM KIM-BERLITES OF WESTERN-UKUKIT FIELD Xenoliths of metamorphized alkali-ultrabasic and basic rocks from kimberlites of Western Ukukit field are first studied. Normative mineral and chemical compositions of xenoliths indicate that the rocks were originally represented by micaceous lamprophyres metamorphized at P-T parameters corresponding to the stability field of jadeite-omphacite in basic rocks. Nd isotopy showed that the lamprophyre melt was separated from mantle source at 700 – 960 Ma interval, while Rb-Sr isochrone estimated the age of metamorphic alterations completion as 503 Ma. It is established that the fact that lamprophyre magmatism manifested itself in Neoproterozoic may be indicative of possible manifestations of both the kimberlite and the lamproite magmatism during this period in the crust evolution of the North Asian Craton. The data obtained support the hypothesis about possible Precambrian age of primary sources of diamonds for some placer deposits of Lena-Anabar diamondiferous sub-province.

Stogniy G.A., Stogniy V.V. DENSITY AND MAGNETIC HETEROGENEITIES OF YAKUTIAN KIMBERLITE PROVINCE LITHOSPHERE Typification of different-frequency gravitation and magnetic

anomalies of the north-east of the Siberian platform is performed. The results are used in the basis of the developed structure map of crystalline basement of Yakutian kimberlite province as the totality of Archean cratons and Proterozoic mobile belts.

Tretyachenko V.V. LITHOLOGIC-FACIAL CHARACTERISTICS AND PALEGEOGRAPHICAL CONDITIONS OF FORMATION OF EARLY-CARBONIFEROUS INTERMEDIATE COLLECTORS OF ZIMNEBEREZHNY DIAMONDIFEROUS REGION The main features of structure and lithologic-facial characteristics of Early-Carboniferous terrigenous deposits of Zimneberezhny diamondiferous region are given with allocation of Upper-Visean, Upper-Visean - Lower-Serpukhovian and Lower-Late-Serpukhovian lithologic-facial complexes. Basing on the obtained data specific features of paleo-relief and analysis of facial situations paleogeographical tracing of Late-Visean and Lower-Late-Serpukhovian (Early-Urzugskian) time of Early-Carboniferous period was performed. Taking into account the character of distribution of distinguished lithologic-facial complexes the main features of structural-facial zonality of Lower-Middle-Carboniferous deposits for South-Eastern Belomoriye on the whole, as well as their location with respect to distinguished zones, kimberlite fields and convergent rocks were shown.

Ustinov V.N., Antashchuk M.G., Oshchurkova M.V., Tretyachenko V.V. LITHOLOGY AND STRATIGRAPHY OF LATE-PALEOZOIC TERRIGENOUS COLLECTORS OF ZIMNEBEREZHNY REGION IN CONNECTION WITH PROSPECTING OF BURRIED DIAMOND DEPOSITS Basing on complex research of Late-Paleozoic terrigenous diamond collectors' sections of Zimneberezhny region the scheme of split up lithologic-stratigraphy dismemberment of Middle-Carboniferous deposits has been developed. Cyclites of I-III orders, which are characterized according to palynology, have been distinguished and traced on the area within integrated Urzugskian and Voyerechenskian suites of Moscow stage Kashirskian stratum of Middle Carboniferous period. Three levels (U1-1, U2-1, and U2-2) of dispersion haloes' formation of kimberlite indicator minerals have been distinguished in the section of Middle-Carboniferous collectors with application of the proposed scheme of lithologic-stratigraphy dismemberment.

Shadenkov Y.M., Lukiyanova L.I. PETROGENETIC SPECIFIC FEATURES OF KIMBERLITES-LAMPROITES SERIES OF KOSTOMUKSHA The article is devoted to studying Kostomuksha genetic kimberlite and lamproite relations. It is indicated that kimberlites and lamproites are composed by rock-forming minerals of similar compositions. Their petrochemical and geochemical characteristics are also similar. Conclusion is made that kimberlites and lamproites of Kostomuksha were formed in the result of mantle peridotites melting at different depth levels and subsequent blending of smeltings in the course of ascent to the surface.

3. GEOLOGICAL-PETROGRAPHIC AND MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF DIAMOND DEPOSITS

Antonova T.A., Nikulin I.I. INFOMATIVITY OF OPTICAL-SPECTROGRAF PROPERTIES OF GARNETS OF DIFFERENT ROCK TYPES OF NAKIN KIMBERLITE FIELD Owing to broad development of prospecting-exploration works on the area of the Nakyn field in Sredne-Markhinsky diamondiferous region questions about revealing new criteria for prospecting of primary sources of diamonds arise. It is very important to specify which particular known kimberlite body the finds of diamond accessory minerals are referred to. Additional types of data will allow perform comparison (correlation) of various sources garnets. One highly perspective and effective method of studying garnets – optical spectroscopy of absorption, is used. Determined by this coloring, numerically expressed via colorimetric parameters (λ_k and p_c), can be used as indicator of physical-chemical conditions of mineral-formation environment. Proposed by Matsyuk S.S. method, allowing determination of paragenic characteristic of garnets from kimberlites according to transmission spectra in visible area, was used for measuring and description of the garnets' colour.

Bogush I.N., Pomazansky B.S., Koval'chuk O.Y., Vasiliev Y.A. STRUCTURAL FEATURES OF NATURAL DIAMONDS WITH VARIOUS FACET MORPHOLOGY FROM SOME DEPOSITS OF YA-KUTIA Investigation results by method of IR-spectroscopy of diamonds of definite habit and structure of facets from primary deposits of various geological-geographic location on the Siberian platform are given. It has been revealed that crystallomorphological features of diamonds were closely related with general content of impurity nitrogen, and analogous in external morphology diamonds from kimberlite pipes Mir, International, Nyurbinskaya, Botuobinskaya, Deimos and Zapolyarnaya register close values of this parameter at this. It is shown that opticalspectroscopic distinctions of diamonds with definite structure of facets from different diamondiferous targets are determined first of all by degree of nitrogen impurity aggregation, content of lamellar formations and their size. The investigation results indicate that formation of *B1* and *B2* defects took place both when annealing during the growth of crystals and during transportation of diamonds to the Earth's surface.

Garanin V.K., Verichev Y.M., Garanin K.V., Golovin N.N., Palazhchenko O.V. DIAMOND FROM DEPOSITS OF ARKHANGEL'SK KIMBERLITE PROVINCE The main results of original comprehensive research of diamonds from M.V. Lomonosov and V. Grib deposits, Arkhangelsk Diamondiferous Province (ADP), are considered. It was shown the ratios of habit forms are heterogeneous for different pipes. High concentration of octahedrons is observed in V. Grib pipe. There is also a high percentage of high-quality diamonds. The features of the diamond internal structure were identified by Colored Cathode luminescence (CCL) and Infra-Red Spectroscopy

(IRS) methods. With using electron-probe analyses it was identified: ultramafic paragenesis of mineral inclusions (mostly olivine + chromite) is predominating in diamonds from V. Grib pipe. Minerals of the mixed magnesiaferriferous rocks and ultramafic, eclogitic paragenesis inclusions are presented in diamonds from M.V. Lomonosov deposit. The value of δ^{13} C for the diamonds from M.V. Lomonosov deposit varies widely, from -2.5 ‰ to -21.5 ‰. Mostly isotope-heavy diamonds with δ^{13} C from -2.0 ‰ to -4.0 ‰ and diamonds with δ^{13} C -5.0 ‰ to -7.0% are primarily represented by octahedral, octahedral-dodecahedral and dodecahedral crystals. There are ultramafic paragenesis of the mineral inclusions. Among diamond crystals with light isotope carbon (δ^{13} C from -13.5 ‰ to 21.5 ‰) are cubic and dodecahedral crystals prevail, which contain mainly eclogitic mineral inclusions. Carbon isotope (δ^{13} C) value in diamond crystals from V. Grib pipe varies from -2.79 ‰ to -9.61 ‰. It was revealed the extremely low popularity of primary mantle monosulphidic Ni-containing inclusions in diamonds. The results of a comprehensive study of diamonds from ADP show a complex history of genesis and evolution of this mineral. It confirms an assumption about the discreteness of the nature diamond genesis in ADP pipes. The comprehensive approach to the diamonds study helps in understanding genesis processes of this mineral and diamondiferous rocks, also provides efficient knowledge using for different practical purposes.

Zezekalo M.Y., Spetsius Z.V., Tarskikh O.V. NEW DATA ABOUT MATERIAL COMPOSITION OF VERKHNE-MUNSKY FIELD KIMBERLITE PIPES Investigation results of kimberlite rocks from pipes Zapolyarnaya, Deimos, Poiskovaya, Novinka, and Komsomol'skaya-Magnitnaya (Verkhne-Munsky field) are given. It has been revealed that all diatremes were infilled with two texture-structural types of kimberlites: porphyric kimberlites and kimberlite breccias representing independent phases of intrusion. Temporary interrelations of porphyric kimberlites and kimberlite breccias were established on individual samples. Results of their investigations and the presence of porphyric kimberlite second to draw a conclusion that their consolidation took place before the formation of kimberlite breccias. Large quantity of fresh olivine is noted in all the pipes of Verkhne-Munsky field. The leading place among accessory minerals belongs to garnet. Relative to diatremes from other fields kimberlites of Verkhne-Munsky field are characterized by small content of sedimentary rocks' debris, xeno-liths of crust and ultrabasic mantle rocks are widespread. Nearly complete absence of both eclogite xenoliths and garnets of eclogite composition in association of indicator minerals is the specific feature of all the pipes, which testifies about sufficient distinction of this field's lithosphere mantle in comparison with neighboring kimberlite fields.

Koval'chuk O.Y., Lipashova A.N., Bogush I.N. TO THE QUESTION ABOUT PROTO-SOURCES OF DIAMONDS FROM PLACERS OF LENA-ANABAR INTERFLUVE Investigation results of morphological and structural features, isotopic composition of diamond carbon from primary deposits and placers of the Siberian platform's north-east are given. By complex of received characteristics and character of distribution about the territory of Lena-Anabar interfluve identity of variety V, VII diamonds and part of variety I according to classification of Y.L. Orlov has been established. Their affiliation with one genetic type of primary sources is substantiated. Various and different in age types of primary sources have been revealed by specificity of typomorphic features of diamonds and their distribution in placers and exposed kimberlite bodies. The results denote revision necessity of the existing classifications and view on proto-sources of northern diamond placers.

Koptil' V.I., Kedrova T.V., Pomazansky B.S., Bogush I.N., Koval'chuk O.Y., Antipin I.Iv. COM-PARATIVE ANALYSIS OF TYPOMORPHIC FEATURES OF DIAMONDS FROM PRIMARY BODIES AND DIFFERENT IN AGE PLACERS OF MIDDLE-MARKHA DIAMONDIFEROUS REGION Investigation results of typomorphic features and comparative analysis of diamonds from Nakyn field kimberlite bodies, placers of Late-Triassic – Early-Jurassic and Quaternary age are given. By complex of morphological and physical specific features of diamonds known kimberlite bodies of Nakyn field are divided into two groups. The results of mineralogical diamond investigation testify to polygeny of this region's placer haloes. Mesozoic age placers of Nakyn field are close to neighbouring kimberlite bodies by typomorphic diamond features and differ from Cainozoic age placers of rivers Markha and Kononchan-Chilly.

Kornilova V.P., Rogovoy V.V., Ivanov A.S. PARAGENETIC ASSOCIATIONS OF GARNETS FROM PRIMARY BODIES AND HEAVY CONCENTRATE HALOES OF NAKYN KIMBERLITE FIELD The statistical analysis of the results of garnet composition from kimberlite bodes and search areas of Nakyn field is fulfield. It was installed the differences of the samples depending on amount analyzed grains and their selection. It is shown the possibility of the use of almandine for the forecasting of new kimberlite bodies.

Nikiforova A.Y., Tarskikh O.V. TYPOCHEMISM OF GARNETS FROM KIMBERLITES OF SOME ALAKIT-MARKHA FIELD PIPES IN THE LIGHT OF EVALUATING PROSPECTIVES OF THEIR DIA-MONDIFEROUSNESS New data about prospectives of small bodies' diamondiferousness of Alakit-Markha field, earlier considered to be non-diamondiferous, are obtained in the result of studying specific features of garnet chemical composition from kimberlite pipes of this field. Analysis of gathered and systematized (literary and original) electronic-probe analyses with the help of known chemical-genetic classifications made it possible to reveal primary bodies with high potential diamondiferousness. Spectrum of diamondiferous mantle rocks, which differs from most industrial diamondiferous bodies of Alakit-Markha field, has been distinguished for these kimberlite bodies.

Nikulin I.I. STRATIFIED SILICATES FROM POTENTIALLY DIAMONDIFEROUS LOWER JU-RASSIC DEPOSITS OF WESTERN YAKUTIA Mineral specific features of pelitic fraction from three various facies types of Lower Jurassic sedimentary rocks of the Nakyn kimberlite field were studied. These are basal horizons of Ukugutian deposits (J₁uk), adjacent dealluvial and carst formations of Diyakhtarskian terrane (T_3 -J₁). Basic mineral associations of cement from basal horizons with potential diamondiferousness of these deposits are selected. Research and experimental-methodical works on this trend – diagnostic study of argillaceous constituent in heterogeneous sedimentary terranes and assessment of capability to determine redeposited products of kimberlite destruction in them, were carried out.

Posukhova T.V., Tretiyachenko V.V., Garanin V.K. MORPHOGENETIC TYPES OF DIAMOND ACCESSORY MINERALS IN PRIMARY AND PLACER DEPOSITS OF THE NORTH OF EAST-EUROPEAN PLATFORM AND ITS FRAME Basing on comparison of morphogenetic specific features of DAM from Grib pipe with kimberlites of Lomonosov deposit and pipes of Karpinsky and Verkhotinsky fields the basic factors defining the features of DAM deep-seated morphogenesis in kimberlites of Arkhangel'sk diamondiferous province (ADP) have been considered. Specific features of DAM from haloes of close-up washdown around the kimberlites of ADP are described, among which 3 basic types have been revealed: alluvial and deltoid facies of Urzugskaya suite in Zolotnitsky field region, Paleozoic collector of basin sedimentation situation in conditions of hor arid climate on Tovskaya area, Late-Visean collector on r. Padun formed in conditions of mature crusts of weathering. Specific features of DAM and formation conditions of distant washdown placers, which lost connection with their initial source, are considered on the example of Timan and the Urals.

Tarskikh O.V., Spetsius Z.V. TYPOMORPHIC FEATURES OF INDICATOR MINERALS FROM KIMBERLITES OF PIPE NYURBINSKAYA (SREDNE-MARKHINSKY REGION, YAKUTIA) Investigation results of indicator minerals from kimberlites of pipe Nyurbinskaya, located in Sredne-Markhinsky region of Yakutian diamondiferous province, are given. The pipe is characterized by low content of indicator minerals which are mainly represented by garnets. Chrome-spinellids, ilmenite, and other indicator minerals occur sufficiently less frequently. By chemical composition two paragenic groups prevail among the garnets: lherzolite and eclogite paragenesis. Ilmenite is represented mainly by typical of eclogites group. Close in composition to the same from lherzolites and dunites prevail among chrome-spinellids. Prevalence of dunite-harzburgite compositions is typical of chrome-spinellids. Judging by chemical composition of IMK from kimberlites it is possible to suppose that eclogites, garnet websterites, and lherzolites dominate in the section of lithosphere mantle under pipe Nyurbinskaya. These data are supported by the investigation results of the collection of diamond-bearing xenoliths, which on the whole allows to talk about specificity of lithosphere mantle both in the region of this pipe and the whole Nakyn field.

4. RECASTING AND PROSPECTING OF DIAMOND DEPOSITS AT THE MODERN STAGE OF DIAMOND GEOLOGY DEVELOPMENT: PROBLEMS, WAYS OF THEIR SOLUTION, NEW RESULTS

Afanasiev V.P. MIGRATION PROPERTIES OF KIMBERLITE INDICATOR MINERALS IN CON-NECTION WITH FORECASTING OF DIAMOND DEPOSITS Possibilities and forms of indicator minerals' migration in different lithodynamic situations of haloes formation, as well as in processes of redeposition, have been characterized. It is shown that grains of indicator minerals can travel for many hundreds of kilometers, however, their concentration falls along the exponent, due to which in order to discover the minerals the volume of sampling should also increase along the exponent. In practice, as it follows, when using the same volumes of sampling indicator minerals are caught only near primary sources irrespective of lithodynamic type of a halo. That is why mineralogical anomalies proper serve as reliable indicators of primary sources' existence in closest surrounding of such anomalies by concentration of minerals.

Baryshev A.S., Yegorov K.N. PROBLEM ISSUES OF SCIENTIFIC-METHODICAL SUPPORT OF DIAMOND-PROSPECTING WORKS The results of carried out scientific-applied investigations are analyzed in the aspect of the following methodological principles: 1 – system analysis, 2 – natural specificity, 3 – optimization of target description, 4 – analogous character. Two main problem issues are distinguished for perfection of scientific and methodical support of diamond-prospecting works: 1 – clear formulation of initial fundamental principles reflecting general features of the multitude of kimberlite bodies and fields; 2 – development of a diamond- and kimberlite-forming system which would explain the whole totality of actual data in the best way. The following principle is proposed for studying of the kimberlite-formation mechanism: forming the kimberlites (lamproites) mantle fluid-magmatic flow (gases, liquid, solid particles) possesses definite quantity of energy (initially not determined), pulsating-turbulent character of the current, distorts hosting medium (uniaxial compression) and forms the diatreme cavity.

Boris Y.I. ORIENTATION OF DETAILED DIAMOND-PROSPECTING WORKS TO RIGHT-BANK LOWER REACHES OF RIVER IRELYAKH Prospecting degree of south-west of Western Yakutia Malo-Botuobinsky diamondiferous region's central part, as well as prospectives of diamondiferousness, have been considered and directions of further detailed revision diamond-prospecting works have been determined.

Gerasimchuk A.V., Koptil' V.I. ZONING OF EAST-EUROPEAN PLATFORM ACCORDING TO TYPOMORPHIC CHARACTERISTICS OF DIAMONDS Results of analysis and data generalization on diamonds from primary sources, placers, placer occurrences and individual finds in East-European platform's different regions are given. Materials of the platform's regional zoning according to typomorphic characteristics of diamonds are provided with allocation of Arkhangel'sk, Timan-Urals, Baltic, South-Western, and West-Russian diamondiferous sub-provinces.

Gorev N.I., Veretennikov V.A. SMALL-SCALE ZONING OF THE SIBERIAN PLATFORM ON DIAMONDS Uncertainty reasons of significance and boundaries of taxonomical blocks employed during zoning of ancient platforms on diamonds are considered. Different in rank diamondiferous targets are characterized according to a complex of features. Basing on this small-scale zoning of the Siberian platform is performed. Provinces, sub-provinces, areas and regions, which differ by scale of occurrence and level of primary and placer sources' diamon-diferousness, are distinguished.

Yegorov K.N., Baryshev A.S., Zintchouk N.N., Koshkarev D.A. DIAMONDIFEROUSNESS PROS-PECTS OF THE SOUTH OF THE SIBERIAN PLATFORM Substantiation of totality of tectonic, magmatic, and diagnostic factors and criteria determining the place of kimberlite and lamproite magmatism occurrence in the south of the Siberian platform has been performed. Basing on geological and geophysical data craton areas, structural heterogeneities of the Earth's crust and the platform's basement, tectonically slackened zones and deep faults were distinguished in lithosphere. According to substantiated complex of geological and geophysical criteria diamondiferous targets of the following hierarchic row are distinguished within the cratons: sub-province – mineragenetic zone – kimberlite or lamproite field. 22 prospective areas adequate to a kimberlite or lamproite field were distinguished in mineragenetic zones which makes it possible to highly assess the potential of the region as commercially diamondiferous.

Kurgankov P.P., Kuzmin I.A. ABOUT THE PROSPECTS OF DISCOVERING NON-KIMBERLITE DIAMOND SOURCES WITHIN YENISEY PROVINCE (YENISEY RIDGE) The territory of integral Krasnovarsk area is prospective with respect to allocation of commercially significant targets of primary diamondiferousness of both kimberlite and non-kimberlite type. Several potentially prospective provinces have been distinguished within the area: south of the Siberian platform; north of the region, including Kharamaiskiy and Popigaiskiy diamondiferous regions, Taimyr Mountains; located nearby folded frame of the Siberian platform. Conclusion about prospectivity of Yenisey mineragenetic province is based on structural-tectonic, lithologic-stratigraphic (with reconstruction of paleogeographic situation), mineralogical, petrochemical, geochemical factors, and by availability of direct indications of diamondiferousness. Several phases of diamondiferous magmatism occurrence, from Pre-Cambrian to Mesozoic including, are supposed to have taken place. Besides, evolution of diamondiferous magmatism in space and time is presumed: diamondiferous lamproites (possibly in combination with kimberlites – kimberlite-lamproite type), other kimberlite sources (ultrabasites, minettes, phyllites), in our understanding, are confined to the frontier (transitive) zone of the Siberian platform. With moving off the folded frame kimberlite formation is probably the prevailing process with which diamondiferousness is related. One can forecast four regions of possible diamondiferousness within Yenisey diamondiferous province. Vel'minskiy region, within which the area in the rank of a diamondiferous field with two forecasted clusters of diamondiferous bodies is distinguished, is supposed to be the first one for investigation. Forecast resources for Vel'minskiy forecasted diamondiferous field are determined as minimum 100 m carats. Taking into account the location of the forecasted area in relative proximity to economically developed gold-ore region with developed scheme of transportation, carrying out forecast-prospecting works within Vel'minskiy forecasted diamondiferous field seems to be actual.

Milashev V.A. THE PROBLEM OF BURIED PRIMARY DIAMOND DEPOSITS' PROSPECTING Due to practical exhaustion of the fund of easily discovered primary diamond deposits wide-scale outcome of geological prospecting works on closed territories is inevitable. Combination of magnetic exploration and structural zoning in mega-fissuring is optimal for prospecting of buried kimberlites.

Osovetsky B.M. PROBLEMS OF FORECASTING AND PROSPECTING OF DIAMONDIFEROUS KIMBERLITES IN EASTERN REGIONS OF EAST-EUROPEAN PLATFORM Investigation results of Perm University scientists on problems of diamondiferousness of Pri-Kama platform part territory and adjoining regions are considered. Broad distribution of accessory minerals (pyropes, chrome-diopsides and others) in Mesa-Cainozoic sediments of Kirov area and Perm territory is established. Differences of "brought from distance" and "local" pyropes are distinguished. The first diamonds in Jurassic sediments of Perm territory are discovered. The method of small-volume sampling of Jurassic and Triassic deposits with the goal of diamondiferous kimberlites' prospecting is proposed for application.

Savko A.D., Shevyrev L.T. PROSPECTIVES OF VORONEZH ANTECLISE DIAMONDIFEROUS-NESS Grains of diamonds, pyropes, picroilmenites, chrome-spinellids were discovered in bulk samples (0.25-10 m³ each) of Devonian, Jurassic, Neocomian, Aptian, Cenomanian, Paleogene, Neogene sands in basalt deposits of sedimentary cover. Pyropes are most interesting for forecast constructions. Among them moderately chrome-bearing ones are dominant, typical of lherzolites, which are most abundant among xenoliths of industrial diamondiferous kimberlites. Grains of this mineral, compositions of which are identical to diamondiferous dunitehartzburgites were found in south-eastern Palaeogene terranes. Impossibility of using diamond indicator minerals from Quarternary collector is shown. The map of high pressure minerals associations' distribution is presented. Forecast of the considered structure diamondiferousness is given.

Salikhov R.F., Gapotchenko P.I., Zyuzin Y.M., Morozova N.Y., Salikhova V.V., Tsoy I.G. LARGE-SCALE FORECAST TERRITORY ASSESSMENT ON DIAMONDS ON THE BASIS OF GIS-TECHNOLOGIES (WITH SOUTH-WESTERN PART OF ALAKIT-MARKHA KIMBERLITE FIELD AS AN EXAMPLE) Distinguishing internal structure elements of a kimberlite field based on the series of geologicgeophysical investigations coupled with paleorelief analysis and heavy concentrate mineralogy data allows to make a large-scale forecast of prospecting targets in the context of «kimberlite controlling fault» - «a cluster of kimberlite pipes» used in GIS-technologies while studying trap saturated areas.

Serov V.P. PROSPECTIVES OF OLENEKSKY UPLIFT PRIMARY DIAMONDIFEROUSNESS Prospectives of Oleneksky uplift diamondiferousness have been evaluated basing on analysis of heavy concentratemineralogical and structural-tectonic situation and prospective areas have been distinguished for revelation of primary diamond sources of Kyutyungdisky type.

Khachatryan G.K., Zintchouk N.N., Koptil' V.I., Koval'chuk O.Y. TYPIFICATION OF PRIMARY DIAMOND DEPOSITS OF THE SIBERIAN PLATFORM'S NORTH-EAST ACCORDING TO DISTRI-BUTION OF STRUCTURAL DEFECTS IN CRYSTALS Distribution of structural defects in diamond crystals from pipes Malokuonapskaya and Leningrad of the North-East of the Siberian platform (Lena-Anabar sub-province) has been studied with employment of IR-spectroscopy method. Taking into account the data on diamonds from this region's placers the main populations of crystals, which had been formed in various thermodynamic conditions in ultrabasic and eclogite substrates, were revealed and 6 types of deep-seated diamond sources were distinguished. Distribution regularities of diamonds from various sources on the territory of Lena-Anabar sub-province have been established.

Khmel'kov A.M. ABOUT THE PROBLEM OF SUSPENDED HALOES AND THE NECESSITY OF THEIR APPLICATION IN FORECASTING GENERATIONS The problem of suspended haloes sufficiently widely distributed within individual regions of Yakutian diamondiferous province is brought up. Evidence on specific features of these haloes and the necessity of their application in forecasting generations is provided.

5. FORECAST-PROSPECTING TECHNOLOGIES DURING GEOLOGIC-PROSPECTING WORKS ON CLOSED TERRITORIES

5.1 Points of view on optimization of forecast-prospecting and laboratory-analytical research complex

Alymova N.V., Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A. METHODICAL FUNDAMENTALS OF APPLYING INFORMATION ABOUT COMPOSITION OF PICROILMENITE FOR PROSPECTING PURPOSES Specific features of methodical approach to drawing up mineralogical passports on picroilmenite for individual kimberlite pipes, clusters of pipes, fields of pipes are disclosed. It is indicated that together with statistical data on average contents of basic oxides correlation charts with Cr₂O₃ play an important role in the passports. Application of kimberlite pipes certification for southern diamondiferous kimberlite fields is demonstrated on significant representative material. Created mineralogical passports for most pipes from Daldynskiy, Alakit-Markhinskiy, Verkhne-Munskiy fields significantly expand application capabilities of mineralogical methods of new kimberlite pipes' prospecting, as well as forecasting of prospective areas for the purpose of revealing earlier unknown kimberlite fields.

Antipin I.I., Tarasov I.O., Antipin I.Iv. MODELS OF HEAVY CONCENTRATE HALOES FROM VARIOUS KIMBERLITE BODIES OF MALO-BOTUOBINSKY REGION Alterations of kimberlite indicator minerals' (IMK) association and their typomorphic characteristics have been considered according to their distance from the primary source and basing on these alterations the most informative features for haloes from various by mineralogical productivity kimberlite bodies are given.

Burmistrov A.A., Starostin V.I., Boguslavsky M.A., Samsonov P.A. STRUCTURE-PETROPHYSICAL RESEARCH OF CARBONATITE-KIMBERLITE ROW MASSIFS AS THE BASIS FOR CARRYING OUT PROSPECTING WORKS ON CLOSED TERRITORIES By investigation results of effective porosity, density, magnetic susceptibility, and longitudinal waves' velocity of samples from a number of kimberlite and individual phases of ultrabasic alkaline massifs with carbonatites (UAC) of Russia, as well as from analysis of published data petrophysical zonality of these magmatic formations has been revealed. Its relationship with the structure of massifs and conditions of their formation and ore-bearing content has been considered. Possibility of utilizing these investigations, under condition of expanding their volumes, is presumed for increasing efficiency of prospecting geophysical works on closed areas.

Verzhak V.V., Minchenko G.V., Larchenko V.A., Sotnikov V.I., Gunin A.P. EXPERIENCE OF DIA-MOND DEPOSITS PROSPECTING IN ARKHANGEL'SK DIAMONDIFEROUS PROVINCE AND ON CONTIGUOUS TERRITORIES OF THE NORTH OF EAST-EUROPEAN PLATFORM Experience of carrying out geophysical, heavy concentrate-mineralogical, geochemical methods of kimberlite prospecting in conditions of closed territories of Zimneberezhny diamondiferous region (ZDR) and Onezhsky diamondiferous region (ODR) of Arkhangel'sk diamondiferous province (ADP), Karelian diamondiferous region (KDR), and their problems and prospectives of development are described. Results of 6-year prospecting period (2001 – 2007) in ZDR in are given. Specificity of prospecting works in conditions of closed territories of RF North-West is discussed. Existing problems of scientific support of prospecting in ZDR are disclosed.

Zintchouk N.N. TASKS AND CAPABILITIES OF LITHOLOGIC-MINERALOGICAL INVESTI-GATIONS DURING DIAMOND-PROSPECTING WORKS ON CLOSED TERRITORIES The main epochs of thick crust-formation and kimberlite magmatism in the history of Neogene development have been briefly characterized. Great significance of these data for assessment of diamondiferousness of vast, especially poorly known territories has been noted. It has been shown, on the example of main diamondiferous regions of the Siberian platform (Malo-Botuobinsky and Daldyn-Alakit), that favorable paleogeographic conditions for formation of thick crusts of weathering existed in Late Devonian – Early Carboniferous and Middle – Late Triassic time, when ancient crusts of weathering were widely developed in the said regions on the terrigene-carbonate rocks of Lower Paleozoic, dolerites, tuffs, and tuff breccias of pipe bodies, tufogene formations of Korvunchanskian suite and kimberlites. It has been shown on large actual material for the main diamondiferous regions of the Siberian platform that the results of complex research of ancient crusts of weathering and products of their rewashing and redeposition could be successfully used during geologic-prospecting works on diamonds on closed territories.

Ignatov P.A., Bushkov K.Y., Tolstov A.V., Yanygin Y.T. MAPPING OF HIDDEN DISPLASEMENTS OF KIMBERLITE-CONTROLLING STRUCTURES' IN NAKYN KIMBERLITE FIELD The results of large scale mapping of displasemant signs in Lower Paleozoic terrigen-karbon rocks contains diamondiferous kimberlites at the Yakutian Nakyn field depozits have been proposed. It is shown the meaning of displasements in kimerlite pipes and dykes localization including the closed bodies. Four types of tectono-dynamic situation of kimberlites in the displasement zones are picked out: pull-apart, duplex, the end of magisral faults and tubular channel at the knot of ortogonal displasement intersections.

Konstantinov K.M. MAGNETISM OF ROCKS WHEN SOLVING APPLIED TASKS DURING PROSPECTING OF DIAMOND DEPOSITS ON CLOSED TERRITORIES Various magnetic properties of rocks make them irreplaceable for solving a number of geological tasks with the goal of local and regional forecast of diamond deposits' prospecting. Basing on petromagnetic, magnetic-mineralogical, and paleomagnetic investigations the tasks on geologic-geophysical simulation, investigation of haloes of epigenetic alterations, petromagnetic mapping, paleomagnetic dating of silent geological processes (kimberlites, traps, metasomatites, etc.), geodynamics, and others. It is expedient to employ petromagnetic data, received in recent time on basic petrophysical structural-material complexes (PSMC) of Arkhangel'sk and Yakutian provinces, for prospecting of kimberlite pipes on closed territories. Broad research of magnetic properties of rocks will bring maximum use in complex with geophysical methods, tectonophysical, heavy concentrate-mineralogical, stratigraphy, petrochemistry, and other investigations.

Kryukovskiy D.A. APPLICATION OF GEOCHEMICAL METHODS FOR FORECAST-PROSPECTING WORKS ON DIAMONDS ON "MAYAT-VODORAZDEL'NY" TARGET TERRITORY Technological innovations, applied by "Anabar Diamonds" PC for carrying out geochemical exploration directed at allocation of diamond deposits, are briefly considered. XRF-spectrometer and quantitative (ISP OES) methods of sample analysis are utilized at the site of works. Methods of processing multidimensional geochemical field are upgraded. Structural geochemical variables for interpretation of correlation analysis data are applied. Data about correlation of geochemical characteristics and diamondiferousness are represented.

Posukhova T.V. METHODS OF RESEARCH AND REVELATION OF MOST IMPORTANT DIA-MOND ACCESSORY MINERALS' MORPHOGENETIC TYPES ON THE TERRITORY OF ZIMNE-BEREZHNY REGION OF ARKHANGEL'SK DIAMONDIFEROUS SUB-PROVINCE History of morphogenetic research of diamond accessory minerals (DAM) in Russia has been considered. Specific features of Zimneberezhny region territory of ADP research have been noted. Methods of distinguishing morphological groups of most important DAM: garnets, pyroxenes, chrome-spinellids, and ilmenite, have been described. Revealed types of DAM from kimberlites of ADP have been characterized.

Stogniy V.V., Zhandalinov V.M. MULTICOMPONENT SOUNDINGS BY TRANSITIVE PROCESS METHODS DURING KIMBERLITE PIPES' PROSPECTING Carried out 3D calculations of unstable magnetic fields and experimental field works on kimberlite pipe Amakinskaya revealed high resolution of field formation radial component for localization of kimberlite bodies. It has been indicated that application of multicomponent soundings with separated electrical probe allows increasing efficiency of transitive processes' method.

5.2 New methods and ways of geologic-geophysical data processing and interpretation

Bornyakov S.A., Gladkov A.S. THE ROLE OF PHYSICAL MODELING FOR THE SOLUTION OF STRUCTURAL CONTROL TASKS OF DIAMONDIFEROUS KIMBERLITE BODIES. In clause the first experience of use of physical modeling for decoding the mechanism of formation of fracture systems in limits two kimberlite areas is described. In the illustrative form the results of experiments, reflecting dynamics of development regional and local stractures are submitted

Goncharov Y.M. INNOVATIONS IN THE AREA OF GEOLOGICAL INFORMATION SYSTEMS – ONE OF IMPORTANT FACTORS OF INCREASING EFFICIENCY OF DIAMOND-PROSPECTING WORKS Development aspects of geological information systems (GIS) directed at solving diamond-prospecting tasks in geological survey of ALROSA are considered. The results of the Leading geological computer center of Botuobinskaya GEE are presented concerning the development of information systems of integration, storage, and processing of geologic-geophysical information (ISISPGI) and software package for creating Kimberlite Explorer geological graphics' summary reports. Interaction technologies of centralized geologic-geophysical data banks and GIS are considered. Perspective lines of base components' development of GIS are discussed.

Davydenko A.Y., Ivanyushin N.V., Ivanyushina Y.N., Podmogov Y.G. EXPANSION OF PROSPECT-ING-MAPPING CAPABILITIES OF THE COMPLEX OF DETAILED GRAVITATION-MAGNETIC SURVEYS ON TRAPP DEVELOPMENT AREAS ON THE BASIS OF COMPUTER MODELLING AND ANALYSIS OF FIELDS Specific features of data interpretation of detailed gravitation, surface and airborne surveys on areas of intensive trap distribution are considered. Possibility of increasing efficiency of prospecting works while applying methods of multidimensional data analysis, ways of dejamming, and filters for distinguishing poor anomalies is shown.

Davydenko A.Y., Utyupin Y.V. DEVELOPMENT OF FUNCTIONAL CAPABILITIES OF SOFT-WARE COMPLEX GravMag3D FOR SOLUTION OF PROSPECTING TASKS ON CLOSED TERRITO-RIES Interpretation software for gravitational and magnetic fields has been considered. Modules of the software complex make it possible to extrapolate fields, perform differentiation of the fields according to multidimensional statistic characteristics, suppress anomaly effects stipulated by significant in size heterogeneities of the section's upper part, distinguished constituents of the field on the basis of spectrum analysis of proper vectors of the field's covariance matrix. In order to reveal prospective anomalies on the background of intensive noise filters are applied, which are computed on the basis of stochastic effects of prospecting targets' models and statistical characteristics of the noise field.

Loskutov Y.I. METHODS OF DRAWING UP GEOMORPHOLOGICAL MAPS SPECIALIZED ON DIAMOND PROSPECTING Methods of drawing up "edge morphologic-genetic-age" geomorphological maps, specialized on diamond prospecting, are described. These maps differ from general geomorphological maps only by special assignment.

Popkov P.A., Sleptsov S.V. ELEMENTS OF FORECASTING AND PROSPECTING OF PLACER DIAMONDS BURIED DEPOSITS WITH APPLICATION OF MODERN MEANS OF GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL DATA PROCESSING IN CONDITIONS OF NORTHERN PART OF YAKUTIAN DIA-MONDIFEROUS PROVINCE Elements of forecasting hidden targets of placer and primary genesis, prospective on diamond deposits' discovery with minimal employment of additional information are considered according to the results of combined geophysical methods. Technology of many-dimensional complex interpretation was practised on revealing hidden surfaces, thickness of production horizon and other morpho-structural features of shallow structure with employment of reference boreholes and their dummy analogs.

Salikhova V.V., Salikhov R.F. METHOD OF STRUCTURAL CHARTS DURING FORECAST TER-RITORY ASSESSMENT ON DIAMONDS AT MEDIUM-SCALE MAPPING ON THE BASIS OF GIS-TECHNOLOGIES (ON THE EXAMPLE OF SHEET Q-51-VII, VIII (KUONAPA) OF STATEGEOMAP-200 (2ND EDITION) Allocation of local diamond perspective areas by comparing structural models of reference kimberlite fields (structural charts) having a dislocation with a break in continuity pattern on analyzed territory allows to essentially reduce the size of diamond perspective areas for the purpose of accomplishing top-priority works.

Shakhurdina N.K. QUANTITATIVE ANALYSIS OF KIMBERLITE-CONTROLLING STRUC-TURES' INDICATIONS OF SREDNE-MARKHINSKY DIAMONDIFEROUS REGION Regularities study of structural position of the Nakyn field kimberlites and related mineralization processes in near the pipe area for the local forecast tasks' solution is the purpose of the investigations. The system of processing data obtained during specialized field studies was elaborated.