Акционерная компания «АЛРОСА»
Амакинская геологоразведочная экспедиция

А. М. Хмельков

ОСНОВНЫЕ МИНЕРАЛЫ КИМБЕРЛИТОВ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ПРОЦЕССЕ ОРЕОЛООБРАЗОВАНИЯ

(на примере Якутской алмазоносной провинции)

АЛРОСА ALROSA

УДК 552.3
ББК 26.303
Х656

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Амакинской геологоразведочной экспедиции АК «АЛРОСА»

Хмельков А. М.
Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции) / А. М. Хмельков. — Новосибирск: АРТА, 2008. — 252 с.

ISBN 5-902700-11-6

В работе приведены новые сведения по составу, морфологии и морфогенезу минералов из кимберлитов и родственных им пород, а также из россыпей некоторых районов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) и других территорий. Рассмотрены изменения минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) в процессе экзогенной эволюции, показана их миграционная способность при формировании ореолов, прослежена трансформация минералов в процессе механического износа. Приводятся конкретные рекомендации по определению удаленности кимберлитовых минералов от коренного источника в зависимости от степени их износа. Обобщены, проанализированы и дополнены сведения по особенностям геологического строения и типам поисковых обстановок алмазоносных территорий, показаны возможности шлихоминералогического метода поисков кимберлитов применительно к ним. Поднята проблема «подвешенных» ореолов рассеяния МИК хорошей сохранности и показана необходимость использования их в прогнозно-поисковых построениях. Представлены новые методологические возможности использования типоморфизма минералов кимберлитов для идентификации поисковых объектов. Показана принципиальная возможность использования некоторых «нетрадиционных» минералов кимберлитов в поисковых целях. Рассмотрены некоторые и другие вопросы, которым в силу тех или иных причин в открытой печати уделено незаслуженно мало внимания.

Книга предназначена для широкого круга специалистов — геологов, минералогов, геохимиков, задействованных в области геологии, поисков и прогноза алмазных месторождений.

УДК 552.3
ББК 26.303

ISBN 5-902700-11-6

© Хмельков А. М., 2008
© Оформление Издательство «АРТА», 2008

ВВЕДЕНИЕ

Важной особенностью алмазопоисковых работ является использование в качестве основы для оценки перспектив коренной и россыпной алмазоносности минералогического критерия. Шлихо-минералогический метод поисков является ведущим при поисках алмазных месторождений. С его применением открыто большинство кимберлитовых и лампроитовых тел, в том числе крупнейшие коренные и россыпные месторождения алмазов, эксплуатируемые до сих пор. Этот метод поисков алмазных месторождений до сих пор остается наиболее результативным и его значение не уменьшится в ближайшем будущем. Связано это с тем, что основывается он на обнаружении и изучении прямых поисковых признаков — типоморфных минералов кимберлитов.

Морфология — первое, с чем сталкивается исследователь при изучении минералов. Знания морфологических особенностей минералов и условий их морфогенеза помогают опытному исследователю оценивать не только литодинамические обстановки, через которые прошли эти минералы, но и особенности этих обстановок, интенсивность влияние тех или иных факторов, их продолжительность, последовательность этапов морфогенеза и т. д. Но одних лишь знаний морфологии бывает недостаточно для решения тех или иных задач поискового плана. Трактовка генезиса кимберлитовых минералов только на основе их морфологии не всегда достоверна. Нередко без использования состава кимберлитовых минералов невозможно провести генетическую интерпретацию их морфологических особенностей. В большинстве случаев лишь совместное использование морфологии и состава МИК позволяет выяснить условия их морфогенеза.

Следует признать, что «фонд» легко открываемых и выходящих на дневную поверхность коренных месторождений алмазов практически исчерпан. Теперь поиски переместились на закрытые площади со сложным геологическим строением, где отмечается развитие разнофациальных континентальных и прибрежно-морских терригенных отложений различного возраста значительной мощности, перекрывающих кимберлитовые трубки. Поэтому необходимо четко представлять себе поисковые обстановки этих площадей и особенности ведения поисков в их пределах. В связи с этим приходится искать пути совершенствования шлихо-минералогического метода поисков на основе достижений современных методов изучения минерального вещества и многолетнего опыта его применения в производственных геологоразведочных предприятиях.

На сегодняшний день накоплен огромный фактический материал по морфологии, химическому составу минералов из кимберлитов и их физическим свойствам. Однако, несмотря на достаточно детальное изучение минералов-индикаторов кимберлитов (МИК), отдельные их типоморфные особенности остались в тени. Часть вопросов до сих пор остаются спорными и дискуссионными, как, например, в отношении своеобразного шиповидного рельефа на зернах пикроильменита. Нередко первичный рельеф принимается за гипергенную коррозию, что чревато пропуском кимберлитовых тел. Не до конца еще ясен генезис так называемых хромшпинелидов «курунгского» («серкинского») типа, имеющих широкое распространение в современных отложениях и промежуточных коллекторах Якутской алмазоносной провинции (ЯАП). Также недостаточно проработана проблема идентификации шлиховых ореолов, хотя данный вопрос и является наиважнейшим – на сегодняшний день нет достаточно надежных критериев для разбраковки ореолов.

К сожалению, большинство работ по алмазной минералогии посвящены минералам из кимберлита и значительно слабее изучены МИК из россыпей, условия формирования и распространения которых отличаются от закономерностей размещения кимберлитов. В настоящей работе уделено большое внимание кимберлитовым минералам именно из ореолов, их поведению

и трансформации в процессе транспортировки и осадконакопления. Приведены новые данные по составу, морфологии и морфогенезу минералов из кимберлитов и родственных им пород конкретных районов ЯАП и других территорий. Уточнены генетические особенности типоморфных минералов кимберлитов. В результате детального исследования фазового и химического состава кайм на пикроильменитах получены новые данные, свидетельствующие в пользу первичности своеобразного шиповидного рельефа, и оценены условия кристаллизации минералообразующей среды его образования. Комплексное изучение морфологии и состава ильменита позволило уточнить его генезис с выделением двух трендов изменения составов — «кимберлитового» и «пикритового». При анализе состава ильменита из кимберлитовых тел было отмечено, что поле его состава на бинарной диаграмме TiO_2–MgO можно ограничить конкретными координатами. Полученные данные о типохимизме ильменита будут способствовать решению ряда вопросов типизации кимберлитовых и конвергентных им пород и конкретизации их места в формационно-минерагеническом ряду. Впервые показана возможность образования агрегатных пикроильменитов в экзогенных условиях. Установлен типохимизм хромшпинелидов «мантийного» и «корового» генезиса. Приведенные критерии отличия данных минералов из различных генетических типов пород (кимберлиты, лампроиты, ультраосновные массивы и др.) позволяют проводить разбраковку хромшпинелидов кимберлитового генезиса от «ложных» минералов-индикаторов. Рассмотрены возможности использования «нетрадиционных» минералов кимберлитов (магнетита, апатита, циркона) при алмазопоисковых работах, что, безусловно, расширяет возможности шлихо-минералогического метода поисков в решении ряда прогнозно-поисковых задач (прослеживание потоков рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов, оконтуривание ореолов и др.). Показано, что при определенных условиях магнетит (титаномагнетит) может использоваться в качестве минерала-индикатора кимберлитов при поисках кимберлитовых или кимберлитоподобных тел. Получены новые данные, свидетельствующие о транспортабельности апатита на достаточно большие расстояния. Отмечается, что цирконы, имеющие широкое распространение в современном аллювии и древних коллекторах, могут играть роль «ложных» минералов-индикаторов кимберлитов. Приведены критерии диагностики циркона кимберлитового генезиса.

В данной книге показано, что типоморфизм состава МИК является основой для обоснования различных подходов к поискам кимберлитовых тел, в том числе и алмазоносных. Так, рассмотрен метод сравнительного анализа состава типоморфных минералов кимберлитов для идентификации поисковых объектов с использованием трехмерных гистограмм по гранатам в координатах FeO–MgO, хромшпинелидам — Cr_2O_3–MgO; MgO–TiO_2 и пикроильменитам — MgO–Cr_2O_3; FeO–MgO; TiO_2–Cr_2O_3.

Проведены обобщение и анализ сведений по особенностям геологического строения и типам поисковых обстановок алмазоносных территорий, показаны возможности шлихоминералогического метода поисков кимберлитов применительно к ним. Поднята проблема «подвешенных» ореолов рассеяния МИК хорошей сохранности и указана необходимость использования их в прогнозно-поисковых построениях.

Автор выражает благодарность всем коллегам, с которыми многие годы сотрудничал, и в первую очередь д.г.-м.н. В. П. Афанасьеву, на чьих работах автор учился, А. М. Звягинцеву, без чьей помощи невозможно было бы издание данной книги, а также Ю. П. Белику, д.г.-м.н. В. К. Гаранину, Г. В. Горскому, к.г.-м.н. А. И. Даку, д.г.-м.н. проф. Н. Н. Зинчуку, к.г.-м.н. К. Н. Егорову, к.г.-м.н. А. С. Иванову, А. А. Кисляку, к.г.-м.н. К. М. Константинову, к.г.-м.н. В. И. Коптилю, к.г.-м.н. С. И. Костровицкому, к.г.-м.н. Д. А. Кошкареву, д.г.-м.н. Г. П. Кудрявцевой, Я. В. Кучеренко, Н. В. Мартынюку,

к.г.-м.н. С. И. Митюхину, Г. М. Михалюку, к.г.-м.н. С. Г. Мишенину, А. Н. Панфилову, Н. А. Петелиной, Ю. Г. Подмогову, И. Н. Подолянову, И. П. Попову, В. П. Серову, д.г.-м.н. А. В. Толстову, С. Г. Убинину, В. П. Черкасу, В. Г. Широченскому.

Особая признательность — выдающемуся геологу-экспериментатору, бывшему работнику Амакинской ГРЭ Зимину Льву Александровичу. Его уникальные исследования, касающиеся морфологии кимберлитовых минералов, их транспортабельности и сохранности в процессе переноса, трудно переоценить. Многие его выводы актуальны до сегодняшнего дня. К сожалению, некоторые важные сведения по минералам кимберлитов, и, в частности, их поведению в процессе образования механических ореолов и потоков рассеяния, имеются лишь в отчетных материалах и не известны широкому кругу исследователей. Поэтому данная книга в некоторой степени восполняет этот пробел — в ней использованы многие отчетные материалы и исследования, выполненные Л. А. Зиминым с соавторами.

ГЛАВА 1
ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ: КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ

Якутская алмазоносная провинция (ЯАП) занимает центральную и северо-восточную часть Сибирской платформы (рис. 1.1). Общая площадь ЯАП варьирует от 800 тыс. до 1 млн. км^2, в зависимости от предлагаемых схем, границы провинции на которых разными авторами рисуются по-разному. С юга на север провинция протягивается на 1500 км от Мало-Ботуобинского района до моря Лаптевых [54] и с запада на восток на 700–1000 км. На севере и востоке границами провинции служат Лено-Анабарский и Приверхоянский прогибы. С юго-востока ЯАП ограничивается Вилюйской синеклизой и Ангаро-Вилюйским прогибом [138]. На западе границу провинции проводят с меньшей определенностью, ориентируясь преимущественно по восточному склону Тунгусской синеклизы [137]. На некоторых схемах западную границу расширяют до р. Котуй Красноярского края [79], включая в состав ЯАП Харамайское поле. Безусловно, проявления кимберлитового магматизма и отдельные находки алмазов известны и за пределами ЯАП — на Алданском щите, в предгорьях Саян и Красноярском крае. Однако встреченные в этих районах породы заметно отличаются составом от алмазоносных кимберлитов, образующих Якутскую провинцию, что, учитывая их иной возраст и геологическое положение, по мнению многих исследователей, не позволяет объединять их с последними [137]. К тому же расстояние от кимберлитовых полей, расположенных на восточном склоне Анабарского щита (Стародеченское и Орто-Ыаргинское), до Харамайского поля довольно внушительное (см. рис. 1.1), на котором отсутствуют известные проявления кимберлитов, в связи с чем не совсем понятно расширение провинции на запад ради одного поля. При этом расположенное рядом с Харамайским полем Котуйское по каким-то причинам в состав провинции обычно не включается [79]. Следует также отметить, что расширение Якутской провинции на территорию Красноярского края противоречит географическому признаку, который изначально был положен при районировании Сибирской платформы [42]. Именно по этому признаку и была выделена Якутская (Западно-Якутская) алмазоносная провинция (Якутская кимберлитовая провинция — ЯКП), а в пределах ее — алмазоносные районы и кимберлитовые поля, называемые по рекам, в бассейнах которых были обнаружены коренные и (или) россыпные источники алмазов. В связи с тем, что вопросы тектонического контроля кимберлитов до сегодняшнего дня остаются недостаточно изученными, подобное положение сохраняется и в настоящее время, в том числе при районировании зарубежных алмазоносных территорий (Южно-Африканская провинция, район Кимберлей, поле Претория).

Справедливости ради следует отметить, что на сегодня существует схема районирования в целом Сибирской платформы по типоморфным особенностям алмазов, в которой термин ЯАП (ЯКП) вообще отсутствует [54, 60, 56]. Так, по этим признакам в пределах Сибирской алмазоносной провинции, соответствующей по размерам платформе в рамках современных границ, выделяются четыре алмазоносные субпровинции: Лено-Анабарская, Тунгусская, Центрально-Сибирская и Алданская, а в пределах каждой субпровинции — алмазоносные области и районы. Но данное районирование проведено по результатам исследований типоморфоных особенностей алмазов преимущественно из россыпных месторождений и проявлений, а закономерности размещения кимберлитов все же несколько отличны от условий формирования и распространения россыпей.

По особенностям геолого-тектонического положения отдельных групп кимбер-

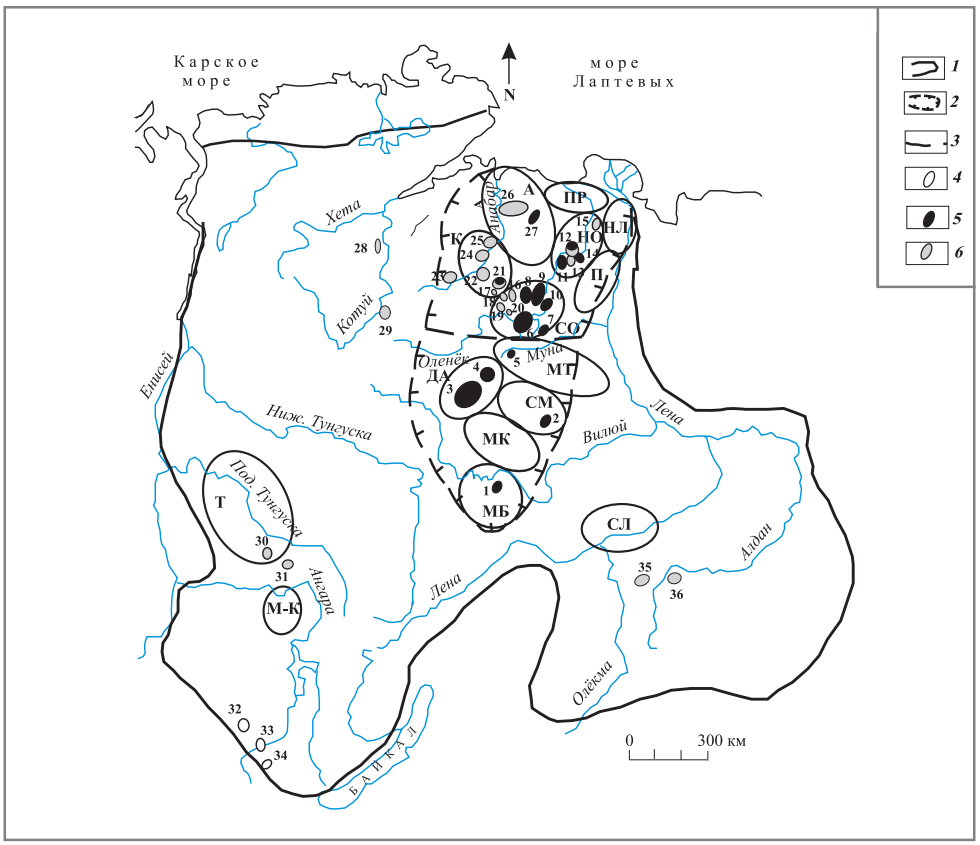


Рис. 1.1. **Схема районирования Сибирской платформы с полями кимберлитовых и кимберлитоподобных пород и положением основных алмазоносных районов по [99, 142, 79] с дополнениями автора:**

1 — граница Сибирской платформы; *2* — предполагаемая граница Якутской алмазоносной провинции; *3* — граница между Вилюйской и Анабаро-Оленёкской субпровинциями (областями); *4–6* — поля развития кимберлитов и кимберлитоподобных пород протерозойского (*4*), среднепалеозойского (*5*) и мезозойского (*6*) возрастов: 1 — Мирнинское (Мало-Ботуобинское), 2 — Накынское, 3 — Алакит-Мархинское, 4 — Далдынское, 5 — Верхне-Мунское (Улах-Мунское), 6 — Чомурдахское, 7 — Севернэйское, 8 — Западно-Укукитское, 9 — Восточно-Укукитское, 10 — Огонёр-Юряхское (Огонёр-Моторчунское), 11 — Мерчимдэнское, 12 — Бенчимэ-Куойкское (Куойкское), 13 — Молодинское (Верхне-Молодинское), 14 — Толуопское, 15 — Хорбусуонское, 16 — Лучаканское, 17 — Олобинское, 18 — Биригиндинское, 19 — Куранахское, 20 — Усть-Силигирское (Сенкю-Силигирское), 21 — Дюкенское, 22 — Ары-Мастахское (Среднекуонапское), 23 — Среднекуонапское, 24 — Старореченское (Нижнекуонапское), 25 — Орто-Ыаргинское, 26 — Эбеляхское (Маятское), 27 — Уджинское (Томторское), 28 — Котуйское (Далбыхское), 29 — Харамайское, 30 — Тайгикун-Нембинское, 31 — Чадобецкое, 32 — Белозиминское, 33 — Окинское, 34 — Ингашинское, 35 — Чомполинское, 36 — Тобук-Хатыстырское.

Алмазоносные районы: М-К — Муро-Ковинский; Т — Тычанский; СЛ — Среднеленский; СМ — Среднемархинский; МК — Моркокинский; МТ — Муно-Тюнгский; ДА — Далдыно-Алакитский; МБ — Мало-Ботуобинский; К — Куонапский; А — Анабарский; СО — Среднеоленёкский; НО — Нижнеоленёкский; П — Приленский; НЛ — Нижнеленский; ПР — Приморский

литов, их минералого-петрографическим характеристикам, петрохимии, возрасту, кристалломорфологическим типам алмазов и алмазоносности многие исследователи разделяют Якутскую провинцию на две субпровинции [54, 136, 138, 139, 140, 141]: южную Вилюйскую и северную Анабаро-Оленекскую. Широтная граница между этими субпровинциями (областями) проводится по р. Оленек в районе Маакской петли (см. рис. 1.1). Иногда в дополнение к упомянутым двум субпровинциям добавляется еще и Алданская [137], расположенная в пределах Алданского кристаллического массива, где отмечаются проявления кимберлитоподобных пород мезозойского возраста, но в этом случае ЯАП по размерам соотносится с Сибирской платформой.

Как видим, общепринятой схемы ЯАП и пространственного размещения кимберлитовых полей в пределах нее не существует, и разные исследователи пользуются своими схемами. Такое разнообразие схем и для Сибирской платформы в целом, и для ЯАП в частности объясняется как отсутствием общепринятого районирования площадей в алмазной геологии [100], так и разной трактовкой самого понятия «алмазоносная провинция». По мнению одних авторов, алмазоносная провинция является эквивалентом понятия «древняя платформа» [33], при этом имеется в виду платформа в современных границах, без учета возраста плитных комплексов и эпох алмазообразования. По мнению других исследователей, алмазоносная провинция — это часть какой-либо платформы с древним докембрийским фундаментом площадью до нескольких миллионов квадратных километров [42]. Часть исследователей считают, что данные трактовки являются некорректными и под алмазоносной провинцией следует понимать территорию алмазоперспективного литосферного блока в зоне термофлюидного и динамического влияния подкорневой астенолинзы смежной трапповой впадины-синеклизы [100].

На рис. 1.1 граница ЯАП показана так, как она первоначально приводились рядом исследователей [142], а также согласно схеме, принятой в Институте геологии ЯФ СО АН СССР [99], на которой ее западная граница примерно совпадает с административной границей Якутии и Красноярского края и проходит в районе 109° в.д. Под термином «Якутская алмазоносная провинция» ниже понимается площадь распространения кимберлитовых и кимберлитоподобных пород и россыпных проявлений алмазов в пределах указанных границ.

В геологическом строении ЯАП и ближайшего ее окружения принимают участие обширный комплекс пород от архейского до современного возраста. Фундамент сложен архейскими и нижнепротерозойскими породами, а платформенный чехол — верхнепротерозойскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями. Архейские метаморфические породы выходят на дневную поверхность на Анабарском щите. Сложены они разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и, в меньшей степени, кварцитами и мраморами общей мощностью более 25 км [55]. Нижнепротерозойские образования обнажаются только на Оленёкском поднятии, где они представлены сравнительно слабо метаморфизованными толщами песчаников, алевритов и других пород. Верхнепротерозойские отложения вскрываются в пределах Анабарской антеклизы и сложены терригенными, преимущественно песчаного состава породами, которые залегают с размывом на образованиях нижнего протерозоя или архея. Кембрийские, ордовикские и силурийские карбонатные, сульфатно-галогенно-карбонатные и терригенно-карбонатные осадки сплошным чехлом перекрывают породы архея и протерозоя и широко выходят на дневную поверхность в пределах антеклизы. Девонские отложения выполняют среднепалеозойские синеклизы и впадины (Ыгыаттинскую и др.), перекрыты, соответственно, верхнепалеозойскими образованиями Тунгусской и мезозойскими осадками Вилюйской синеклиз, участками выходят на поверхность по обрамлению этих синеклиз. Представлены они лагунными и прибрежно-морскими

терригенными образованиями, к которым во впадинах присоединяются вулканогенные породы. Развитие верхнепалеозойских терригенных отложений приурочено к Тунгусской синеклизе, а также к Лено-Анабарскому прогибу. Вскрываются они по бортам этих структур, а в пределах синеклизы перекрыты толщей терригенно-вулканогенных образований нижнего триаса. Причем в Ыгыаттинской впадине под мезозойскими осадками Вилюйской синеклизы отмечаются только нижнекаменноугольные терригенные отложения. Мезозойские терригенные осадки широко развиты в Вилюйской синеклизе, а также в Приверхоянском краевом прогибе. Из кайнозойских образований ограниченно распространены неогеновые покровные осадки Вилюйской синеклизы и южного склона Анабарской антеклизы, отложения нижних частей наиболее древних террас долин рр. Лена и Вилюй. Четвертичные отложения развиты повсеместно.

Магматические образования сформировались в течение семи циклов: архейского, ранне- и позднепротерозойского, ранне- и среднепалеозойского, позднепалеозойского-раннемезозойского и средне-позднемезозойского [55]. В дофанерозойские циклы формировались магматические породы преимущественно основного, среднего и кислого составов. Раннепалеозойские магматические образования представлены изверженными породами основного состава на Анабарской антеклизе. Широко проявился среднепалеозойский цикл магматической деятельности — вулканическая активность ознаменовалась выносом продуктов основного и ультраосновного состава (образовались кимберлитовые трубки). Позднепалеозойский-раннемезозойский магматический цикл наиболее интенсивно проходил в пределах Тунгусской синеклизы, где образовалась мощная туфолавовая толща, а по ее периферии — трапповые силлы. Кроме того, на завершающем этапе этого цикла внедрялись породы ультраосновного состава. В мезозойский (средне-позднемезозойский) цикл на территории Анабарской антеклизы происходили излияния основного состава и образовывались кимберлитовые трубки.

Для ЯАП, как и в целом для Сибирской платформы, известны три наиболее интенсивных цикла активизации кимберлитового магматизма: среднепалеозойский, ранне- и среднемезозойский. Данные циклы удалось выделить уже на первых этапах исследования кимберлитов на основе использования геологических критериев и значительного объема радиологических датировок, полученных различными методами [30, 39, 42]. В то же время использование всех без исключения данных по возрасту кимберлитов и ксеногенного материала трубок привело к неоправданному расширению интервалов внедрения кимберлитов и к значительной условности выделения эпох. Так, разными исследователями выделялось неодинаковое количество эпох кимберлитового магматизма, число которых с учетом всего многообразия геохронологических вариаций возрастов в совокупности достигало 13 и более [30]. Достоверными на сегодняшний день для ЯАП следует все же считать только три цикла кимберлитового магматизма: верхнедевонский-нижнекарбоновый (370–345 млн. лет), триасовый (240–220 млн. лет) и верхнеюрский (150–135 млн. лет) [158, 112]. Все остальные выделенные эпохи следует отнести к ошибкам при определении радиологического возраста и к несовершенству, в целом, существующих радиоизотопных методов [92, 30].

Большинство кимберлитовых полей ЯАП относится к среднепалеозойской эпохе. Триасовый возраст имеют следующие поля: Стареченское, Ары-Мастахское, Среднекуонапское, Усть-Силигирское, Куранахское, Биригиндинское, Олобинское, Лучаканское и, по-видимому, Эбеляхское. Юрский возраст имеют кимберлиты Молодинского, Хорбусуонского, Орто-Ыаргинского [2], частично Бенчимэ-Куойкского и Дюкенского полей. Наиболее продуктивной в отношении коренной алмазоносности в пределах ЯАП является среднепалеозойская эпоха — все промышленные коренные место-

рождения здесь имеют верхнедевонский-нижнекарбоновый возраст. Верхнеюрские кимберлиты бесперспективны на коренную алмазоносность: изучение многочисленных позднеюрских трубочных и даечных тел не выявило сколько-либо существенной их алмазоносности. Среди кимберлитов данного возраста на сегодняшний день нет ни одного промышленного месторождения, а отдельные тела, в которых обнаружены алмазы, обладают убогой алмазоносностью. Лишь в тр. Дьянга Бенчимэ-Куойкого поля установлено относительно повышенное содержание алмазов по сравнению с неалмазоносными телами. Отсутствие высокоалмазоносных кимберлитов посттриасового возраста некоторые исследователи [112] связывают прежде всего с мощным и огромным по масштабам (около 500 тыс. км^3 излившихся магм) проявлением траппового магматизма триасового возраста, максимальная интенсивность которого проявилась на уровне 235–230 млн. лет, что привело к существенной эрозии и переработки корневых частей литосферы северо-восточной части Сибирской платформы. В этот период, по мнению данных исследователей, расплавы астеносферного происхождения, взаимодействуя с корневыми частями литосферы, наиболее глубинную ее часть уничтожили путем частичного плавления и существенно переработали более верхние горизонты. Такая эволюция литосферы авторами отмечается, в частности, для нижнего течения р. Оленёк (Толуопское поле) в пределах Оленёкского кратона. В среднепалеозойское время мощность литосферы здесь составляла порядка 250 км, но на момент внедрения мезозойских (позднеюрских) кимберлитов она не превышала 150 км. То есть в промежуток между верхним девоном – нижним карбоном и верхней юрой произошло уменьшение мощности литосферы на 100 км. В связи с этим выявление высокоалмазоносных кимберлитов посттриасового возраста в пределах ЯАП становится весьма проблематичным. Вместе с тем следует отметить повышенную алмазоносность тр. Малокуонапская триасового возраста (Куранахское поле), содержание алмазов в которой близко к промышленным. Причем отмечается довольно высокое качество алмазного сырья (все алмазы из класса -8+4 мм ювелирные). Данное обстоятельство не исключает возможность обнаружения в пределах ЯАП кимберлитовых тел триасового возраста с промышленной алмазоносностью.

Всего в пределах Сибирской платформы разными авторами [54, 60, 79] выделяется более 30 полей распространения кимберлитовых и кимберлитоподобных пород (см. рис. 1.1), причем основное их количество сосредоточено в пределах Якутской алмазоносной провинции. Здесь встречаются кимберлитовые поля как одновозрастной эпохи внедрения кимберлитового вещества (среднепалеозойской или мезозойской), так и смешанной. Примером совмещения среднепалеозойского и мезозойского кимберлитового магматизма являются Бенчимэ-Куойкое и Дюкенское кимберлитовые поля. В пределах последнего поля кимберлиты среднепалеозойского возраста [156, 2] установлены по результатам работ Амакинской экспедиции, в процессе которых в Прианабарье обнаружено более 100 новых тел кимберлитовых и кимберлитоподобных пород [18 ф].

В пределах ЯАП на сегодняшний день известно более 1000 кимберлитовых и родственных им тел, образующих 27 полей, которые совместно с близлежащими россыпями алмазов объединены в 12 алмазоносных районов (см. рис. 1.1). Термин «алмазоносный район» несколько размыт, отражает скорее географо-экономическую и историческую сущность, включает как коренные, так и россыпные проявления алмазов [42, 100]. Алмазоносный район обычно охватывает 1–5 кимберлитовых полей, площадь которых изменяется в широких пределах: от 100 до 2500 км^2. Некоторыми исключениями являются Моркокинский, Приленский, Приморский и Нижнеленский алмазоносные районы, в пределах которых на сегодняшний день кимберлитовые поля пока отсутствуют. Здесь известны только россыпи алмазов, коренные источники которых лишь прогнозируются. Граница отдельно взятого

кимберлитового поля, как правило, условна и охватывает все сравнительно сближенные кимберлитовые тела. Проводится она с учетом косвенных географических и геолого-геофизических данных. Следует отметить, что границы между отдельными полями в пределах ЯАП, проведенные на начальном этапе алмазопоисковых работ, со временем, с учетом последующих открытий, снивелировались, и такие поля, как Западно-Укукитское и Восточно-Укукитское (иногда фигурирующих под общим названием Омонос-Укукитского поля), на сегодня практически объединились. То же самое можно сказать и в отношении четырех полей в Среднеоленекском раойне — Мерчимденском, Куойкском, Молодинском и Толуопском, граница между которыми более чем условна и, по сути, на сегодня это одно обширное полихронное кимберлитовое поле. В пределах каждого кимберлитового поля количество известных кимберлитовых тел колеблется от единиц (Севернэйское, Усть-Силигирское, Хорбусуонское) до многих десятков (Далдынское).

В южной половине ЯАП, соответствующей Вилюйской субпровинции [137], выделяют пять алмазоносных районов: Мало-Ботуобинский, Моркокинский, Среднемархинский, Далдыно-Алакитский и Муно-Тюнгский, в пределах которых обособляется 5 кимберлитовых полей. Самое южное Мирнинское кимберлитовое поле включает 9 самостоятельных кимберлитовых тел (7 трубок и 2 жилы), включая жилу Южная, выявленную в последние годы [91]. Известно также более 20 жил, сопряженных с трубками [45]. Все тела данного поля являются алмазоносными, пять трубок относятся к промышленным месторождениям, включая такие известные как Мир, Интернациональная и им. XXIII съезда КПСС.

В пределах относительно нового Накынского кимберлитового поля, открытого в 1994 г., на сегодня известно всего 5 кимберлитовых тел: трубки Ботуобинская и Нюрбинская, дайка Мархинская и две самостоятельные жилы (включая жилу Д-96). Трубки Ботуобинская и Нюрбинская характеризуются промышленной алмазоносностью. Примечательно, что в трубках Накынского поля установлена максимальная среди эксплуатируемых месторождений доля включений в алмазах эклогитового парагенезиса, оцениваемая для трубки Нюрбинская в 20–30 % [61], а для тр. Ботуобинская — более 50 % [97]. Не исключено, что в пределах этого высокопродуктивного поля в ближайшее время будут выявлены новые тела.

В Верхне-Мунском поле насчитывается 21 кимберлитовое тело, которые довольно компактно разместились в днище и по правому склону реки, что обусловило его небольшие размеры — 10×15 км [58]. По другим источникам площадь поля в структурных границах составляет порядка 400 км^2 [95]. Все тела данного поля алмазоносные, несколько повышенной алмазоносностью обладают трубки Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная и Поисковая, которые готовят к промышленному освоению. Алмазы из кимберлитовых тел Верхне-Мунского поля характеризуются четким типоморфизмом своих особенностей: преобладанием округлых ромбододекаэдров (до 75 % в тр. Поисковая), представленных в основном додекаэдроидами с шагренью и полосами пластической деформации, кавернами и коррозией. При этом отмечается высокое содержание камней с дымчато-коричневой окраской, содержание безазотных (IIa) камней по данным В. И. Коптиля составляет 1/6 часть.

В Далдыно-Алакитском районе находится два кимберлитовых поля — Далдынское и Алакит-Мархинское. Иногда из состава Алакит-Мархинского поля выделяют еще одно поле — Моркокинское (Алакит-Моркокинское) с одной-единственной трубкой Моркока [54]. От случая к случаю к данному телу присоединяют дополнительно трубки Нева и Славутич, доводя, таким образом, количество трубок в данном поле до трех. Данное присоединение не совсем правомочно, так как если тр. Моркока несколько оторвана от основной массы тел Алакит-Мархинского поля, то трубки Нева и Славутич расположены непосредствен-

но в пределах последнего поля. Следует отметить, что и Далдынское, и Алакит-Мархинское поле являются аномальными по количеству известных кимберлитовых тел. Так, в Далдынском поле на сегодня насчитывается 77 кимберлитовых тел (68 трубочных и 9 жильных), включая тр. Новогоднюю, выявленную в канун 2006 г. Несмотря на то, что данное поле является эталоном опоискованности среди полей ЯАП, последнее выявленное тело говорит о том, что здесь еще возможно обнаружение небольших по размерам слабомагнитных или немагнитных кимберлитовых тел. Среди наиболее известных тел данного поля следует отметить тр. Удачную, являющуюся на сегодня наиболее крупным промышленным месторождением в ЯАП с повышенным содержанием алмазов и высоким качеством алмазного сырья. Данная трубка состоит из двух самостоятельных тел — восточного (13,5 га) и западного (16 га). В промышленной эксплуатации находится только тр. Удачная-Восточная. В качестве особенностей данного месторождения следует отметить повышенное содержание среди алмазов кубов янтарно-желтой и зеленой окраски II и III разновидностей по Ю. Л. Орлову [61], характерных для россыпей северо-востока Сибирской платформы (Приленье, Анабар) и других регионов (Украина, Казахстан), которые практически не встречаются в кимберлитовых телах. Среди других кимберлитовых тел этого поля, обладающих относительно повышенным содержанием алмазов и хорошим их качеством, следует отметить тр. Зарницу, которая является первым кимберлитовым телом, выявленным в нашей стране. Причем данная трубка по площади (35 га) занимает второе место после тр. Юбилейной среди кимберлитовых тел ЯАП. Интересно отметить, что при разведочных работах на трубке Зарница в керне из скважины обнаружен алмаз весом 109,4 кар («60 лет Бурятской АССР») и несколько обломков в 14 кар. Это, пожалуй, единственный и своего рода уникальный случай обнаружения крупного алмаза в керне скважины, если учесть, что алмазы класса -4+2 мм фиксируются не полностью, а класс -8+4 мм при опробовании керна скважин часто не фиксируются вообще. Среди других тел данного поля следует отметить тр. Дальнюю и Иреляхскую, характеризующихся также относительно повышенной алмазоносностью. Алмазы тр. Дальняя выделены В. И. Коптилем [61] в самостоятельную ассоциацию «дальнинского» типа, которая характеризуется комплексом типоморфных особенностей, отличающих ее от других тел (черепитчатая скульптура на кристаллах ромбододекаэдрического габитуса). Трубка Ирелях-ская отличается максимальным (3,4 %) содержанием среди известных коренных месторождений равномерно окрашенных в желтый цвет октаэдров II разновидности «удачнинского» типа эклогитового парагенезиса [61]. При этом кимберлиты тр. Ирелях-ской характеризуются полным отсутствием гранатов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса [131].

В Алакит-Мархинском поле на сегодня насчитывается 88 кимберлитовых тел (63 трубки, 21 жила и 4 тела-отторженца), включая трубки Апрельская, Устинова, Ноябрская и Игорь Богатых, выявленные за период с 2004 по 2005 гг. Среди наиболее известных месторождений данного поля следует отметить трубки Юбилейная, Айхал и Сытыканская, причем тр. Юбилейная является самым крупным кимберлитовым телом ЯАП (59 га). Трубка Айхал отличается максимальным содержанием среди эксплуатируемых месторождений кристаллов с зеленой окраской цвета морской волны и с зелеными пятнами пигментации радиационного происхождения, а Сытыканская — максимально высоким содержанием (до 15 %) поликристаллических сростков VIII–IX разновидностей [61].

В последние годы в промышленное освоение вовлечена тр. Комсомольская с повышенным выходом камней классов -8+4 и -4+2 мм [61], алмазы которой обладают высокой стоимостью. Повышенное содержание алмазов отмечается также в тр. Краснопресненской этого поля.

Таким образом, все известные на сегодня коренные месторождения алмазов

сосредоточены в пределах Вилюйской субпровинции.

Анабаро-Оленекская кимберлитовая субпровинция охватывает огромную территорию на севере ЯАП в бассейнах рек Анабар, Оленек и Лена. В пределах данной субпровинции выделяется семь алмазоносных районов: Среднеоленекский, Нижнеоленекский, Приленский, Нижнеленский, Приморский, Анабарский и Куонапский. В большинстве своем каждый из перечисленных районов, за исключением Приленского, Нижнеленского и Приморского, включает несколько кимберлитовых полей (см. рис. 1.1) с многочисленными трубками, дайками и жилами кимберлитовых и родственных им пород. Хотя и в пределах северной субпровинции имеются отдельные поля с незначительным количеством кимберлитовых тел, примером которых могут являться Севернэйское (трубки Рассвет и Артык, дайка Дробленая), Усть-Силигирское (тр. Тюха, Малютка, Первенец) и Хорбусуонское (тр. Гоби, дайки Заоблачная и Старооскольская-1,2) поля. В качестве примера можно также привести и Эбеляхское поле с трубками Гренада, Надежда и ан. 98А, однако принадлежность последних к типичным кимберлитам многими исследователями в последнее время оспаривается. Иногда из состава Огонёр-Юряхского поля в качестве самостоятельного выделяется Верхне-Моторчунское поле с пятью трубками (Аэрогеологическая, Вика, Сестра-19, Сестра-25-I, Сестра-25-II) и серией мелких даек в истоках р. Утуйбут-Моторчуна. Следует отметить, что тр. Аэрогеологическая наравне с трубками Юбилейная, Удачная и Зарница входит в четверку самых крупных кимберлитовых тел ЯАП, площадь ее по разным оценкам колеблется от 17 до 18,25 га. В качестве особенностей кимберлитовых пород верхнемоторчунской группы тел В. И. Коптилем отмечается сравнительно хорошее качество алмазов при максимальном среди известных кимберлитовых тел ЯАП содержании безазотных кристаллов типа IIa (25 %), при этом общее содержание низкоазотных алмазов в этих телах превышает 90 %. Трубка Аэрогеологическая по содержанию безазотных алмазов типа IIa перспективна не только для извлечения особо ценного технического сырья, но и на обнаружение крупных высокоценных кристаллов, так как основную массу наиболее крупных камней в мире составляют именно безазотные алмазы. Проверить гипотезу можно лишь крупнобъемным (валовым) опробованием, так как керном скважин крупные кристаллы, как уже отмечалось, не извлекаются.

Всего в пределах северной субпровинции выделяется 20 кимберлитовых полей и одно поле конвергентных кимберлитам пород Уджинского поднятия (массива Томтор и его обрамления), при этом коренные месторождения на сегодня здесь полностью отсутствуют. Несколько повышенным содержанием алмазов характеризуются трубки Дьянга и Малокуонапская, о чем упоминалось выше. В обоих этих телах, как среди гранатов, так и среди алмазов, отмечается высокий процент эклогитового парагенезиса. В тр. Дьянга содержание алмазов эклогитового генезиса по оценкам разных авторов варьирует от 40 % [18] до более 90 % [61]. Одновременно данное тело, по заключению В. И. Коптиля, характеризуются самым низким качеством алмазного сырья среди известных коренных источников. В одном из блоков тр. Малокуонапская (кимберлиты первой фазы внедрения), при отсутствии гранатов алмазной ассоциации среди ультраосновного парагенезиса, содержание алмазов достигает промышленных значений (резервное месторождение). При этом мало того, что данная трубка имеет молодой (позднетриасовый) возраст, но и расположена она между Тюнгским и Оленекским древними кратонами в пределах Анабаро-Жиганского (Анабаро-Ленского) подвижного пояса. Для данной трубки типоморфным признаком является высокое содержание ламинарных ромбододекаэдров «кютюнгдинского» (по В. И. Коптилю) типа. Кроме вышеназванных тел, исследования типоморфных особенностей алмазов подтверждают высокое качество алмазов в трубках Ленинград (Западно-Укукитское поле), Дама и Лыхчан (Луча-

канское поле) [7 ф]. Мало кому известно, что трубка Ленинград является самым первым кимберлитовым телом, выявленным в нашей стране, которая была обнаружена раньше, чем тр. Зарница. Найдена она была К. С. Забурдиным (НИИГА) еще в 1952 г. в русле р. Омонос, однако порода была описана как «агломератовый туф». Примечательно, что алмазы тр. Ленинград и близлежащих к ней тел отличаются наиболее высоким среди кимберлитовых тел Сибирской платформы (кроме Мало-Ботуобинского района) суммарным содержанием кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов (58,5–67,3 %). Данное обстоятельство требует выяснения причин невысокой их алмазоносности [61].

Несмотря на полное отсутствие коренных месторождений в пределах Анабаро-Оленекской кимберлитовой субпровинции, здесь имеются многочисленные россыпи алмазов, среди которых известны промышленные месторождения. Примером могут служить россыпи бассейна р. Эбелях (Анабарский район): «Ырас-Юрэх», «Эбелях», «Гусиный», «Холомолох», «Биллях», «Верхний Биллях», «Маят», некоторые из которых в настоящее время отрабатываются. Следует отметить, что комплекс типоморфных особенностей алмазов из россыпей этого района резко отличается от известных находок алмазов из кимберлитовых тел [61]. Близко к промышленной алмазоносностью обладают реки Мас-Уджа и Токур-Уджа этого района, однако отмечается достаточно низкое качество алмазов из этих россыпей. Наиболее высоким качеством алмазов по сравнению с другими россыпями северо-востока Сибирской платформы характеризуется россыпь р. Большая Куонапка (Куонапский район), особенно выше устья р. Старая и выше устья р. Дьюкен, алмазы которой по качеству уступают только россыпям Намибии и Сьера-Леона. Повышенное качество алмазов отмечается также на междуречье рр. Маят – Уджа: россыпи рр. Кюрюктюр, Юлегир, Моргогор.

Наибольший практический интерес, по данным В. И. Коптиля, представляют россыпи с преобладанием кристаллов «кютюнгдинского» типа. Этот тип представлен в основном индивидами октаэдрического и переходного габитусов, при низком содержании дефектных камней V–VII разновидностей, и характеризуется повышенным качеством с повышенной крупностью [57]. Примером таких россыпей являются россыпи бассейна р. Молодо (Приленский район), алмазы которых по качеству уступают разве что только алмазам р. Большая Куонапка. Качество алмазов класса -2+0,5 мм россыпи р. Молодо, по оценке В. И. Коптиля, заметно выше по сравнению со всеми разведанными и эксплуатируемыми коренными источниками. Повышенным качеством алмазов обладают также россыпи рр. Улахан-Ютээх и Толуопка. Высокое качество алмазов присуще для р. Сололи, Дебингдэ, Хорбусуонка. Хорошее качество алмазов отмечается по рр. Чомурдах, Сопка, Укукит, Омонос (Среднеленекский район). Таким образом, наличие многочисленных россыпей в пределах Анабаро-Оленекской кимберлитовой субпровинции не исключает возможность обнаружения здесь богатых коренных источников. Особенно это относится к ореолу распространения алмазов «кютюнгдинского» типа, которые образуют крупную минералогическую аномалию размером 40×85 км в районе Оленекского поднятия (Среднеленекский район). Данный довольно локальный ореол распространения алмазов «кютюнгдинского» типа многие исследователи связывает с размывом богатых (порядка 1–2 кар/тонну) кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста [57, 61], аналогичных тр. Удачная. Однако интенсивные поиски на протяжении уже более четырех десятков лет в этом районе пока положительных результатов не дали.

Как видим, северная Анабаро-Оленекская субпровинция и южная Вилюйская различаются между собой по целому ряду признаков, и первое — это отсутствие (по крайней мере, на настоящее время) коренных месторождений в северной части ЯАП. Имеются и другие характерные отличия

[137, 138], такие как резкое преобладание трубчатых тел над жильными и даечными в пределах Вилюйской субпровинции по сравнению с Анабаро-Оленекской. С юга на север ЯАП уменьшается площадь поперечных сечений кимберлитовых тел. В южной субпровинции характерно повышенное содержание минералов-индикаторов кимберлитов: пиропа, пикроильменита и хромшпинелида, нередко отмечается повышенное содержание пиропа по отношению к другим индикаторным минералам. Здесь же отмечается кноррингитсодержащий пироп, количество которого коррелирует с алмазоносностью [125]. Встречаются гранаты, характерные для верлитов (зеленого цвета). Для гранатов характерны максимальная степень дифференцированности по парагенезисам и широкие вариации в содержании Cr_2O_3 и CaO (0,1–19,1 и 0,3–26,9 мас.% соответственно). Кимберлиты, в основном, представляют собой высокомагнезиальные породы с относительно низкими содержаниями щелочных элементов (особенно калия), титана, суммарного железа, фосфора, циркония, стронция и др. Только в кимберлитах южных районов отмечаются ксенолиты катаклазированных лерцолитов и верлитов с зеленым гранатом. Довольно часто встречаются ксенолиты пород наиболее глубинных фаций и субфаций — алмаз-пироповой, коэситовой, гроспидитовой. Средняя алмазоносность кимберлитов в Вилюйской области выше, чем в Анабаро-Оленекской. В породах месторождений Вилюйской области преобладают плоскогранные кристаллы октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов, отмечается повышенное количество индивидов с сине-голубой фотолюминесценцией. Среди включений в алмазах преобладают минералы ультраосновного парагенезиса. Кимберлиты южной половины ЯАП слабо дифференцированы и не сопровождаются родственными породами, возраст их исключительно среднепалеозойский.

Отличительными особенностями Анабаро-Оленекской субпровинции в числе прочих является преобладание даечных и жильных тел над трубочными [137, 138]. В кимберлитовых породах некоторых тел присутствуют монтичеллит, мелилит и нефелин. Характерно в основном низкое содержание МИК, хотя и здесь есть исключения, как, например, трубки Обнаженная и Русловая Бенчимэ-Куойкского поля. В подавляющем большинстве случаев пикроильменит преобладает над пиропом. Высокохромистых разновидностей пиропа и хромита значительно меньше, чем в Вилюйской субпровинции, при значительно меньшем разнообразии составов. К тому же минералы алмазной ассоциации здесь редки (исключение составляет район Кютюнгдинского грабена), а содержание хрома в гранатах, как правило, не превышает 10 мас.%. Практически не встречены гранаты верлитового парагенезиса, основная масса их относится к лерцолитовым разностям. Кимберлиты содержат повышенное количество титана, железа, фосфора, калия и некоторых других элементов. Исключение составляет Бенчимэ-Куойкское поле, кимберлиты которого, хотя и характеризуются убогой алмазоносностью, по составу близки к кимберлитам Вилюйской субпровинции [65]. Породы содержат небольшое количество ксенолитов глубинных пород. Исключение составляет тр. Обнаженная — одна из наиболее богатых ксенолитами трубок в ЯАП. Очень редки ксенолиты глубинных фаций: алмаз-пироповой и коэситовой, отсутствуют алмазоносные разновидности ксенолитов. Одновременно повышено содержание менее глубинных ксенолитов шпинель-пироповой и шпинель-пироксеновой фаций. Средняя алмазоносность кимберлитов здесь меньше, чем в Вилюйской области, подавляющее большинство кимберлитов вообще не содержат алмазов. Для алмазов из россыпей характерна минералогическая ассоциация «эбеляхского» («нижнеленского») типа [56, 57, 60]: преобладание типичных округлых камней — додекаэдроидов «уральского» («бразильского») типа и темных, переполненных включениями графита комбинационных многогранников V–VII разновидностей (по Ю. Л. Орлову). Также для россыпей северо-востока Сибирской платформы характерно присутствие в значительных

количествах специфических желто-оранжевых кубоидов II разновидности. Отмечается высокое содержание нелюминесцирующих в ультрафиолетовых лучах и слаболюминесцирующих в рентгеновских лучах алмазов, присутствие значительного количества кристаллов с признаками древности (преобладание кривогранных форм, зеленые и бурые пятна пигментации, окварцевание, значительный механический износ, ожелезнение, повышенная крупность кристаллов и их хорошее качество и др.). Кимберлиты сопровождаются комагматичными породами ультраосновного и щелочного состава. Возраст большинства кимберлитовых пород северной субпровинции мезозойский.

В. А. Милашев привлекает для объяснения названных различий северных и южных районов ЯАП гипотезу о концентрической зональности кимберлитовых провинций. В соответствии с развиваемой им идеей [92, 93] в центральной части провинций имеют место ранние кимберлиты, сформировавшиеся при максимальных температуре и давлении, в мезозоне — более молодые кимберлиты, возникшие при средних, а на периферии — поздние кимберлиты, образовавшиеся при минимальных термодинамических параметрах кимберлитовой фации и комагматичные им порфировые ультраосновные породы пикритовой фации платформенного вулканизма. Таким образом, кимберлитовые провинции расчленяются на три концентрические субфациальные зоны, в границах каждой из которых объединяются площади распространения кимберлитов, сформировавшиеся в близких термодинамических условиях. В центре располагаются кимберлиты алмазной субфации, средняя зона характеризуется совместным распространением кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, а на периферии развиты кимберлиты пироповой субфации и щелочно-ультраосновные породы пикритовой фации и карбонатиты. При этом В. А. Милашевым учитываются случаи полнозональных и неполнозональных провинций, в случае отсутствия одной из зон с кимберлитами определенной фации. Действительно, приведенные выше данные свидетельствуют в пользу правомочности предлагаемой В. А. Милашевым схемы региональной зональности размещения кимберлитовых тел в пределах ЯАП, однако эта обобщенная схема в настоящее время нуждается в уточнении с учетом алмазоносности кимберлитовых тел из различных частей Сибирской платформы [39].

Вопросы распространения кимберлитов и их тектоническая позиция всегда были актуальны. В настоящее время как бы считается установленной приуроченность подавляющего большинства кимберлитовых тел к древним кратонам — жестким блокам литосферы, которые являлись весьма устойчивыми к более молодым тектоническим движениям. Все промышленные кимберлитовые провинции согласно известному правилу Клиффорда тяготеют к кратонам. Хотя практика поисковых работ показывает — кимберлитовый магматизм проявлен гораздо шире и выходит за пределы кратонов. Так, алмазоносные кимберлиты встречаются и в пределах архей-нижнепротерзойских интракратонных мобильных поясов, а также на территориях с протерозойским основанием [69]. Доля алмазов эклогитового парагенезиса обычно возрастает в кимберлитах (и лампроитах) как раз расположенных либо на периферийных частях древних кратонов, либо в пределах древних мобильных зон. В последнее время все чаще высказывается мнение о том, что образование мантийных эклогитов является как раз результатом коллизии древних террейнов [28]. То есть, если перидотитовые алмазы коррелируют с архейской стабилизацией континентальной мантии, то образование эклогитовых алмазов — результат тектоно-термальных переработок литосферы в протерозойское время. Отдельными специалистами в этом направлении [165] утверждается, что тектоно-термальные процессы, разогревая литосферу и изменяя ее состав главным образом за счет метасоматоза, могли добавить новые алмазы к уже существовавшей обширной алмазной генерации архея. Древний корень мог сохраниться вместе с

первичными перидотитовыми алмазами, к тому же был еще дополнен и эклогитовыми алмазами протерозоя. Получается, что переработка при определенных условиях может играть даже конструктивную роль в плане алмазообразования. Таким образом, наряду с признанием большинством исследователей исключительного распространения кимберлитов на древних платформах, существуют различные мнения в вопросах о главнейших региональных факторах локализации кимберлитов.

Локализация кимберлитовых полей на северо-востоке Сибирской платформы, их взаимосвязь со структурными элементами этого региона изучались многими исследователями [51, 132, 6, 153, 99, 46, 87, 70, 93, 95]. Бытуют самые различные точки зрения. В числе ведущих монофакторов называются глубинные разломы, положительные и отрицательные платформенные структуры первого порядка, мощность осадочного чехла, плечевые части рифтов и авлакогенов, зоны столкновения литосферных плит и пр. Как показывают результаты большинства отмеченных работ, суммированных в монографии Ф. Ф. Брахфогеля [30], проблема проявления кимберлитового магматизма и структурно-тектонических условий формирования кимберлитовых полей пока не решена. При этом по одному из узловых вопросов этой проблемы — выделению элементов современного структурного плана региона, ответственных за пространственное размещение кимберлитовых полей, — точки зрения геологов могут быть сгруппированы по двум направлениям. Сторонники одного из них [7, 132, 157, 80, 86] считают магмоподводящими или кимберлитоконтролирующими крупные пликативные структуры с выделением зон их сочленения, авлакогенов и рифтогенных структур. Разломы, ограничивающие указанные структурные единицы, выполняют только функции магмоводов и самостоятельного кимберлитоконтролирующего значения не имеют. Сторонники второго направления в качестве основных или даже единственных кимберлитоконтролирующих элементов рассматривают крупные глубинные и оперяющие их разломы [51, 6, 153, 70]. В. А. Милашев в ранних своих работах [93] связывает контроль над размещением кимберлитовых полей не с глубинными разломами, а с особыми зонами повышенной проницаемости земной коры, не выражающимися в гравитационном поле фундамента. В более поздних своих работах ответственными за локализацию кимберлитовых тел данным автором выделяются блоки с изотропной по ориентировке мегатрещиноватостью, и контуры этих блоков рекомендуются в качестве структурных границ кимберлитовых полей [95].

Ф. Ф. Брахфогель [30] на основе детальных геологических наблюдений размещения кимберлитовых тел Среднеоленекской группы полей с привлечением данных дешифрирования аэрофотоматериалов приходит к выводу, что размещение кимберлитовых тел контролируется разрывными нарушениями в осадочных породах, имеющими в подавляющем большинстве северо-восточное простирание. По результатам анализа геофизических материалов и изучению глубинного строения района Среднеоленекской группы полей выявлено наличие серии глубинных разломов фундамента неустановленного возраста, которые также характеризуются северо-восточным простиранием. Таким образом, обнаружено, что разрывные нарушения осадочного чехла и глубинные разломы северо-восточного простирания представляют собой единый тектономагматический комплекс. При этом глубинные разломы выполняют функции магмопроницаемых участков земной коры (магмоводов и трассеров для развития зон разрывных нарушений в осадочном чехле), а последние, в свою очередь, играют роль кимберлитоконтролирующих и, в подавляющем большинстве случаев, кимберлитовмещающих полостей. Эту выявленную на примере кимберлитовых полей Средне-Оленекской группы закономерность Ф. Ф. Брахфогель [30] считает общей для всех кимберлитовых полей северо-восточной части Сибирской платформы. Кимберлитоконтролирующие зоны, выделенные им с использованием космиче-

ских снимков, показаны на рис. 1.2. Всего выделено пять зон глубинных разломов: Далдын-Оленекская, Вилюй-Ботуобинская, Муно-Тюнгская, Уеле-Мерчимденская и Муно-Ботуобинская. В каждой из зон располагается одно или несколько кимберлитовых полей. Следует отметить, что название «Муно-Ботуобинская кимберлитоконтролирующая зона» среди геологов-алмазников не получило широкого распространения. Наиболее чаще данная зона называется Вилюйско-Жиганской или Вилюйско-Мархинской, выделена в качестве таковой еще К. Б. Мокшанцевым [99, 46, 30] и прослеживается на местности дайками базитовой специализации. К. Б. Мокшанцев выделил также пять зон глубинных разломов, совпадающих как по местоположению, так и по ориентировке с зонами, выделенными Ф. Ф. Брахфогелем. В предложенной схеме Ф. Ф. Брахфогеля от схемы К. Б. Мокшанцева осталось лишь название Далдын-Оленекской зоны, все остальные получили как иное название, так и тектономагматическое содержание. Вилюйско-Жиганская зона по К. Б. Мокшанцеву несколько шире Муно-Ботуобинской и включает в себя как Мирнинское поле, так и недавно открытое Накынское, расположенное в бассейне р. Мархa. С данной зоной связано четыре крупных алмазоносных района: Мало-Ботуобинский, Моркокинский, Среднемархинский и Муно-Тюнгский. В настоящее время северо-восточный фланг Вилюйско-Мархинской зоны — один из наиболее перспективных на выявление новых месторождений алмазов районов в пределах ЯАП.

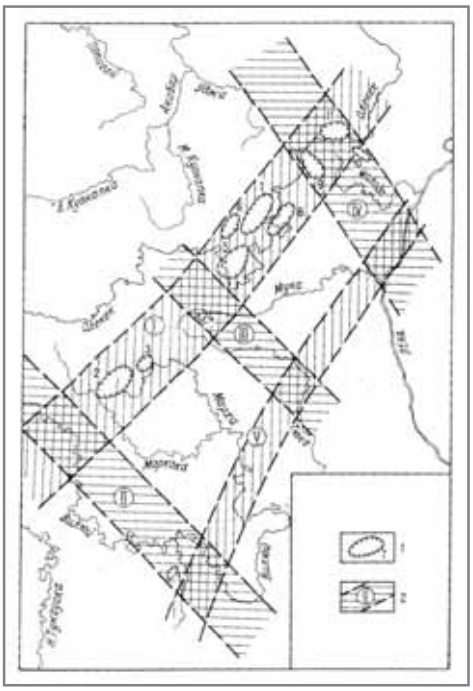


Рис. 1.2. **Среднепалеозойские кимберлитоконтролирующие зоны северо-восточной части Сибирской платформы по [30]:**

кимберлитовые поля: *1* — Ботуобинское, *2* — Алакитское, *3* — Далдынское, *4* — Верхне-Мунское, *5* — Чомурдахское, *6* — Западно-Укукитское, *7* — Восточно-Укукитское, *8* — Огонёр-Юряхское, *9* — Мерчимденское, *10* — Толуопское, *11* — Куойкское;

кимберлитоконтролирующие зоны: I — Далдын-Оленекская, II — Вилюй-Ботуобинская, III — Муно-Тюнгская, IV — Уеле-Мерчимденская, V — Муно-Ботуобинская

ГЛАВА 2
МЕТОДИКА И МЕТОДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералогические исследования являются важной составной частью любых поисковых работ, но особое место они занимают при поисках алмазных месторождений. Данные исследования исключительно важны для решения ряда задач как общегеологического (научного), так и прикладного характера. Значительную долю минералогических исследований при алмазопоисковых работах занимает изучение типоморфных особенностей важнейших минералов-индикаторов кимберлитов, таких как пироп, пикроильменит, хромшпинелид и другие. К сожалению, большинство работ по алмазной минералогии посвящены изучению минералов, извлеченных непосредственно из материнской породы — кимберлита, и значительно слабее изучены МИК из россыпей [136]. Хотя геологи-алмазники в первую очередь сталкиваются с МИК именно из промежуточных коллекторов, современных или древних. Важность типоморфных особенностей кимберлитовых минералов из россыпей объясняется тем, что изучение их позволяет расшифровать условия россыпеобразования и провести реконструкцию истории развития ореолов. По типоморфным особенностям МИК можно определить литодинамический тип ореолов, фациальную принадлежность вмещающих их осадков, степень удаления до коренного источника и многое другое.

Особое место в изучении типоморфных особенностей МИК занимает исследование их морфологии. Морфология — первое, с чем сталкивается исследователь при изучении минералов [17]. Исследуя физиографию МИК, опытный минералог оценивает не просто литодинамические обстановки, через которые они прошли, но и особенности этих обстановок, интенсивность влияние тех или иных факторов, их продолжительность, последовательность этапов морфогенеза и т. д. По образному замечанию В. П. Афанасьева, индикаторный минерал и ассоциация минералов представляют собой книгу, в которой записана вся их история, все геологические обстановки, через которые они прошли. Надо только уметь читать эту книгу, знать язык, на котором она написана, при этом следует учитывать, что некоторые страницы из этой общей книги могут быть плохо читаемы или «вырваны» совсем. Но одних лишь знаний морфологии бывает недостаточно для решения некоторых конкретных прогнозно-поисковых задач. Трактовка генезиса кимберлитовых минералов только на основе их отдельных морфологических особенностей не безошибочна. Нередко без использования состава кимберлитовых минералов невозможно провести генетическую интерпретацию их морфологических разновидностей. В большинстве случаев лишь совместное использование морфологии и состава МИК позволяет выяснить условия их морфогенеза. Комплексное исследование МИК особенно актуально сейчас, когда поисковые работы переместились на закрытые территории со сложными геологическими обстановками, где имеют место промежуточные коллекторы различного возраста и генезиса. В таких условиях приходится иметь дело с ореолами рассеяния кимберлитовых минералов, прошедших сложный путь эволюции в экзогенных условиях, зачастую неоднократно переотложенных. И если в открытых районах с простым геологическим строением иногда бывает достаточно одной шлиховой пробы, чтобы сказать о близости коренного источника, то в сложных поисковых обстановках сделать это, за редким исключением, просто невозможно. В этих случаях приходится детально изучать как отдельные минералы, так и минеральные ассоциации в целом, максимально извлекая всю доступную информацию, «расшифровывать»

ореолы, просчитывая местонахождения первоисточника. К сожалению, иногда к шлихо-минералогическому методу поисков алмазных месторождений зачастую относятся как к простой фиксации шлихами кимберлитовых минералов, а изучение самих МИК представляется как описание неровностей их поверхности. Как любая наука, минералогические исследования не стоят на месте, поэтому при алмазопоисковых работах в сложных обстановках необходимо использовать достижения современных методов изучения минерального вещества, а также опыт применения шлихо-минералогического метода поисков в производственных организациях, который до сих пор остается ведущим при поисках алмазных месторождений.

Большой вклад в разработку методики морфологических исследований кимберлитовых минералов внесли А. Д. Харькив и В. П. Афанасьев [75]. На примере ЯАП ими были разработаны схемы морфологического описания основных кимберлитовых минералов (пиропа, пикроильменита, хромшпинелида), рассмотрены «первичная» морфология минералов, а также процессы глубинного морфогенеза, морфология и морфогенез минералов в экзогенных условиях [10, 11, 136, 140]. Тем не менее на сегодня не существует универсальной схемы морфологического описания МИК, и разные организации или даже исследователи пользуются своими схемами. В данной работе использована схема описания кимберлитовых минералов (как полевого, так и камерального), принятая в Амакинской геологоразведочной экспедиции, которая совершенствовалась на протяжении многих десятилетий несколькими поколениями геологов и минералогов. Весомый вклад в разработку и совершенствование схемы морфологического описания кимберлитовых минералов внесли такие сотрудники Амакинской ГРЭ, как А. А. Панкратов, Л. А. Зимин, Н. А. Петелина, Ю. П. Белик.

Объектом настоящих исследований послужили минералы из кимберлитов (гранат, хромшпинелиды, оливин, диопсид, ильменит, апатит, циркон и магнетит) и родственных им пород, а также из шлиховых ореолов ЯАП, Красноярского края и Иркутской области. В общей сложности изучено несколько десятков тысяч минералов-индикаторов кимберлитов из 16 кимберлитовых полей и 10 алмазоносных районов ЯАП.

Минералогические исследования включали в себя как непосредственно полевой просмотр шлихов и визуальное описание минералов, так и изучение минералов в камеральный период с помощью оптической микроскопии. Шлихи являлись результатом отбора проб из руслового аллювия и естественных обнажений, из горных выработок (шурфов, канав) и из керна буровых скважин. В отдельных случаях изучались искусственные шлихи — протолочки, полученные из плотно сцементированных пород (конгломератов, песчаников и др.). Отбор основного объема шлиховых проб осуществлялся с помощью копушения, который является наиболее распространенным при маршрутных работах. Этим методом опоискованы значительные площади. Он применяется при опробовании отложений русла, склонов долин и водоразделов. Пробы отбираются с глубины 0,3–0,6 м, при этом необходимо стремиться к тому, чтобы объем шлиховых проб, независимо от состава опробуемых отложений, был примерно одинаковым (обычно 20 литров). В зависимости от решаемых задач и поисковых обстановок выбирается определенный шаг (сеть) опробования, место отбора и тип опробываемых отложений. При отборе шлиховых проб из руслового аллювия предпочтение отдается местам, наиболее благоприятным для концентрации минералов тяжелой фракции. Основным определяющим фактором накопления тяжелой фракции в аллювиальных отложениях является резкое изменение гидродинамики среды переноса обломочного материала. Поэтому наиболее благоприятными местами отбора шлиховых проб являются головки кос, островов, перекатов, участки за поваленными деревьями, валунами и другие неровности русла. Относительно высокие содержания минералов тяжелой фракции

отмечаются также в пристрежневой части русла. При отборе шлиховых проб важную роль играет гранулометрический состав отложений. Наиболее высокие концентрации минералов тяжелой фракции устанавливаются в грубообломочном неотсортированном аллювии. При опробовании склонов и водораздельных пространств пробы отбираются преимущественно из деллей, медальонов и мерзлотных бугров пучения. Более благоприятные места отбора шлиховых проб представляют собой выположенные участки склонов (структурные террасы, особенно у тыловых швов) или их подножия.

Промывка шлиховых проб в пределах ЯАП осуществляется на лотках сибирского типа. Условно промывка шлиховых проб может быть разделена на три последовательные стадии. Прежде всего проба освобождается от примазок глинистых частиц и от обломков породы. При этом лоток с пробой находится в воде в неподвижном состоянии. Затем, когда в лотке останется относительно мелкая очищенная от примазок фракция, производится смыв легких частиц, а затем доводка шлиха. Этот процесс следует проводить путем небольших вращательных движений лотка, в результате чего более мелкие частицы всплывают. Вслед за этим слабыми наклонами лотка и быстрыми движениями вперед и назад всплывшие частицы сбрасываются, и одновременно краем лотка зачерпывается новая порция воды. Доводка шлиха проводилась до серого цвета, при этом постоянно ведется наблюдение за состоянием шлиха во избежание смыва таких относительно легких минералов, как пироп, оливин, апатит и др.

Часть изученных шлихов была отобрана также из материала мелкообъемных проб, из класса -1 мм, при опробовании рыхлых отложений. При этом вначале исходная проба подвергается грохочению с промывкой на ручных ситах с диаметром ячеек 8 мм, 4 мм, 2 мм и 1 мм. В дальнейшем осуществляется гравитационная отсадка материала классов -8+4 мм, -4+2 мм и -2+1 мм на ручном концентраторе («джиге»). Отсаженный концентрат обычно визуально просматривается на алмазы и МИК, и в случае их присутствия они извлекаются в отдельные пакеты.

Отбор шлиховых проб традиционно сопровождается их документацией, которая включает в себя:

а) этикетирование шлихов;

б) документацию шлиховых проб в полевом дневнике;

в) нанесение проб на карты (топооснову или фотоснимок);

г) заполнение журнала шлихового опробования.

При документации шлиховых проб в полевом дневнике обычно приводятся следующие сведения:

1) номер пробы и точная привязка;

2) геоморфологические условия места отбора пробы (водораздел, склон, терраса, пойма, русло, плес, перекат, коса – головка, центр, хвостовая часть, остров, бичевник и т. п.);

3) объем пробы, глубина взятия;

4) генетический характер опробуемых отложений (аллювий, пролювий, делювий, элювий и т. д.);

5) литологический (гранулометрический) характер исходного материала пробы (галечник, пески, суглинки, илы и др.);

6) петрографический состав грубых обломков и их содержание (в процентах);

7) цвет и состав шлиха (кварцевый, карбонатно-кварцевый, карбонатный и др.);

8) выход тяжелой фракции (в гр.) и ее состав (лимонит, ильменит, магнетит, альмандин и др.);

9) наличие МИК и других полезных компонентов, их полевая характеристика.

Просмотр шлихов непосредственно в поле является обязательным. Особое внимание при этом уделяется таким вопросам, как:

1. Видовой комплекс минералов-индикаторов, размер зерен каждой группы минералов (в интервалах -8+4 мм, -4+2 мм, -2+1 мм, -1+0,5 мм и -0,5 мм) и их количественное содержание (число зерен).

2. Степень целостности (сохранности) зерен (монолитные и трещиноватые, целые и колотые).

3. Наличие примазок на зернах и келифитовых оболочек на гранатах.

4. Определение цветовых разновидностей гранатов и их количественное содержание.

5. Класс сохранности минералов-индикаторов (степень механического износа) по четырем классам — I, II, III и IV и количественное содержание в каждом классе.

Основные из приведенных выше сведений в некоторых подразделениях Амакинской ГРЭ принято отображать в закодированном виде, в табличной форме, что позволяет значительно экономить время при документации шлихов, к тому же не допускает пропуска какой-либо важной информации. Основой для описания шлиховых проб в закодированном виде служат принятые в АГРЭ условные обозначения (табл. 2.1), информация из которых попунктно заносится в таблицу по каждому шлиху. Пример такой таблицы приведен в табл. 2.2. Из табл. 2.2 с учетом условных обозначений по табл. 2.1 следует, что шлиховая проба объемом 20 л (п. I) отобрана в головной части косы (п. II) из закопушки гл. 0,2 м. Шлих серый (п. IV), карбонатно-кварцевый (п. V), тяжелая фракция шлиха (5–10 гр.) представлена (п. VII) ильменитом, альмандином, рудной пылью и лимонитом (минерал, которого меньше, пишется первым). В шлихе присутствует 2 зерна пиропа, 4 зерна пикроильменита и 1 знак золота (п. VIII). Форма пиропов: 1 зерно округлое и 1 зерно угловато-округлое; пикроильменитов: 2 зерна угловато-округлые и 2 зерна угловатые; золото в виде пластинки (п. IX). Размер зерен пиропов -0,5 мм; пикроильменитов: 2 зерна из класса -1+0,5 мм и 2 зерна из класса -0,5 мм; золото — менее 0,5 мм (п. X). Цвет пиропов лиловый (1 зерно) и красный (1 зерно), пикроильменитов — черный, золота — желтый (п. XI). На одном зерне пиропа обнаружена матированная первичная поверхность, на 2 зернах пикроильменита — шероховатая (п. XII). На одном из зерен пиропа также присутствуют глинистые примазки (п. XIII). По полевому (визуальному) определению 1 зерно пиропа отнесено ко II классу сохранности и 1 к IV классу (п. XIV); 1 зерно пикроильменита II класса, 1 — III класса и 1 — IV класса сохранности. Пластинка золота является хорошо окатанной.

Таблица 2.1

Условные обозначения для шлиховых проб

I Объем пробы (м³)	II Место взятия пробы		III Глубина взятия пробы (закопушка, м)
1. 0,01	1. Русло	10. Бичевник	1. 0,1
2. 0,02	2. Перекат	11. Щетка	2. 0,2
3. 0,03	3. Улово (яма)	12. Низкая пойма	3. 0,3
4. 0,04	4. Головка косы	13. Высокая пойма	4. 0,4
5. 0,1	5. Средняя часть косы	14. Терраса	5. 0,5
6. 0,2	6. Хвост косы	15. Склон	6. 0,6
7. 0,3	7. Головка острова	16. Водораздел	7. 0,7
8. 0,4	8. Средняя часть острова	17. Подножие склона (тыловой шов долины)	8. 0,8
9. 0,5	9. Хвостовая часть острова	18. Делль	9. 0,9
10. 1,0			

IV Цвет шлиха	V Состав шлиха	VI Выход т.ф. на шлих (гр.)
1. Серый	1. Карбонатный	1. >10 гр.
2. Светло-серый	2. Карбонатно-кварцевый	2. 5–10 гр.
3. Коричневый	3. Кварцево-карбонатный	3. <5 гр.
4. Черный	4. Кварцевый	4. ед. знаки
5. Пестрый	5. Трапповый	
6. Красный	6. Кимберлитовый	

7. Зеленоватый 8. Желтый 9. Белый	7. Кремнистый 8. Лимонитовый	
VII Минералы тяжелой фракции	**VIII Кимберлитовые минералы и др. полезные компоненты, количество зерен**	**IX Форма зерен и их количество**
(минерал, которого меньше, пишется первым) 1. Лимонит 2. Пирит 3. Марказит 4. Альмандин 5. Магнетит 6. Пироксен 7. Дистен 8. Рудная пыль 9. Гроссуляр 10. Ильменит 11. Барит 12. Кимберлитовые минералы	1. Пироп 2. Пикроильменит 3. Хромшпинелид 4. Циркон 5. Алмаз 6. Хромдиопсид 7. Слюда (флогопит) 8. Касситерит 9. Сфалерит 10. Золото *(Пример: 2/12 — пикроильменит 12 зерен)*	1. Округлая 2. Лепешковидная 3. Эллипсовидная 4. Угловато-округлая 5. Угловатая 6. Остроугольная 7. Идиоморфная 8. Агрегатная 9. Октаэдрическая 10. Ромбододекаэдр 11. Переходная форма 12. Сросток 13. Комковатая 14. Пластинчатая 15. Игольчатая 16. Дендритовидная 17. Гексагональная 18. Кубоиды
X Размер зерен и их количество	**XI Цвет и количество зерен**	**XII Первичные поверхности и количество зерен (4/1)**
1. -8+4 мм 2. -4+2 мм 3. -2+1 мм 4. -1+0,5 мм 5. -0,5 мм	1. Лиловый 2. Оранжевый 3. Красный 4. Розовый 5. Фиолетовый 6. Прозрачный 7. Молочный 8. Желтый 9. Зеленый 10. Черный 11. Коричневый *(Пример: 3/8 — красных 8 зерен)*	1. Матированная (матовая) 2. Шероховатая 3. Ямчатая 4. Циркообразная 5. Бугорчатая 7. Ребристая 6. Черепитчатая 8. Занозистая 9. Корродированная 10. Бородавчатая 11. Шиповидная 12. Гладкая 13. Магматической резорбции 14. Вторичные
XIII Примазки и кол-во зерен (1/5)	**XIV Сохранность зерен и кол-во зерен (4/20)**	
1. Карбонатные 2. Песчаные 3. Глинистые 4. Кимберлитовые (серпентин) 5. Сростки с кварцем	1. I класс 2. II класс 3. III класс 4. IV класс 5. Хорошо окатанное * 6. Слабо окатанное * 7. Неокатанное * *(Примечание: * 5–7 — для золота)*	

Таблица 2.2

Полевое описание шлиховой пробы

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
2	4	2	1	2	2	10, 4, 8, 1	1/2	1/1 4/1	5/1	1/1 3/1	1/1	—	2/1 4/1
							2/4	4/1 5/1	4/2 5/2	10/4	2/2	3/1	2/2 3/1 4/1
							5/1	14/1	5/1	8/1	—	—	5/1

Примечание: данные см. в табл. 2.1.

Как видим, довольно объемная текстовая информация только по одной шлиховой пробе достаточно компактно и без потерь отражена в таблице, что, безусловно, экономит время при документации в полевых условиях. Еще одним преимуществом данной таблицы является то, что она постоянно может дополняться и совершенствоваться.

Следует особо отметить, что при изучении минералов использовалась шкала сохранности кимберлитовых минералов, разработанная геологом Амакинской экспедиции Л. А. Зиминым [14 ф]. Данная шкала, состоящая из четырех классов механического износа, является на сегодня наиболее приемлемой и универсальной [115], так как позволяет самостоятельно решать задачу локализации коренного источника. К сожалению, в стремлении к совершенствованию шлихового метода применительно к поискам коренных источников алмазов различные исследователи применяют свои критерии к установлению степени механического износа МИК и к сохранности их зерен. В результате подход к сохранности кимберлитовых минералов настолько различен, что порой провести сравнение результатов, полученных разными авторами (организациями), просто невозможно. Л. А. Зиминым в основу разделения на классы положена степень сохранности первичных поверхностей МИК. Таким образом, под степенью (классом) сохранности кимберлитовых минералов понимается не сохранность в целом зерен минералов (целые, колотые) и не столько степень их окатывания (по литологической шкале окатанности), а степень механического износа первичных поверхностей [152]. Шкала механического износа зерен кимберлитовых минералов выглядит следующим образом (рис. 2.1):

I класс. Зерна без малейших следов механического износа первичных поверхностей (истирания, скрашивания). Сюда входят как целые зерна, так и колотые, а также трещиноватые.

II класс. Зерна со следами механического износа: площади, занятые первичными поверхностями, значительно больше площадей, образованных в результате механического истирания зерен при переносе. Если более кратко, то площади первичных поверхностей значительно более (> 50 %) площадей вторичного происхождения.

III класс. Зерна, первичные поверхности которых сохранились в виде реликтов; бóльшая часть площади (поверхности) зерен имеет вторичное происхождение, образованной в результате мехизноса. Другими словами, площадь первичных поверхностей значительно менее (< 50 %) площадей вторичного происхождения.

IV класс. Зерна без малейших следов первичных поверхностей.

Разумеется, деление на классы носит несколько условный характер, особенно это касается разделения зерен на II и III классы. Чтобы в какой-то мере исключить субъективность в разделении этих классов, изначально принято, что «границей» степени механического износа зерен II и III классов является равное соотноше-

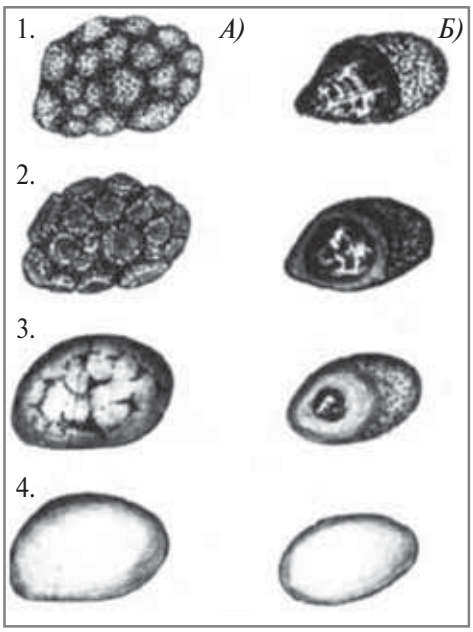


Рис. 2.1. **Шкала механического износа минералов-индикаторов кимберлитов на примере изменения зерен пикроильменита по [14 ф]:**

А — целое зерно с бугорчатой первичной поверхностью, *Б* — колотое зерно с шероховатой поверхностью;

1 — следы механического износа отсутствуют (I класс);

2 — вершины бугорков и острые ребра колотых зерен притерты (II класс);

3 — первичные поверхности и сколы наблюдаются в виде реликтов (III класс);

4 — первичные поверхности отсутствуют (IV класс).

Зарисовка Л. А. Зимина

ние первичных (эндогенных) и вторичных (экзогенных) поверхностей, образованных в результате механического износа зерен. Другими словами, если первичные поверхности стерты менее чем на 50 %, то зерна относятся ко II классу, при условии стертости первичных поверхностей более чем на 50 % зерна относятся к III классу [14 ф].

Казалось бы, такое детальное описание шлиховых проб, приведенное выше, непосредственно в поле является излишним, но оно вполне оправдано. Опытный геолог-полевик, обладающий необходимыми знаниями по морфологии кимберлитовых минералов, знающий генезис различных поверхностей и степень их сохранности, способен в открытых районах с простым геологическим строением в течение одного полевого сезона выйти на коренной источник, что неоднократно подтверждалось на практике. В случае «подсечения» потока рассеяния МИК хорошей сохранности вполне возможно в достаточно короткий срок, прослеживая его, перейти от потока к ореолу, оконтуривая который, в конечном итоге, выявить кимберлитовое тело.

Весь собранный материал в процессе камеральной обработки подвергался минералогическим исследованиям: изучались морфология и состав минералов, их физические свойства, а также выполнялись анализ и статистическая обработка электронно-зондовых исследований составов минералов. Лабораторная обработка шлиховых проб осуществлялась по схеме, разработанной в Амакинской экспедиции (рис. 2.2). Исходная проба взвешивалась и рассеивалась на ситах с размером ячеек +1 мм, -1+0,5 мм и -0,5 мм с взвешиванием каждого класса. Из класса +1 мм производился отбор мономинеральных фракций, взвешивание, подсчет зерен и их описание. Класс -1+0,5 мм разделялся в тяжелой жидкости на легкую и тяжелую фракции. Легкая фракция сохранялась для просмотра и описания под бинокуляром. Тяжелая фракция взвешивалась и подвергалась сепарации на электромагнитном сепараторе с разделением на магнитную, I электромагнитную, II электромагнитную и немагнитную фракции. Из каждой фракции проводился отбор минералов, их взвешивание, подсчет зерен и описание. Класс -0,5 мм квартовался делителем Джонса, если вес его превышал 3–5 мг; квартовка взвешивалась (остальная часть оставлялась в сохранном запасе), обрабатывалась в тяжелой жидкости и содержание минералов суммировалось с классами +1 и -1+0,5 мм. Следует отметить, что

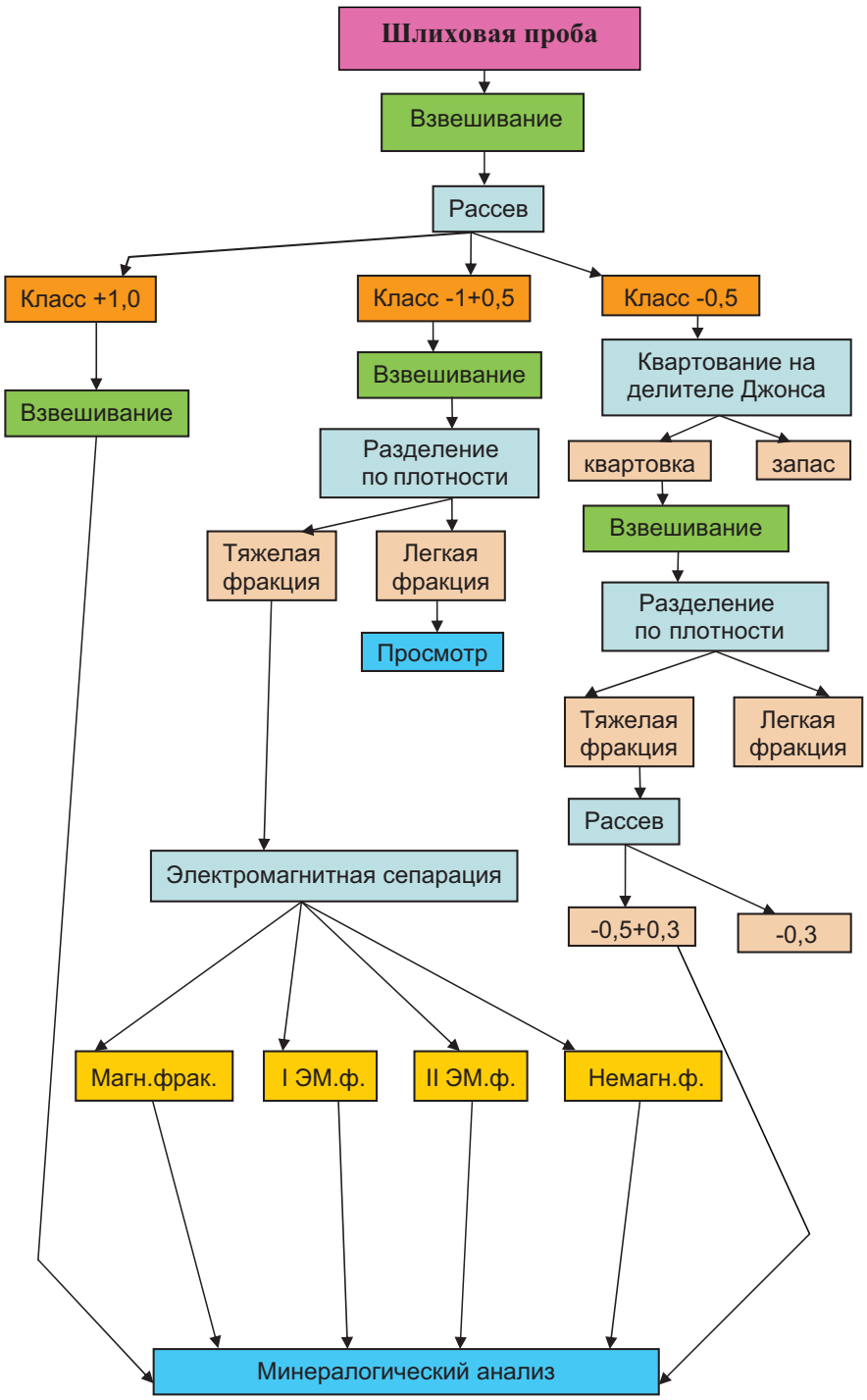


Рис. 2.2. **Схема лабораторной обработки шлиховых проб**

обработка шлихов и последующее описание кимберлитовых минералов по сокращенной схеме проводилось в полевой аналитической лаборатории (ПАЛ) АГРЭ. После чего наиболее важные из проб в поисковом и минералогическом отношении выборочно подвергались более детальному изучению, которое для минералов-индикаторов кимберлитов включало следующее:

1. Определение процентного содержания трещиноватых, целых, первично и вторично колотых зерен (рис. 2.3).

Рис. 2.3. **Внешний вид трещиноватых (*а*), целых (*б*), первично (*в*) и вторично (*г*) колотых зерен:** *а* — тр. Новинка, кл. -2+1 мм; *б* — тр. Комсомольская-Магнитная, кл. -1+0,5 мм; *в* — Гвинея, уч. Бобико, кл. -2+1 мм; *г* — тр. Заполярная, кл. -1+0,5 мм

2. Определение процентного содержания зерен с примазками и состава последних (глинистые, песчаные, карбонатные, серпентин, лейкоксен, анатаз).

3. Определение генетических типов поверхностей (первичные и вторичные) с разделением зерен на две группы. Данное определение очень важно, так как в противном случае описание морфологии минералов будет сведено лишь к простой фиксации неровностей их поверхности. Для этого необходимо знать генезис каждого типа скульптур (понятия «первичные» и «вторичные» поверхности более подробно рассмотрены в разделе 3).

4. Определение в процентном отношении количества зерен с вторичными скульптурами и зерен-осколков, значительно менее информативных.

5. Разделение зерен на четыре класса сохранности (мехизноса) — I, II, III и IV (см. рис. 2.1).

6. Определение разновидностей первичных поверхностей. Для граната это преимущественно матированная, шероховатая, бугорчатая, ямчатая, циркообразная, бородавчатая (рис. 2.4), в отдельных случаях — черепитчатая и ступенчатая, имеющие конвергентный характер. Для пикроильменита — матированная, шероховатая, бугорчатая, ямчатая, шиповидная (рис. 2.5, см. с. 30). Для хромшпинелида — зеркальная, зеркальных граней и матированных ребер, матированная, реже шероховатая (рис. 2.6, см. с. 31). При характеристике поверхностей изучаемых минералов необходимо помнить, что наиболее распространенные разновидности (матированная, шероховатая и др.) принципиально отличаются одна от другой лишь размерами элементарных микроформ, образующих эту поверхность. Поэтому, чтобы свести к минимуму элемент субъективности определений, необходимо при изучении минералов в лабораторных условиях применять единое 25-кратное увеличение (окуляр 12,5×, объектив 2×).

7. Определение разновидностей вторичных поверхностей. Для граната это, преимущественно, каплевидная и корродированная, реже занозистая (игольчатая) (рис. 2.7 см. с. 32). В отдельных случаях в качестве вторичных поверхностей могут быть черепитчатая (тетрагональных пирамид), ступенчатая (рис. 2.8 см. с. 33). Для пикроильменита это, в основном, корродированная (см. рис. 2.7). Хромшпинелид химически устойчив, в гипергенных условиях на нем могут образовываться редкие секущие трещины или развиваться микротрещиноватость с проявлением на сколах красноватых внутренних рефлексов [17].

8. Определение (в %) формы зерен (рис. 2.9 см. с. 34–35): округлая, угловато-округлая, угловатая и остроугольная. Для гранатов дополнительно определяется количество кубоидов. При наличии зерен с кристаллографической огранкой, что встречается крайне редко, таковые также отмечаются. Для пикроильменитов кроме округлой, угловато-округлой, угловатой и остроугольной учитываются такие формы, как гексагональная и лепешковидная. Для хромшпинелидов определяется количество октаэдров, октаэдров с вициналями, сростков октаэдров и мириоэдрических кристаллов.

9. Определение в процентном отношении цветовых разновидностей граната — лиловые, фиолетовые, красные, оранжевые, розовые (рис. 2.10 см. с. 36). Иногда дополнительно из лиловых разностей выделяются гранаты малинового цвета, имеющие густо-красный цвет с фиолетовым оттенком. Известны и зеленые гранаты, установленные в некоторых кимберлитовых телах. Однако в связи с их редкостью (в шлихах они практически не встречаются) зеленая окраска гранатов здесь не рассматривается.

10. Определение в процентном отношении количества зерен с включениями, измененных (рис. 2.11 см. с. 37) и дихроичных (для граната) зерен. Для измененных зерен гранатов характерна белесая поверхность («выцветы»), обусловленная развитием густой микроскопической трещиноватости. Обычно встречается на пиропах из коры выветривания. Дихроизм — изменение окраски гранатов при искусственном и естественном освещении. Дихроизм обычно характерен для фиолетовых разно-

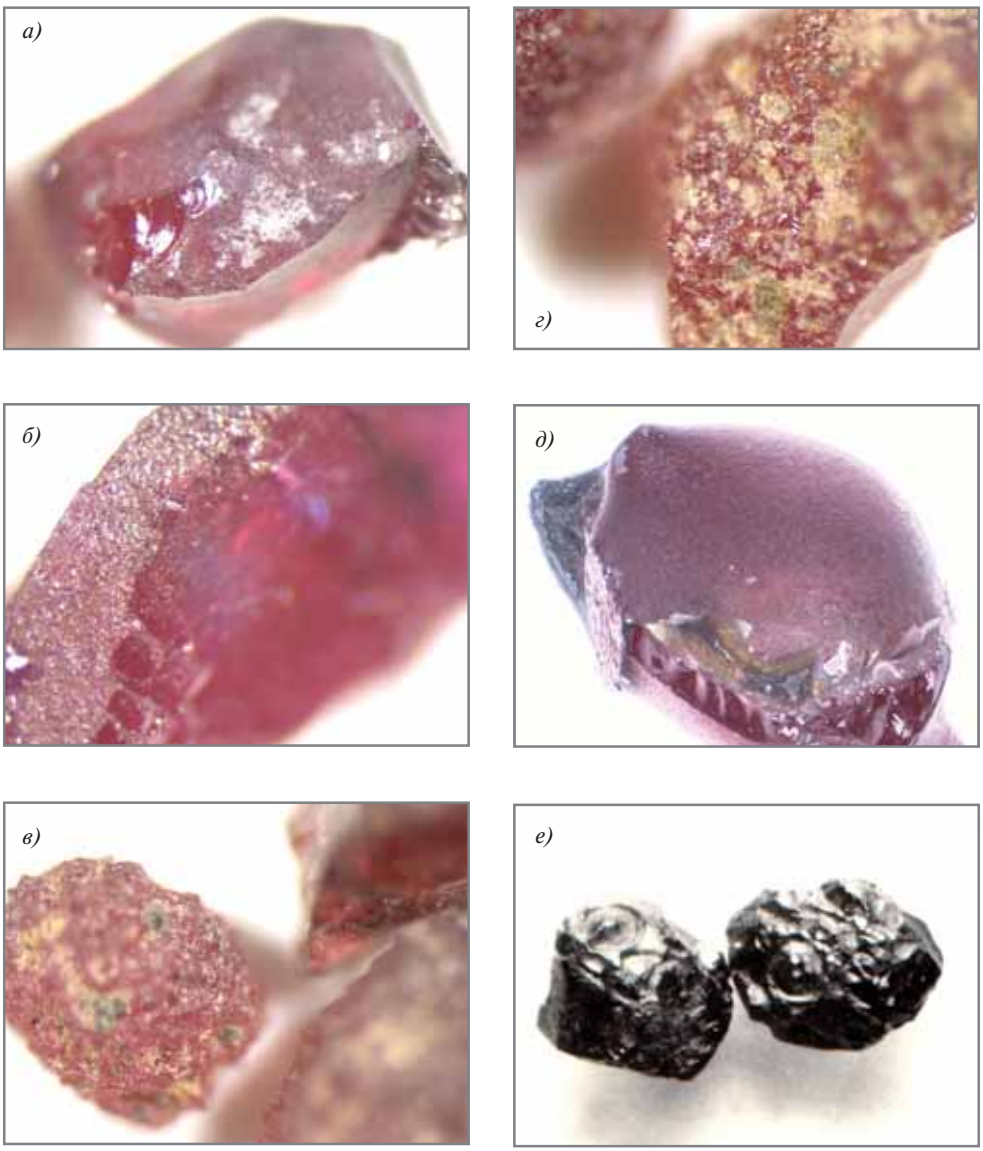


Рис. 2.4. **Наиболее характерные типы первичных поверхностей для граната:**
а — **матированная**, тр. Комсомольская-Магнитная, кл. -1+0,5 мм;
б — **шероховатая**, тр. Заполярная, кл. -1+0,5 мм;
в — **бугорчатая**, тр. Хоркич (Эвенкия), кл. -2+1 мм
г — **ямчатая**, тр. Хоркич (Эвенкия), кл. -2+1 мм;
д — **бородавчатая**, тр. Новинка, кл. -1+0,5 мм;
е — **циркообразная**, пироп по [21]

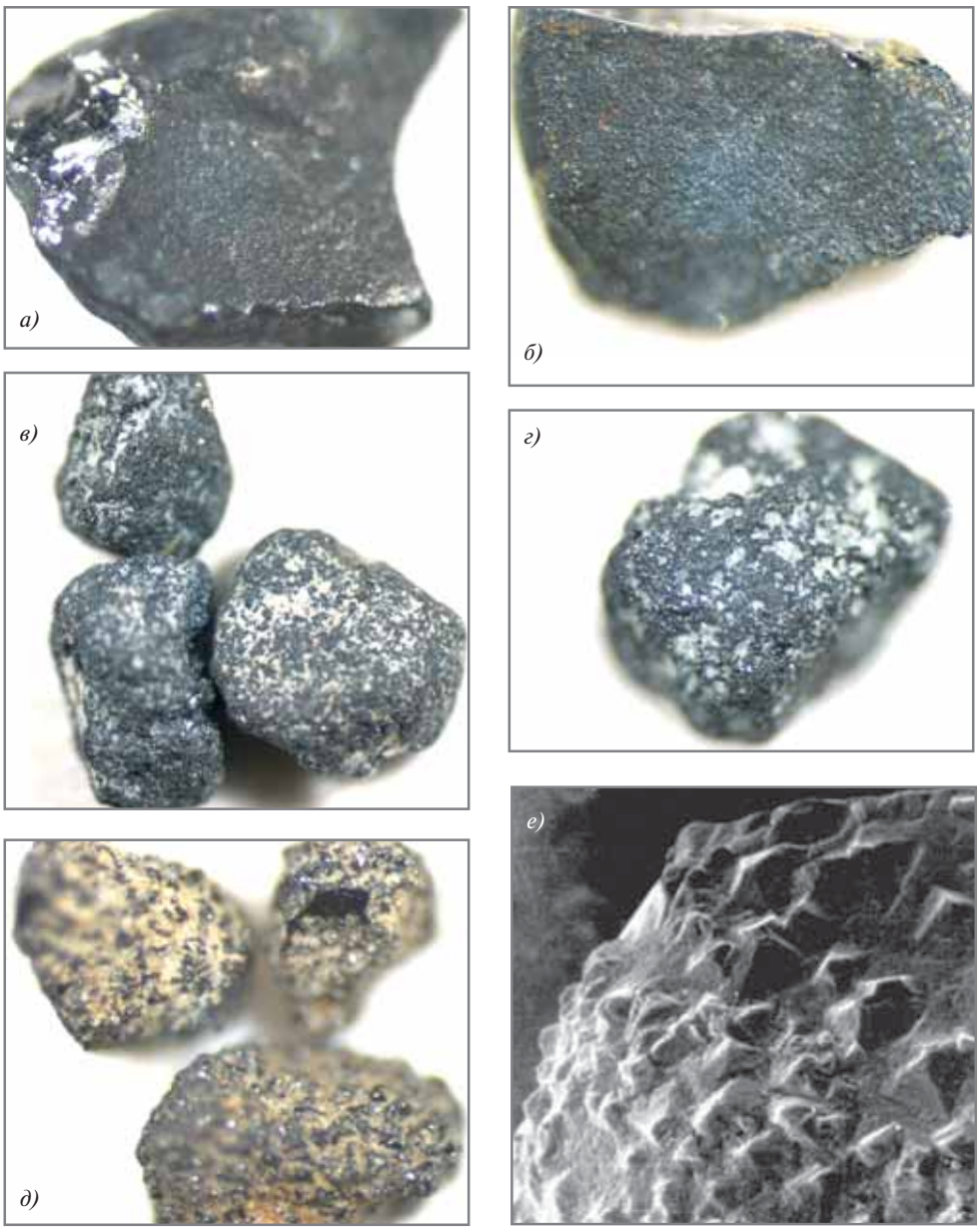


Рис. 2.5. Наиболее характерные типы первичных поверхностей для пикроильменита:
а — **матированная**, тр. Поисковая, кл. -2-1 мм (грубоматированная);
б — **шероховатая**, тр. Поисковая, кл. -2+1 мм;
в — **бугорчатая**, тр. Новинка, кл. -2+1 мм
г — **ямчатая**, тр. Новинка, кл. -2+1 мм;
д — **шиповидная**, бассейн р. Серки, кл. -1+0,5 мм;
е — **микропирамидальная** по [17], 200×

Рис. 2.6. **Наиболее характерные типы первичных поверхностей для хромшпинелида:**
а — **матированная**, тр. Заполярная, кл. -1+0,5 мм;
б — **шероховатая**, тр. Заполярная, кл. -1+0,5 мм;
в — **зеркальная**, тр. Деймос, кл. -1+0,5 мм;
г — **зеркальных граней и матированных ребер**, тр. Заполярная, кл. -1+0,5 мм

стей граната: при естественном свете они имеют голубоватую или зеленоватую окраску, а при искусственном освещении чаще красно-фиолетовую или густо-красную, что отчетливо видно под бинокуляром.

11. Определение в процентном содержании количества зерен пикроильменита с раковистым и зернистым изломом (зерна монокристального и агрегатного строения) (рис. 2.12 см. с. 37).

Следует более детально остановиться на таких понятиях, как целые, первично и вторично колотые зерна (см. п. 1 выше). Разделение какого-либо минерала на указанные группы необходимо для установления степени его сохранности в ореоле или потоке рассеяния. В основу данных терминов положен также генетический принцип. Так, к целым зернам, независимо от того массивное зерно или трещиноватое, следует относить такие зерна, поверхность которых обладает однотипной первичной поверхностью (см. рис. 2.3*б*). Первично колотые зерна происходят за счет дезинтеграции эндогенно трещиноватых зерен и поэтому характеризуются в отличие от целых зерен одновременно и первичной округлостью, и наличием резких ребер. Кроме этого, для первично колотых зерен характерно наличие двух и более различ-

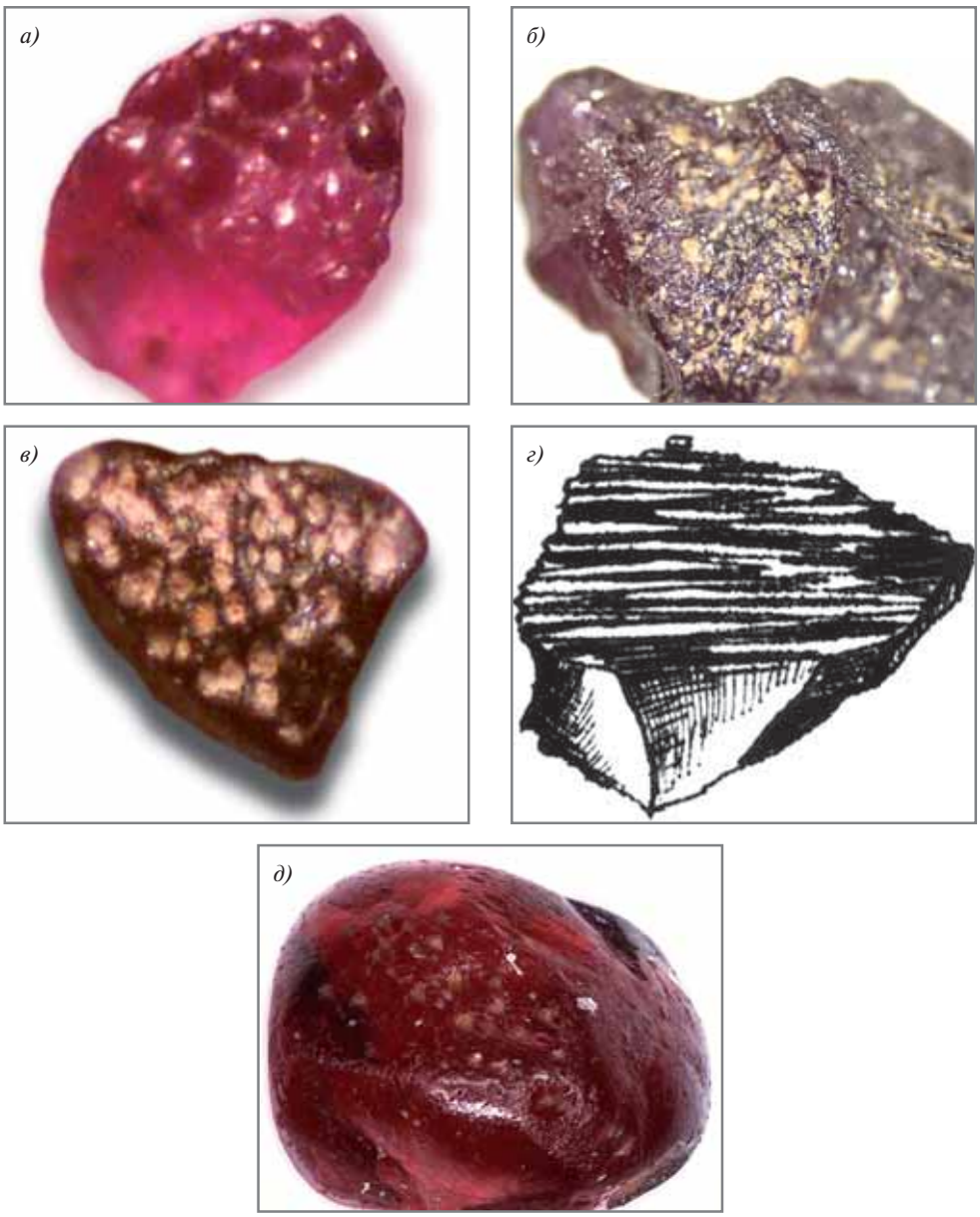


Рис. 2.7. **Наиболее характерные типы вторичных поверхностей:**
а — **каплевидная**, пироп, бассейн р. Серки, кл. -1+0,5 мм;
б, в — **корродированная**, *б* — пироп, бассейн р. Тюнг, кл. -2+1 мм; *в* — пикроильменит (ямчатая), бассейн р. Себирдэх, кл. -1+0,5 мм;
г — **занозистая, или игольчатая**, пироп (по зарисовке Л. А. Зимина);
д — **ямчатая (трехгранных впадин)**, пироп, бассейн р. Хахчан, кл. -2+1 мм

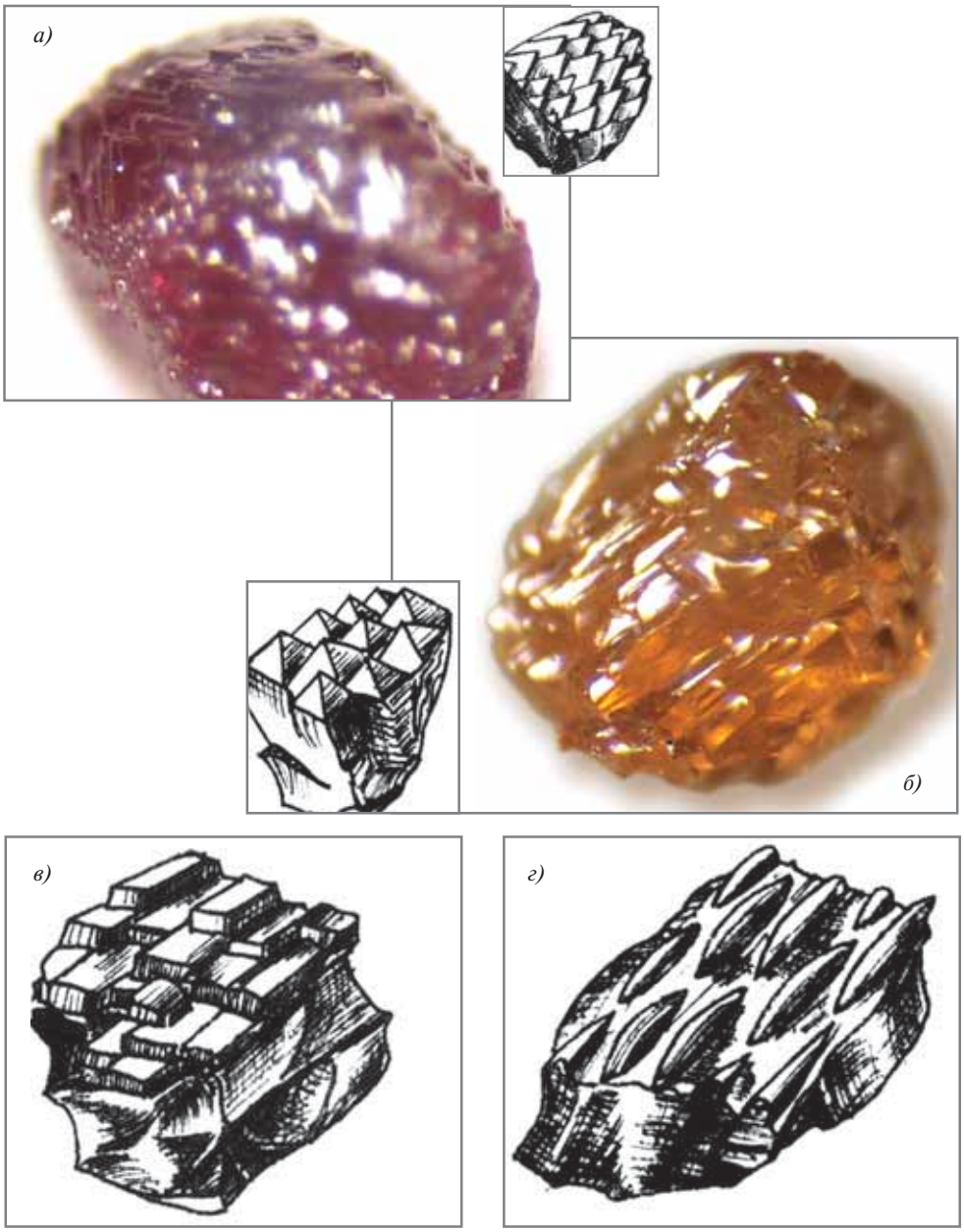


Рис. 2.8. **Некоторые типы поверхностей конвергентного характера:**
а — **черепитчатая (пироп, оливин)**, вторичная на пиропе из бедошеминского коллектора (C_2bd), Эвенкия, кл. -1+0,5 мм;
б — **тетрагональных пирамид (оливин, хромдиопсид, гранат)**, вторичная на пироп-альмандине из бедошеминского коллектора (C_2bd), Эвенкия, кл. -1+0,5 мм;
в — **ступенчатая**, пироп, оливин;
г — **чечевицеобразная**, оливин

Зарисовка Л. А. Зимина

Рис. 2.9. **Форма зерен МИК:**
1 — округлая (пикроильменит, р. Тюнг, кл. -2+1 мм);
2 — угловато-округлая (пикроильменит, р. Чимидикян, кл. -1+0,5 мм);
3 — угловатая (пикроильменит, р. Чимидикян, кл. -1 мм);
4 — остроугольная (пироп, бассейна р. Чимидикян, кл. -1+0,5 мм);
5 — кубоиды (пироп, бассейн р. Тюнг, кл. -1+0,5 мм)

Рис. 2.9 (продолжение):
6 — гексагональная (пикроильменит, бассейн р. Линдэ, кл. -1 мм);
7 — лепешковидная (пикроильменит, бассейн р. Чимидикян, кл. -1+0,5 мм);
8 — октаэдр хромшпинелида (тр. Комсомольская-Магнитная, кл. -1+0,5 мм);
9 — октаэдр хромшпинелида с вициналями (бассейн р. Чимидикян, кл. -1+0,5 мм);
10 — сростки октаэдров (хромшпинелид, бассейн р. Чимидикян, кл. -1+0,5 мм);
11 — мириоэдрический кристалл хромшпинелида с зеркальной поверхностью (тр. Заполярная, кл. -0,5 мм)

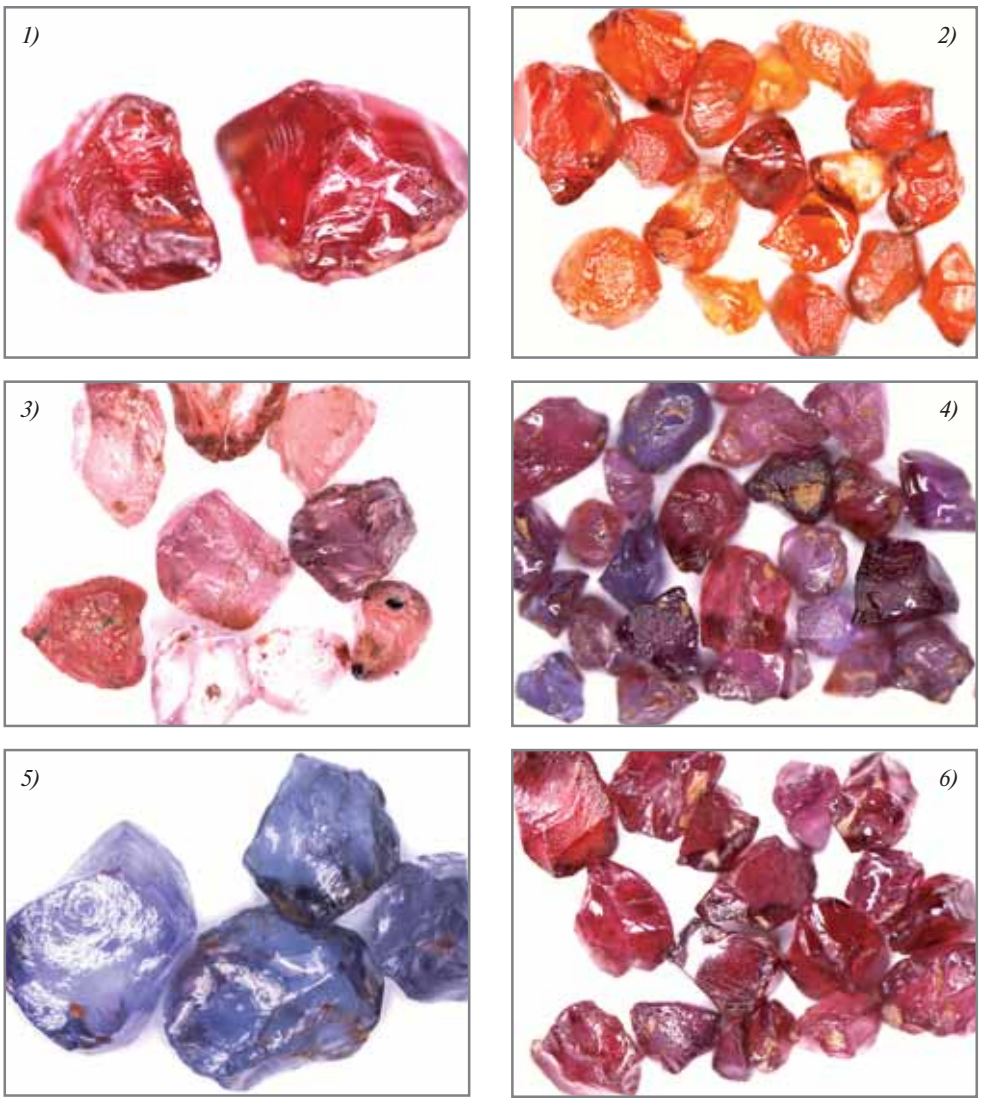


Рис. 2.10. **Цветовые разновидности граната:**
1 — красные (Муно-Тюнгский район, р. Улах-Юрях, кл. -2+1 мм);
2 — оранжевые (Муно-Тюнгский район, р. Чимидикян, кл. -0,5 мм);
3 — розовые (Муно-Тюнгский район, р. Чимидикян, кл. -0,5 мм);
4 — лиловые (Муно-Тюнгский район, р. Чимидикян, кл. -1+0,5 мм);
5 — фиолетовые (Муно-Тюнгский район, р. Чимидикян, кл. -0,5 мм);
6 — малиновые (Муно-Тюнгский район, р. Чимидикян, кл. -1+0,5 мм);

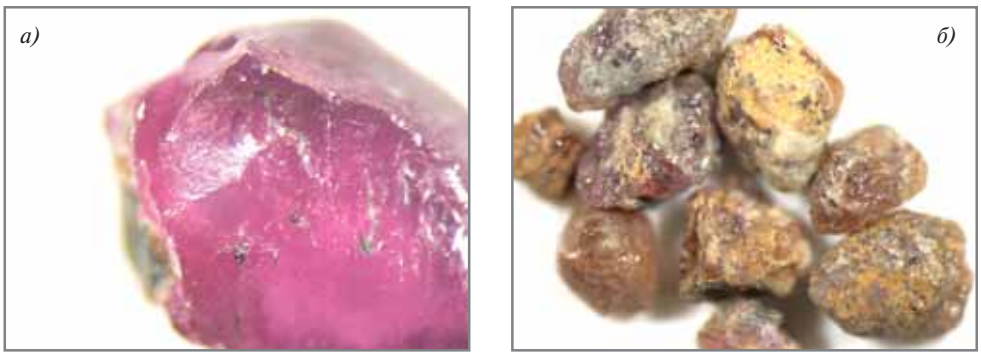


Рис. 2.11. **Внешний вид зерен граната с включениями (*а*) и измененных зерен (*б*)**

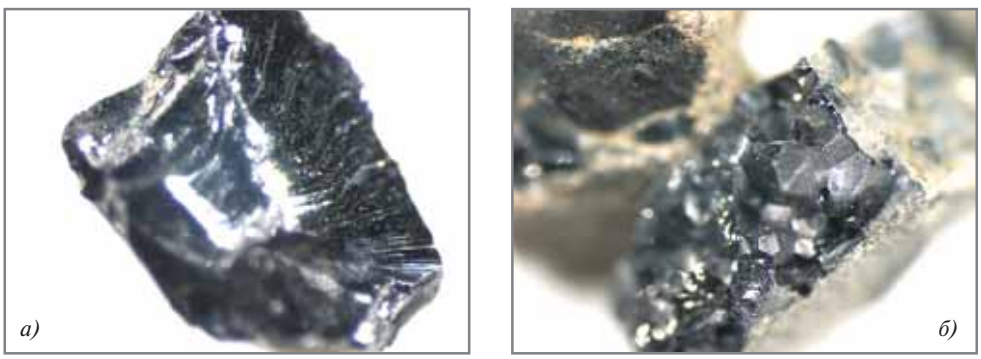


Рис. 2.12. **Зерна пикроильменита монокристального строения с раковистым изломом (*а*) и агрегатного строения с зернистым изломом (*б*)**

ных типов первичных поверхностей, разделенных более или менее ясно выраженным угловатым перегибом, отражающим границу первичного (эндогенного) скола. Чаще всего на первичном сколе наблюдается матированная поверхность, реже — шероховатая, в то время как округлая (протомагматическая) поверхность выражена более резко. К примеру, если на первичном сколе поверхность матированная, то протомагматическая поверхность — шероховатая (см. рис. 2.3*в*). Это свидетельствует о том, что зерно, находясь в эндогенных условиях, было расколото (надтреснуто), но продолжающееся действие расплава привело к возникновению на сколе матовой поверхности. Вторично колотые зерна диагностируются без особых затруднений. Вторичные сколы имеют, как правило, сильный блеск: на пиропах — стеклянный, на пикроильменитах — металлический (см. рис. 2.3*г*). Происхождение вторично колотых зерен связано с процессами физического и химического выветривания, например в элювии кимберлита, а также с постмагматическим этапом их развития. Несмотря на существующее мнение отдельных исследователей, что основная масса МИК колется непосредственно в кимберлите, а вклад последующего дробления в общий объем экзогенных изменений минералов невелик, следует отметить, что процесс растрескивания минералов и образование колотых зерен может осуществляться в широком диапазоне обстановок. Например, в условиях гипергенеза, в том числе в промежуточном коллекторе, в условиях метагенеза, в зоне метасоматоза (при воздействии на осадочный коллектор траппов) и т. д. Не вызывает сомнений, что определенная часть зерен МИК колется в процессе транспортировки. Достаточно

привести такой факт: непосредственно в трубках содержание целых зерен пиропа и пикроильменита может достигать 40–50 % [14 ф], тогда как в русловом аллювии количество колотых зерен почти всегда приближается к 100 %. Образующиеся при этом сколы по своей сути также являются вторичными. Хотя, справедливости ради, следует отметить, что и в трубках в отдельных случаях содержание колотых зерен также может достигать 80 и даже 90 процентов. Тем не менее, еще Ю. П. Беликом было отмечено, что на перекатах резко возрастает количество угловатых осколков зерен по сравнению со спокойными участками русла и уловами.

Ниже кратко приведена характеристика наиболее распространенных типов поверхностей (п. 6, 7), с использованием данных Л. А. Зимина [15 ф].

Зеркальная — гладкая, блестящая поверхность, распространена достаточно редко и обычно встречается на гранях хромшпинелей (см. рис. 2.6*в*). Первичная.

Матированная поверхность — тусклая поверхность, наблюдается нередко на первичных (эндогенных) сколах (см. рис. 2.3*в*), а также может покрывать весь минерал или часть минерала, ограниченную сколами (см. рис. 2.4*а*, 2.5*а*, 2.6*а*). Первичная.

Шероховатая поверхность состоит из множества тесно прикасающихся основаниями бугорков неправильной формы. По внешнему виду напоминает поверхность наждачной бумаги (см. рис. 2.4*б*, 2.5*б*, 2.6*б*). В наиболее типичном виде представлена на зернах пикроильменита. Первичная.

Бугорчатые (разновидности — **волнистая, грядово-холмистая, шиповидная, микропирамидальная**) поверхности характеризуются наличием на зернах изолированных бугорков, шипов с острыми вершинками и неправильных (нередко волнистых) образований, нередко меняющих свое направление, как бы растекающихся (грядово-холмистый рельеф). Наиболее характерны для пиропа и пикроильменита (см. рис. 2.4*в*, 2.5*в*, *д*). Иногда на зернах пикроильменита шипы представлены сочетанием хорошо выраженных полигональных пирамидок, равномерно распределенных по поверхности зерна, соприкасающихся своими основаниями (см. рис. 2.5*е*). Первичные.

Циркообразные поверхности представлены округлыми (иногда неполностью замкнутыми, серповидными) скульптурами в виде чашечек с возвышенностями в центре (см. рис. 2.4*е*). Встречаются исключительно на зернах пиропа. Первичные.

Ямчатая поверхность характеризуется наличием изолированно расположенных ямок, которые могут иметь различную форму и размеры, в отдельных случаях в виде трехгранных впадин. Присуща как пиропу, так и пикроильмениту. Может иметь как первичный (см. рис. 2.4*г*, 2.5*г*), так и вторичный (см. рис. 2.7*в*, *д*) генезис.

Поверхность тетрагональных пирамид представляет собой сочетание хорошо выраженных пирамидок, соприкасающихся основаниями. Наибольшим распространением пользуется на зернах оливина, встречается также на гранатах (см. рис. 2.8*б*) и хромдиопсидах. Имеет конвергентный характер: на оливинах и хромдиопсидах как правило первичная (гидротермальная), на гранате — чаще вторичная (метагенетическая или метасоматическая).

Черепитчатая поверхность характеризуется наличием плотно соприкасающихся, ориентированных в одном направлении вершинами, плоских геометрически правильных треугольников. Встречается редко, присуща обычно оливину (см. рис. 2.8*а*), отмечается также и на гранатах. Данная поверхность также имеет конвергентный характер и может быть как первичной, образующейся непосредственно в кимберлите в постмагматическую стадию (обычно на оливине, реже на гранате), так и вторичной, формирующейся в зоне экзоконтакта с траппами или в условиях метагенеза (обычно на гранате). Плоскости пластинок черепитчатой поверхности, образующейся непосредственно в кимберлите, всегда гладкие, ровные, с отчетливым стеклянным блеском, как и грани четырехгранных пирамидок. «Грани» пирамид растворения из метагенетических обстановок, по данным В. П. Афанасьева [19], округлены и имеют продольную штриховку.

Чечевицеобразная поверхность обусловлена развитием микроформ, напоминаю-

щих чечевицу (см. рис. 2.8*г*). Эти выступы на поверхности зерен ориентированы длинными осями в одном направлении, расположены параллельными рядами и обычно симметричны в продольном и поперечном разрезах. Поверхность наиболее характерна для оливина, на котором имеет первичный (гидротермальный) генезис. Теоретически не исключается вероятность образования подобной поверхности и в других схожих условиях, например в зоне метагенеза или метасоматоза.

Ступенчатая поверхность напоминает ступеньки лестницы или разрушенную (сдвинутую с места) поленицу дров (см. рис. 2.8*в*). Является типичной для оливина и редко отмечается на зернах граната. По аналогии с черепитчатой поверхностью имеет конвергентный характер и может реализоваться в широком диапазоне обстановок.

Ребристая поверхность состоит из сплошных, параллельно ориентированных, смыкающихся основаниями ребрышек (см. раздел 3). Присуща обычно оливину, на котором имеет первичное (гидротермальное) происхождение.

Занозистая поверхность представляет собой сочетание узких, имеющих острые окончания, тесно прилегающих друг к другу и параллельно ориентированных плоских граней (см. рис. 2.7*г*). Иногда называется игольчатой. Встречается редко, образуется по зернам граната и оливина. Имеет различный генезис. На гранатах может иметь гипергенное происхождение (дислокационный тип растворения), а также образовываться в гидротермальную стадию по зернам граната и оливина непосредственно в кимберлите. Также возможно образование данной поверхности по зернам граната в результате растворения в условиях метасоматоза и метагенеза [17].

Каплевидная поверхность состоит из множества похожих на капли бугорков (см. рис. 2.7*а*). Иногда каплевидные бугорки бывают одиночными или образуют скопления, могут быть достаточно крупными или в виде тонкого, едва различимого в бинокуляр, рельефа. Нередко бугорки бывают наклонены и ориентированы в одном направлении, в результате чего могут напоминать черепитчатые скульптуры. Характерна для гранатов, особенно для кубоидов, являющихся крайней формой растворения. Всегда имеет вторичное происхожение и образуется в гипергенных условиях (кубоидный тип растворения).

Корродированная поверхность (см. рис. 2.7*б*, *в*) представляет собой сочетание неправильных, глубоко проникающих в зерно каверн разъедания. Отдельные каверны, сливаясь между собой, образуют подобие рвов. По внешнему виду такие зерна напоминают губчатую поверхность. Характерна, преимущественно, для пиропа, на зернах пикроильменита встречается реже и выражена гораздо слабее. Чаще коррозионный рельеф на пикроильмените весьма тонкий, заметить который можно лишь по суммарному отблеску от поверхности растворения, что является отличительной особенностью любых поверхностей химического растворения от магматогенных. Имеет вторичное (гипергенное) происхождение. Нередко за гипергенную коррозию на пикроильменитах ошибочно принимается первичный шиповидный рельеф, особенностью которого является преобладание положительных форм рельефа, в отличие от отрицательного рельефа типичной корродированной поверхности.

Следует добавить, что на том или ином минерале могут иметь место одновременно разные типы поверхностей, и не только одного генезиса, как, например, матированная в комбинации с шероховатой. Нередко на одном минерале ассоциируют поверхности, образованные в совершенно различных обстановках, что может свидетельствовать о сложной эволюции минерального вещества. Иллюстрации некоторых типов поверхностей приведены также в главе 3 применительно к конкретным минералам-индикаторам кимберлитов при характеристике их типоморфных особенностей.

Основная информация, полученная в результате детального исследования зерен МИК, обычно отображается в табличной форме отдельно для каждого минерала (табл. 2.3). В дальнейшем данная информация может использоваться для сравнительного анализа отдельных участков и площадей. В конечном итоге типоморф-

Таблица 2.3

Типоморфные особенности МИК

Характерные признаки пиропов		Характерные признаки пикроильменитов		Характерные признаки хромшпинелидов	
Количество изученных зерен		**Количество изученных зерен**		**Количество изученных зерен**	
Гранулометрия зерен (вес.%)	-8+4 мм	Гранулометрия зерен (вес.%)	-8+4 мм	Гранулометрия зерен (вес.%)	-4+2 мм
	-4+2 мм		-4+2 мм		-2+1 мм
	-2+1 мм		-2+1 мм		-1+0,5 мм
	-1+0,5 мм		-1+0,5 мм		-0,5 мм
	-0,5 мм		-0,5 мм		
Сохранность (%)	I класс	Сохранность (%)	I класс	Сохранность (%)	I класс
	II класс		II класс		II класс
	III класс		III класс		III класс
	IV класс		IV класс		IV класс
% зерен с вторичными скульптурами		% зерен с вторичными скульптурами		Форма зерен (%)	октаэдр
осколки		осколки			октаэдр с вициналями
Форма зерен (%)	кубоиды	Форма зерен (%)	гексагональная		мириоэдрические кристаллы
	округлая		лепешковидная		округлая
	угловато-округлая		округлая		угловатая
	угловатая		угловато-округлая		остроугольная
	остроугольная		угловатая		сростки октаэдров
Окраска зерен (%)	фиолетовая		остроугольная	Поверхность зерен (%)	Зеркальная
	лиловая	Излом (%)	Раковистый		Зеркальные грани и корродированные ребра
	красная		Зернистый		
	оранжевая				Матированная
	розовая				Шероховатая
Кол-во дихроичных зерен (%)					Корродированная
Кол-во зерен с включениями (%)					Истертая
Кол-во измененных зерен (%)				Кол-во зерен с включениями (%)	
				Количество колотых зерен (%)	

ные особенности кимберлитовых минералов данных таблиц являются основой для минералогического районирования территорий и прогнозных построений.

Из наиболее представительных проб минералов после изучения их морфологии автором отбиралась случайная выборка для изучения их состава с помощью электронно-зондовой аппаратуры. Количество зерен в каждой выборке варьировало от 30–40 до 100 зерен и более. Если количество минералов в пробе было незначительным, то анализировались полностью все зерна. Кроме этого, на электронно-зондовый анализ отбирались необычные («аномальные») зерна минералов, в отношении которых имелись спорные вопросы относительно генезиса как самих минералов, так и их отдельных морфологических особенностей. Отдельные наиболее характерные зерна были подвергнуты детальному исследованию — как их внутренние части, так и внешняя поверхность, включая полиминеральные каймы.

Химический и фазовый состав кимберлитовых минералов был изучен с помощью современной электронно-зондовой аппаратуры. Основное количество анализов выполнено в Центральной аналитической лаборатории (ЦАЛ) Ботуобинской геологоразведочной экспедиции АК «АЛРОСА» г. Мирного (аналитик А. С. Иванов), лишь незначительная часть зерен проанализирована в ЯИГН СО РАН (г. Якутск) и ОИГГиМ СО РАН (г. Новосибирск).

В ЦАЛ БГРЭ АК «АЛРОСА» изучение состава минералов-индикаторов кимберлитов проводилось на электронно-зондовом приборе «Superprobe-8800R» производства фирмы «JEOL» (Япония), объединяющем возможности растрового электронного микроскопа высокого разрешения, анализатора изображений, позволяющего производить подсчет частиц различных минералов на изучаемом микроучастке шлифа, и высокочувствительного микроанализатора. Растровая электронная микроскопия применялась для изучения топографии поверхности зерен минералов и исследования микрорельефа зерен, генезис которого вызывал сомнения. Наблюдения с последующей цифровой съемкой изображения поверхностей зерен минералов проводились при увеличениях от 35× до 30 000×. Столь широкий диапазон увеличений микроскопа обеспечивает переход от макроскопических наблюдений поверхности зерен минералов до микроскопических. Достоинством растровой электронной микроскопии является возможность получения объемных изображений с глубиной фокуса «по кубу», которые довольно легко интерпретировать. Используя данные возможности прибора, можно проводить диагностику поверхностей, которые при визуальном определении под бинокуляром являются спорными.

Непосредственно определение химического состава минералов в ЦАЛ г. Мирного выполнялось на пятиканальном волновом микроанализаторе JXA-8800R фирмы «JEOL» с рентгеноспектральной приставкой LINK-ISIS 300 фирмы «Oxford» (Англия) с энергетическим разрешением 133 Эв и вакуумным постом JEE-400 фирмы «JEOL» для напыления образцов проводящей углеродной пленкой. Перед проведением анализов поверхности полировок тщательно изучались по изображениям в отраженных электронах и исследовались картины распределения химических элементов в их характеристических рентгеновских лучах площади зерен. Концентрации элементов в минералах определены с относительной ошибкой менее 5 % и чувствительностью до $10 \cdot n$ ppm и менее при увеличении времени накопления импульсов. Полный количественный анализ выполнен при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 10 nA. Для внутреннего контроля при изучении составов минералов применялись стандарты, изготовленные и аттестованные в ОИГиГМ СО РАН г. Новосибирска.

Часть анализов минералов была предоставлена к.г.-м.н. А. И. Даком (г. Мирный), к.г.-м.н. Д. А. Кошкаревым и к.г.-м.н. С. И. Костровицким (г. Иркутск), В. П. Поляничко и С. А. Прокопьевым (АГРЭ). Часть составов заимствована из производственных отчетов, а также из материалов, собранных Ю. П. Беликом. Всего собрано и обработано более 30 тысяч электронно-зондовых анализов минералов, хранящихся в электронном банке данных автора.

Пересчеты химических анализов минералов на кристаллохимические формулы и миналы проводились по специальным программам на стандартных персональных компьютерах. Разделение железа на закисную и окисную формы проводилось на основе расчета кристаллохимических формул минералов, исходя из стехиометрии по кислородному методу. При расчете компонентного состава гранатов выделялись следующие миналы: пироп — $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$, альмандин — $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$, спессартин — $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$, гроссуляр — $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$, уваровит — $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$, кноррингит — $Mg_3Cr_2[SiO_4]_3$. Пересчет химических составов ильменита осуществлялся исходя из расчета кристаллохимических коэффициентов с последующим выделением миналов по схеме: гейкилит

($MgTiO_3$), собственно ильменит ($FeTiO_3$), гематит (Fe_2O_3), пирофанит ($MnTiO_3$), корунд (Al_2O_3) и эсколаит (Cr_2O_3).

Расчет миналов для минералов группы шпинели сделан в предположении возможного совместного существования ульвошпинелевой и ильменитовой компонент, с выделением миналов: ульвошпинель — Fe_2TiO_4, ильменит — $FeTiO_3$, герцинит — $FeAl_2O_4$, галаксит — $MnAl_2O_4$, шпинель — $MgAl_2O_4$, ганит — $ZnAl_2O_4$, хромит — $FeCr_2O_4$, магнезиохромит — $MgCr_2O_4$, кульсомит — FeV_2O_4, гематит — Fe_2O_3, магнетит — Fe_2O_4, якобсит — $MnFe_2O_4$, магнезиоферрит — $MgFe_2O_4$, треволит — $NiFe_2O_4$, франклинит — $ZnFe_2O_4$, вюстит — FeO.

Для математической и статистической обработки результатов анализов кимберлитовых минералов использованы программные оболочки Excel, Tridraw, Statistica, в том числе с использованием программы кластерного анализа. В результате данной обработки строились различные диаграммы, гистограммы и графики в разных проекциях: бинарные, тройные и трехмерные. После чего проводилось сравнение составов минералов-индикаторов с использованием этих построений, анализ полученных результатов и их интерпретация. Построение тройных гистограмм выполнялось в модуле «Stats 3D Seguential Graphs» пакета Statistica. По осям X-Y данных гистограмм откладывались содержания определенных оксидов в массовых процентах по данным электронно-зондового анализа, а по оси Z — количество зерен (анализов), соответствующих конкретным содержаниям (координатам). Выбор шкалы, а также конкретных оксидов для каждого минерала проведен экспериментально.

Фотографии внешнего вида зерен минералов-индикаторов выполнялись на компьютерном микроскопе «Intel Play QX3» (Китай), а также с помощью оптической системы обработки и количественного анализа изображений на базе бинокуляра MZ 16A фирмы «Leica» (Германия), видеокамеры «Leica DFC-490» (8 мегапикселей) и программного пакета «ImageScope M».

С целью экспрессной диагностики минералов некоторые из них (ильменит, магнетит) повергались исследованиям термоэлектрических свойств. Измерения термо-ЭДС проводились в ПАЛ Амакинской экспедиции на установке ЛПТ-1, смонтированной в лаборатории прикладной термобарогеохимии Львовского государственного университета по методике И. В. Попивняка [16 ф]. В качестве основного измерительного прибора использован цифровой вольтметр В7-21, а как источник термического возбуждения — медные электроды-иглы. Точность измерений контролировалась измерением термо-ЭДС эталона (константановая пластинка из медь-константановой термопары), а также поддержанием постоянного значения ΔT (100 °C) путем потенциометрического контроля. Температура, полученная таким способом, близка к истинной, и систематическая ошибка определения разности температуры на концах электродов минимизируется. Измеренная разность потенциалов между горячим и холодным электродами относится к разности температур между ними, в итоге рассчитывается значение коэффициента термо-ЭДС минерала в мкВ/град. Согласно проведенным исследованиям [16 ф], для пикроильменита наиболее типичны значения термо-ЭДС от –40 до +100–120 мкВ/град. Значения более +160 мкВ/град характерны для ильменита, в том числе для ильменита из траппов — выше +220 мкВ/град. При значениях, укладывающихся в интервал от –50 до –80 мкВ/град, минерал условно относится к магнезиоферриту. Для магнетита, близкого к стехиометрическому, значения термо-ЭДС от –100 мкВ/град и ниже.

Дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) минералов (магнетита, титаномагнетита) выполнялся в физической лаборатории Специализированной партии петрофизических исследований АГРЭ (аналитик К. М. Константинов) на анализаторе магнитной фракции (пр-во Магнитной обсерватории РАН РФ, пос. Борок). Прибор представляет собой систему маятниковых весов, работающую по компенсационному

методу измерения [31]. Его калибровка осуществляется по комплексному эталону, в состав которого входят одновременно три компонента («три в одном»): никель (Θ = 357 °С), магнетит (Θ = 575 °С) и гематит (Θ = 675 °С), что позволяет равномерно настроить температурную шкалу. Прибор не требует специальной подготовки образца и рассчитан на исследования мелких зерен магнитных минералов. Эксперимент предусматривает многократные нагревания образца (не менее двух ходов) до получения обратимых термомагнитограмм, которые свидетельствуют о стабилизации состава ферримагнетиков. Качественная интерпретация ДТМА осуществлялась по кривым второй производной, на которых температуры Кюри выражены более четкими максимумами.

Таким образом, приведенный комплекс исследований МИК позволял делать вполне обоснованные выводы в отношении генезиса минералов, корректно проводить генетическую интерпретацию их морфологических особенностей, осуществлять расшифровку условий морфогенеза, типизацию и идентификацию механических ореолов рассеяния, реконструировать этапы их развития и др., что в конечном итоге способствует решению ряда конкретных прогнозно-поисковых задач (определение дальности переноса МИК, выделение перспективных площадей, определение потенциальной алмазоносности первоисточников кимберлитовых минералов и т. д.) и совершенствованию шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений.

Глава 3
ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И СОСТАВА ВАЖНЕЙШИХ МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ КИМБЕРЛИТОВ, ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ЭКЗОГЕННЫХ УСЛОВИЯХ И ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

С целью дальнейшего развития отечественной алмазодобывающей промышленности и восполнения минерально-сырьевых ресурсов постоянно ведутся поиски новых месторождений алмазов, ведущую роль среди которых занимает шлихо-минералогический метод. В его основу положено нахождение и прослеживание в ореолах и потоках рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов.

Минералы-индикаторы кимберлитов характеризуются ярко выраженным типоморфизмом. Типоморфными принято считать минералы, образовавшиеся в довольно определенных условиях и позволяющие судить об этих условиях [155]. Изучение типоморфных особенностей минералов имеет первостепенное значение для расшифровки сложных условий минералообразования и ореолообразования. Эффективное использование шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений немыслимо без детального и всестороннего изучения минералов из кимберлитов традиционными и новейшими методами [137].

Исходя из имеющихся сведений по алмазной минералогии [22, 43, 75], все минералы кимберлитов подразделяются на несколько групп: 1 — ксенозерна из разных уровней мантии (минералы, слагающие ксенолиты глубинных пород или являющиеся продуктами их дезинтеграции); 2 — зерна, кристаллизующиеся непосредственно из кимберлитового расплава; 3 — ксенозерна корового генезиса (преимущественно минералы из пород кристаллического фундамента); 4 — реакционные (реакционно-магматические) минеральные фазы (оболочки); 5 — постмагматические минералы (развивающиеся по первичным магматическим и ксеногенным минералам). Не исключается возможность кристаллизации части минералов в глубинном (астеносферном) магматическом очаге (протозерна). Из всех перечисленных групп поисковое значение имеют лишь минералы первой группы, которые традиционно называются минералами-спутниками алмаза (МСА) или минералами-индикаторами кимберлитов (МИК). Некоторые исследователи в понятия «минералы-индикаторы кимберлитов» и «минералы-спутники алмаза» вкладывают различный генетический смысл, относя к последним все традиционные минералы кимберлитов (пироп, пикроильменит, оливин и др.), а к МСА — более узкую группу минералов, ассоциирующих непосредственно с алмазами (как, например, малокальциевый и высокохромистый пироп). Не предаваясь дискуссии относительно правомочности применения того или иного термина по отношению к кимберлитовым минералам, отметим лишь, что, несмотря на имеющиеся у каждого из них свои преимущества и недостатки, оба они имеют право на существование. Во всяком случае, среди производственников оба эти понятия, как правило, тождественны. Важно не само название, а что под этим названием подразумевается.

Минералы-индикаторы присутствуют в кимберлитах в акцессорных количествах и составляют десятые и сотые доли процента, реже первые проценты. Состояние, в котором кимберлитовые минералы и их ассоциации находятся в сформировавшемся кимберлитовом теле как итог глубинного и постмагматического этапов развития, первично в отношении процессов формирования шлиховых ореолов [17]. В процессе разрушения коренных

источников и образования механических ореолов индивидуальные особенности индикаторных минералов из кимберлитов, приобретенные в глубинных условиях и в процессе становления кимберлитовых тел, сохраняются на протяжении определенного отрезка времени и в определенных условиях. Однако сразу же кимберлитовые минералы попадают в обстановки, наиболее далекие от равновесных условий их существования. Они подвергаются воздействию новых мощных факторов, изменяющих как облик отдельных минералов, так и ассоциации в целом [137]. В процессе формирования шлиховых ореолов происходит изменение первичных признаков минералов из кимберлитов и возникновение вторичных. Все поверхности на МИК по большому счету генетически подразделяются на первичные и вторичные. К первичным поверхностям традиционно относятся эндогенные (магматогенные) поверхности на минералах, образованные в результате реакции минерала с кимберлитовым расплавом. Однако первичными следует считать и поверхности, образованные в гидротермальную стадию преобразования кимберлитов, агентами растворения в которую являются термальные растворы. То есть все поверхности, образованные в результате становления кимберлитовых тел в магматический и постмагматический этапы развития, являются первичными в терминологии минералогических поисков алмазов.

К вторичным поверхностям правомочно относить не только рельеф, образованный в типичных поверхностных условиях, но все поверхности, приобретенные МИК вне кимберлитовых тел. Другими словами, облик минералов, сформированный после их высвобождения из кимберлитовых тел, по своей сути является вторичным по отношению как к процессам кимберлитобразования, так и в отношении процессов ореоло- и россыпеобразования. То есть вторичные поверхности — это те поверхности, которые не свойственны МИК из коренного источника.

По способу происхождения вторичные поверхности можно подразделить на несколько групп:

– поверхности, возникшие в результате физико-химического выветривания минералов, связанного с процессами корообразования (гипергенное растворение МИК);

– поверхности, возникшие в результате диагенеза осадков;

а также:

– поверхности, возникшие в условиях метагенеза (начальной стадии эпигенеза) при формировании складчатости;

– поверхности, возникшие в условиях метасоматоза на контакте с трапповыми интрузиями.

Поверхности, образованные в результате механического истирания зерен, по своей сути также являются вторичными. Тем не менее механогенные изменения минералов в процессе транспортировки занимают особое положение в морфогенезе МИК в экзогенных условиях ввиду своей важности в поисковом отношении. Поэтому поверхности, приобретенные минералами в результате механического износа или механического воздействия (как, например, эоловые поверхности, получаемые от соударения песчинок с зерном минерала), традиционно рассматриваются отдельно, особо от вторичных поверхностей химического растворения.

Достаточно детально все перечисленные выше обстановки рассмотрены в своих работах В. П. Афанасьевым [1 ф, 17], поэтому здесь стоит ограничиться лишь их краткой характеристикой.

В гипергенных условиях агентами растворения выступают грунтовые воды, насыщенные органическими кислотами [17]. Наиболее благоприятными условиями для реализации гипергенных изменений минералов являются повышенная обводненность и кислая среда (промывочный режим вод). Поэтому важно отметить, что химическое растворение минералов может осуществляться не только в коре выветривания на кимберлитах, а везде, где реализуется кислая среда в условиях промывочного режима, в том числе и в осадочном коллекторе. В данных условиях происходит растворение гранатов с образованием дислокационного и кубоидного типов коррозии.

Диагенетические изменения минералов происходят непосредственно в осадочном коллекторе, в условиях значительной обводнённости, большого количества органического вещества и бактерий. В процессе диагенеза формируется восстановительная среда с высокоминерализованными водами, имеющими щелочную реакцию (выпадают пирит, сидерит и др.). Считается, что в данных условиях, несмотря на агрессивный характер среды, не происходит значительных морфологических изменений МИК [17]. Вместе с тем имеются сведения, что именно при диагенезе осадков происходит образование пирамидально-черепитчатого рельефа: по одним данным в результате растворения [134, 14 ф], по другим — как результат регенерации обломков минерала [48, 166, 75].

Изменение МИК в условиях метагенеза, или начального эпигенеза по [72], осуществляется также в осадочном коллекторе, но при формировании складчатости, где в качестве агентов растворения выступают термальные растворы при повышенном давлении. Застойный режим грунтовых вод не обеспечивает удаление продуктов разложения минералов, за счет чего образуются высокоминерализованные растворы со щелочной реакцией, которые и обеспечивают специфические изменения минералов [17]. Данные условия в пределах ЯАП реализуются по окраинам платформы в районах, где породы подвержены складчатости.

Метасоматические изменения минералов осуществляются при воздействии интрузий дифференцированных траппов на осадочные коллекторы, где агентами растворения также являются термальные растворы. Безусловно, аналогичным изменениям будут подвергнуты и МИК непосредственно в кимберлите на контакте с трапповой интрузией, но доля таких минералов в общем процессе образования шлиховых ореолов незначительна.

Следует добавить, что некоторые характерные поверхности на МИК могут иметь конвергентный характер, т. е. образование их может происходить в различных обстановках. Ярким примером конвергентности является такая морфологическая особенность гранатов, как пирамидально-черепитчатый рельеф. По данным В. П. Афанасьева [2 ф, 17], данный тип рельефа может образовываться на гранатах и непосредственно в кимберлите (в постмагматическую стадию), и в условиях метасоматоза (под воздействием траппов), и в условиях метагенеза (в складчатых областях), но не имеет ничего общего с гипергенным рельефом растворения. Таким образом, пирамидально-черепитчатый рельеф на гранатах может быть, в зависимости от условий образования, как первичным, так и вторичным. Однако следует добавить, что данный рельеф характерен не только для граната, но и для оливина, а также отмечается и на пироксенах, в частности на хромдиопсиде, о чем упоминалось в разделе 2. Там же приведена краткая характеристика данных поверхностей вместе с другими основными видами первичного и вторичного рельефа. Как и на гранате, непосредственно в кимберлите пирамидально-черепитчатый рельеф на зернах оливина и хромдиопсида образуется в постмагматическую (гидротермальную) стадию и в этом случае имеет первичный генезис. Из приведенных в разделе 2 сведений также следует, что в гидротермальную стадию на минералах образуется не только черепитчатая поверхность или поверхность тетрагональных пирамид, а более широкий набор поверхностей, в том числе ступенчатая, ребристая, занозистая и некоторые другие на оливинах. Таким образом, правомочно выделять не просто пирамидально-черепитчатую поверхность, а объединить все данные разновидности рельефа, имеющих одинаковый генезис и образующихся в схожих обстановках, в один морфологический **тип** растворения под общим названием **пирамидально-черепитчатый**, по аналогии с кубоидным и дислокационным типами растворения, образующимися в гипергенных условиях. Различия в элементах рельефа всех вышеперечисленных поверхностей пирамидально-черепитчатого типа растворения обусловлены скорее всего лишь кристаллографической ориентиров-

кой растворяемого участка. Следует признать, что данный тип растворения, по аналогии с гранатом, для всех минералов, по которым он реализуется, будет являться конвергентным, образование которого может осуществляться в широком диапазоне обстановок, схожих с гидротермальной. Как следствие, можно предположить, что пирамидально-черепитчатый тип растворения может развиваться также и на оливинах с хромдиопсидами как в условиях метагенеза, так и в условиях метасоматоза. Отсутствие на сегодняшний день сведений о находках данных минералов с пирамидально-черепичтатым типом коррозии в подобных обстановках может объясняться лишь химической неустойчивостью последних, в связи с чем и оливин, и хромдиопсид имеют весьма ограниченное распространение в древних промежуточных коллекторах. Теоретически же этого исключать нельзя.

Наиболее существенное влияние на изменение индикаторных минералов в экзогенных условиях оказывают химическое выветривание и механическое истирание минералов в процессе транспортировки. Установлен следующий ряд убывания механической устойчивости кимберлитовых минералов: алмаз — циркон — хромит — пироп — оливин — пикроильменит — хромдиопсид. По химической устойчивости минералы располагаются следующим образом (по возрастанию): оливин — хромдиопсид — пироп — пикроильменит — хромит — циркон — алмаз [17, 106, 140].

Среди МИК наибольшим распространением характеризуются гранат (пироп) и пикроильменит, реже и не во всех телах отмечаются оливин и хромшпинель, в очень малых количествах и не всегда присутствуют хромдиопсид, циркон и апатит. Несмотря на кажущееся относительное постоянство минерального состава кимберлитов, количественные соотношения одних и тех же минералов в различных телах варьируют в значительных пределах. Наиболее широкое применение при поисках коренных источников алмазов имеют гранат, пикроильменит, хромшпинелид, в меньшей степени хромдиопсид и оливин. Такие минералы кимберлитов, как циркон, апатит, магнетит и некоторые другие, в поисковой практике используются незначительно в связи с недостаточной изученностью закономерностей их поведения в осадочном процессе.

3.1. Оливин

Оливин в кимберлитах и ксенолитах ультраосновных пород относится к наиболее распространенным минералам. В отдельных телах ЯАП его содержание может достигать 200 кг/м^3 и более [17]. И все же содержание незамещенного оливина в кимберлитах, за редким исключением (трубки Сувенир, Коллективная Алакит-Мархинского поля), как правило, уступает содержанию пиропа и пикроильменита. В связи с интенсивными постмагматическими процессами оливин в кимберлитах часто претерпевает значительные изменения и большей частью, а иногда и полностью превращен в серпентин или в магнетит-карбонат-серпентиновые агрегаты [22]. Повышенные содержания неизмененного оливина характерны для кимберлитовых тел Верхне-Мунского кимберлитового поля (трубки Комсомольская-Магнитная, Зимняя, Легкая и др.). По размерам и морфологии зерен оливины в кимберлите делят на две группы:

1) макрокристаллы (> 0,5–0,7 мм) — угловатые, бесформенные зерна;

2) микрокристаллы — идиоморфные мелкие зерна (< 0,5–0,7 мм).

Первая группа включает ксенокристы оливина, которые характеризуются как оливины I генерации. Источниками его в кимберлитах являются ксенолиты хромпироповых гарцбургит-дунитов, пироповых и хромпироповых лерцолитов, катаклазированных и ильменитовых лерцолитов, ильмениовых верлитов [17]. Оливины второй группы относятся к фенокристам и кристаллизуются из кимберлитового расплава, что обусловливает их идиоморфизм. Они обладают четко выраженной кристаллографической огранкой с характерным дипирамидально-призматическим габитусом. Эти кристаллы характеризуются как оливины II генерации.

Размер зерен оливина в кимберлитах варьирует от долей миллиметра до 10–15 см (тр. Удачная). Однако наибольшее распространение имеют зерна из классов -1+0,5 и -0,5 мм. Хотя, следует отметить, в отдельных трубках (тр. Коллективная, Сувенир) оливины класса -0,5 мм отсутствуют вообще. Оливин размером более 2 мм встречается в редких трубках, однако содержание их может достигать 30–40 % и даже более. Так, в некоторых трубках Верхне-Мунского поля (Новинка, Легкая, Комсомольская-Магнитная) среди оливина I генерации преобладают зерна размером 2–6 мм при максимальном размере 5–7 см [22]. Окраска оливина самая разнообразная: от бесцветной до зеленой различных оттенков (светло-зеленые, буровато-серые, оливково-зеленые, желто-зеленые). Наиболее часто оливин окрашен в светло-зеленые и зеленовато-желтые тона. Бесцветный оливин менее распространен (тр. Нева, Алакит-Мархинское поле), желтые оливины встречаются редко (тр. Коллективная). Для трубок Верхне-Мунского поля характерны зеленые хризолиты размером до 1 см и более.

Преобладающей формой оливинов в кимберлитах является угловатая (рис. 3.1*а*), в более мелких классах (< 0,5 мм) возрастает доля как угловато-округлых зерен, так и остроугольных обломков. Поверхность зерен оливина довольно часто покрыта корочками серпентин-карбонатного состава. Количество зерен с примазками в трубках различно и может колебаться от первых процентов до 90 % (тр. Искорка, Алакит-Мархинское поле). Содержание зерен с примазками уменьшается с уменьшением класса крупности [14 ф]. Содержание трещиноватых зерен от трубки к трубке даже в пределах одного поля может существенно колебаться — от полного их отсутствия (тр. Дружба, Алакит-Мархинское поле) до 40 % (тр. Нева, Алакит-Мархинское поле) и более. Хотя, следует отметить, оливин очень плохо обнаруживает трещиноватость. Количество трещиноватых зерен при переходе от более крупных (+2 мм) классов к мелким (-1 мм) убывает, что объясняется увеличением массивных зерен в мелкой фракции за счет дробления более крупных зерен. До 90–100 % оливинов в кимберлитовых телах имеют сколы, причем содержание вторично колотых зерен может достигать 40–50 % при содержании типичных осколков до 8–10 %.

Поверхности зерен оливина в кимберлитах в разной степени подвергнуты магматической коррозии. Большинство зерен характеризуются матированной и шероховатой (рис. 3.1*б*) первичными (первично-магматогенными) поверхностями. Вместе с этим довольно часто в трубках встречаются оливины со своеобразными скульптированными поверхностями (до 40–50 %), среди которых особо следует отметить такие, как поверхность тетрагональных пирамид (рис. 3.1*в*), черепитчатая (рис. 3.1*г*), ступенчатая, занозистая (рис. 3.1*д*) и ребристая (рис. 3.1*е*), образование которых обязано постмагатическому (гидротермальному) этапу становления кимберлитов. Соотношение различных поверхностей для оливинов из разных тел существенно различается с преобладанием определенного типа рельефа, что может использоваться в качестве характерного типоморфного признака конкретной кимберлитовой трубки и даже поля. Так, для трубок Верхне-Мунского поля не характерны скульптированные поверхности с пирамидально-черепитчатым типом растворения, а наибольшее распространение имеют оливины с матированным и шероховатым микрорельефом. Во многих трубках Алакит-Мархинского поля, напротив, преобладают зерна с ребристой поверхностью (трубки Коллективная, Веселая, Маршрутная). В тр. Сотая (Молодинское поле) и тр. Дьянга (Бенчимэ-Куойкское поле) довольно часто встречаются зерна оливина с черепитчатыми поверхностями и поверхностями тетрагональных пирамид.

Оливины из кимберлитов и ультраосновных пород существенно форстеритового состава (Fo = 84–95 мол.%) с переменными содержаниями примеси NiO (0,1–0,4 мас.%), низкими концентрациями примеси TiO_2 (< 0,1 мас.%), CaO (< 0,2 мас.%) [17]. Отмечено увеличение содержания фаялитового минала

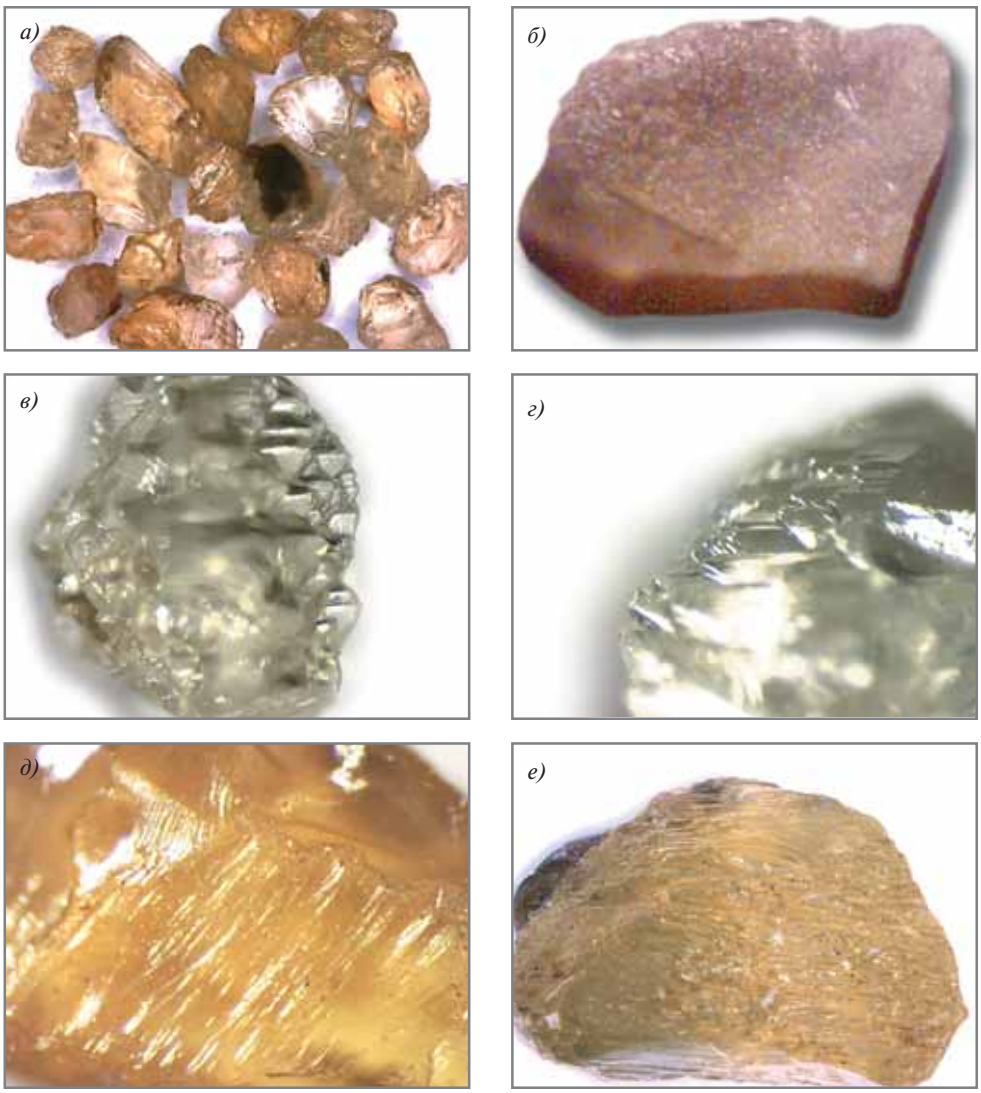


Рис. 3.1. **Оливины:**
а — внешний вид оливинов угловатой формы из тр. Дьянга, Бенчимэ-Куойкское поле, кл. -2+1 мм;
б — с шероховатой поверхностью, тр. Комсомольская-Магнитная, Верхне-Мунское поле, кл. -2+1 мм;
в — с поверхностью тетрагональных пирамид, тр. Дьянга, кл. -0,5 мм;
г — с черепитчатой поверхностью, тр. Дьянга, кл. -0,5 мм;
д — с занозистой поверхностью, тр. Новинка, Верхне-Мунское поле, кл. -2+1 мм;
е — с ребристой поверхностью, тр. Комсомольская-Магнитная, кл. -2+1 мм;
ж — изношенные зерна оливина из русла р. Муна, кл. -2+1 мм

от оливинов, ассоциирующих с алмазами (Fa = 5–9 мол.%) и гарцбургитов (6–8 мол.%) к оливинам из равномернозернистых (6–16 мол.%) и ильменитовых (9–16 мол.%) ультрабазитов [12 ф]. Существует прямая положительная корреляционная связь между содержаниями Mn и Fe, Mg и Cr в оливинах и отрицательная между Ni и Fe, Cr и Fe [167]. Оливины, включенные в алмазы, характеризуются минимальными содержаниями кальция, не превышающими 0,11 мас.% [167], железа — 4,8-11,6 мас.% FeO, [125, 162], а также устойчивой примесью Cr_2O_3 (до 0,18 мас.%) и NiO (до 0,4 мас.%). Оливины подобного состава обычны в алмазоносных кимберлитах и являются редкостью в кимберлитах неалмазоносных трубок [128].

Наличие устойчивой примеси хрома у оливинов при пониженной железистости — один из критериев алмазоносности кимберлитов [12 ф]. Помимо этого, исследованиями Л. А. Зимина [6 ф] установлена положительная связь между содержанием крупного ксеноморфного оливина и алмазоносностью кимберлитов и отрицательная между алмазоносностью и содержанием идиоморфного (кимберлитового) оливина. Также данным исследователем было отмечено, что на повышенную алмазоносность кимберлитов может указывать присутствие оливинов, обладающих спайностью, которые, как правило, сами содержат включения алмазов.

Следует отметить, что оливин характерен не только для кимберлитов, но может быть связан и с другими источниками, в частности с родственными кимберлитам породами типа пикритов, щелочных базальтоидов, мелилититов. Оливин также присутствует в лампрофирах, карбонатитах, в отдельных интрузиях трапповой формации и т. д. Между оливинами из лампроитов и кимберлитов существенных отличий в составе не установлено [110]. Более четкий характер носит отличие по железистости оливинов из кимберлитов и основных пород [43]: так, для кимберлитовых оливинов зафиксирован довольно узкий предел колебаний железистости, укладывающийся с интервал от 5 до 15 мас.% FeO, в то время как для оливина из траппов содержание железистого компонента составляет более 20 мас.% [122], а сами зерна характеризуются мелкими размерами и буровато-желтой окраской. Кроме этого, у оливина из кимберлита показатель преломления примерно равен 1,690, у траппового — не менее 1,720. Для оливинов из кимберлитоподобных пород более характерны низкомагнезиальные (< 45 мас.% MgO) высокожелезистые (> 14 мас.% FeO) разности при преобладании мелких идиоморфных вкрапленников призматического габитуса.

Оливин не получил широкого применения при поисковых работах. Дело в том, что в тяжелую фракцию шлихов попадают лишь реликты свежего оливина, тогда как в большинстве тел он полностью замещен вторичными продуктами. Поэтому в шлихах оливин встречается достаточно редко. Существует мнение, что оливин обладает низкой химической и механической устойчивостью, поэтому встречается вблизи коренных источников [140]. По данным отдельных исследователей предел распространения оливина в потоках рассеяния не превышает 5–6 км [21, 129]. По другим данным [109, 10, 19] оливин является достаточно прочным минералом и может нестись на десятки километров. Так, по сведениям В. П. Афанасьева, оливин по руслу р. Муна прослеживается на расстояние более 100 км [19]. По наблюдениям Л. А. Зимина [5 ф], на расстоянии до 20 км от коренного источника на оливине не отмечалось каких-либо следов механического истирания, он лишь измельчался. В то же время результаты исследований данного автора, касающиеся дальности транспортировки МИК по руслу р. Юёсе-Харыйалах Алакит-Мархинского района, показали [14 ф], что оливин исчезает уже на расстоянии 2 км от известных кимберлитовых тел (НИИГА, Маршрутная и др.), о чем будет сказано в разделе 4. Результаты собственных исследований свидетельствуют, что по руслу р. Омонос (Западно-Укукитское поле) оливин практически исчезает уже в 7 км ниже трубок Русловая, Ленинград и Омонос [3 ф]. Имеются

и другие, совершенно противоположные мнения относительно транспортабельности оливина.

В отношении химической неустойчивости оливина мнение совершенно справедливо. Действительно, данный минерал химически неустойчив и практически не встречается в древних промежуточных коллекторах. В отношении механической неустойчивости оливина мнение ошибочно, так как практика поисковых работ показывает, что оливин может нестись на значительные расстояния от кимберлитовых тел. К примеру, по руслу р. Муна оливин действительно прослеживается на значительное расстояние ниже известных трубок Верхне-Мунского поля — более чем на 200 км [27 ф] — и при этом существенно окатывается (см. рис. 3.1*ж*). По мнению В. П. Афанасьева [17], оливин по физико-механической устойчивости превосходит пикроильменит, уступая лишь незначительно гранату. Приведенные выше различия в оценке дальности переноса оливина относительно коренного источника объясняются не только разными объемами опробования, но и тем, что каждый из приведенных выше примеров отражает всего лишь частный случай. Следует действительно признать, что оливин является достаточно транспортабельным минералом и может переноситься в водной среде на значительные расстояния. Однако распределение данного минерала в потоке относительно коренного источника будет зависеть от многих причин, и в первую очередь существенно от содержания его в конкретном кимберлитовом теле, от размера зерен и степени их изменения, а также от того, размывается ли непосредственно кимберлитовое тело или продукты его разрушения в виде делювиальных шлейфов. В любом случае содержание оливина будет резко падать по мере удаления от коренного источника. При незначительных содержаниях данного минерала в коренном источнике буквально на расстоянии первых километров возможно его полное исчезновение.

Несмотря на его устойчивость к механическому истиранию, оливин является достаточно хрупким минералом. К примеру, на расстоянии 1750 м от тр. Аэросъемочная (Алакит-Мархинское поле) содержание мелких зерен из класса -1+0,5 мм увеличивается от десятых долей процента до 70–100 %, а распространение зерен оливина из класса +2 мм ограничивается расстоянием 200–1000 м при начальном содержании в элювии кимберлита 75 % [14 ф]. При этом содержание данного минерала падает от 15 мг/л в ореоле непосредственно вблизи трубки до 1–2 мг/л в 1850 м ниже по склону. Данный факт свидетельствует о заметном измельчении оливина при его переносе. Фиксация оливина по руслу р. Муна на значительных расстояниях ниже тел объясняется не столько уникальными физико-механическими свойствами минерала, сколько его ураганным содержанием в телах (сотни кг/т), крупными размерами зерен (до 10 см) и практически их неизмененным состоянием. При этом на расстоянии около 100 км ниже трубок содержание оливина не превышает единичных зерен на рядовую пробу объемом 20 литров. При низком содержании оливина в кимберлитовых телах он будет исчезать буквально на удалении первых километров от тел и зафиксировать его будет возможно лишь при опробовании значительными объемами.

Как видим, вопросы поведения оливина в ореолах и потоках рассеяния, как древних, так и современных, а также касательно его физико-механической и химической устойчивости еще не достаточно изучены и требуют уточнения и даже дополнительных специальных исследований. Неизвестно, как меняется химический состав оливина по мере удаления от коренного источника. Не совсем ясна зависимость химической устойчивости оливина от состава. Следует отметить, что нуждаются в дополнительных исследованиях и некоторые специфические поверхности на оливинах, в частности микрорельеф тетрагональных пирамид, черепитчатый и ступенчатый, с целью выяснения возможности их образования в более широком диапазоне обстановок (в условиях метагенеза и метасоматоза).

3.2. Гранат

До настоящего времени гранат, в том числе его магнезиальная разновидность — пироп, является одним из самых информативных и наиболее изученных минералов кимберлитов. С самого начала алмазной эпопеи, когда «пироповая дорожка» привела к открытию первых якутских кимберлитов, ему отведено ведущее место. Его состав и морфологические особенности подробно рассмотрены в многочисленных отечественных и зарубежных публикациях [17, 22, 49, 78, 118, 137, 140, 160] и успешно используются при поисковых работах на алмазы. Гранат в кимберлитах представлен достаточно широко и является важнейшим индикаторным минералом. Источником гранатов ультраосновного парагенезиса в кимберлитах являются лерцолиты (в том числе катаклазированные и ильменитсодержащие), гарцбургит-дуниты и верлиты (в том числе ильменитовые). Помимо этого, в кимберлитах присутствует гранат эклогитового и пироксенитового парагенезисов, источником которого являются эклогиты (биминеральные, дистеновые, глиноземистые, магензиально-железистые, рутиловые и др.), гроспидиты, пироксениты, а также алькремиты [17, 26].

Содержание граната в кимберлитах колеблется в значительных пределах — от практически полного его отсутствия до 12–15 кг/т [17]. Гранат присутствует в кимберлитах в виде мономинеральных зерен размером от долей миллиметра до 18 см [43]. Форма выделений округлая, иногда сплюснуто-овальная, однако нередко наблюдаются угловатые неправильные зерна (рис. 3.2*а*), которые, как правило, являются фрагментами (осколками) овальных. Крупные зерна обычно трещиноваты (см. рис. 2.3*а*), трещины нередко выполнены вторичными минералами. В кимберлите отдельные зерна граната в различной степени замещены веществом реакционной келифитовой каймы (рис. 3.2*б*), занимающей иногда до 30–80 % объема зерна, образование которой связано с воздействием на минерал флюидонасыщенного кимберлитового расплава. Ограненные кристаллы очень редки, обычно имеют форму неправильных ромбододекаэдров, тетрагон-триоктаэдров и сложных многогранников [137]. Изучение гранатсодержащих мантийных ксенолитов показывает, что именно в них зерна гранатов наиболее идиоморфны [75], что позволяет связывать этап идиоморфного роста гранатов с начальным этапом глубинного морфогенеза.

Минералы группы граната представлены в кимберлитах, с одной стороны, магнезиальными разностями — пиропами с переменным содержанием примеси хрома (ультраосновной парагенезис), с другой — магнезиально-железистыми пироп-альмандинами с переменной примесью кальция (эклогитовый парагенезис). Установлены широкие вариации составов гранатов как для ультраосновного, так и для эклогитового парагенезисов. Содержание основных компонентов в гранатах ультраосновного парагенезиса: CaO — 0,43–14,0 мас.%, MgO — 14,9–23,56 мас.%, FeO — 4,73–14,6 мас.%, Cr_2O_3 — до 19,9 мас.% [90]. Малокальциевые (< 4 мас.% CaO) высокохромистые (> 5 мас.% Cr_2O_3) пиропы гарцбургит-дунитового парагенезиса относятся к алмазной ассоциации [125]. Гранаты эклогитового парагенезиса в кимберлитах также имеют исключительно широкие диапазоны колебаний основных оксидов: CaO — 3–23,4 мас.%, MgO — 0,8–21 мас.%, FeO — 2,4–20,5 мас.% [17]. Примесь хрома обычно незначительна и в среднем может колебаться от 0,02 мас.% Cr_2O_3 в гранатах из магнезиально-железистых эклогитов, до 0,5 мас.% из ильменит-рутиловых эклогитов. В высокохромистых магнезиальных и дистеновых эклогитах и гроспидитах примесь хрома в гранатах более существенна и может достигать 7,4 мас.% Cr_2O_3 [17, 41]. Вариации составов гранатов из пород промежуточного, пироксенитового, парагенезиса существенно у́же: CaO — 3,1–7,8 мас.%, MgO — 10,1–21,0 мас.%, FeO — 7,0–19,7 мас.%, однако в них обычной является примесь Cr_2O_3 (до 8 мас.%). Индикаторным признаком значительной части эклогитовых и пироксенитовых

Рис. 3.2. **Пиропы из кимберлитовых тел Верхне-Мунского поля:**
а — внешний вид, тр. Новинка, кл. -1+0,5 мм;
б — зерна пиропа с келифитовой каймой, тр. Комсомольская-Магнитная, кл. -1+0,5 мм

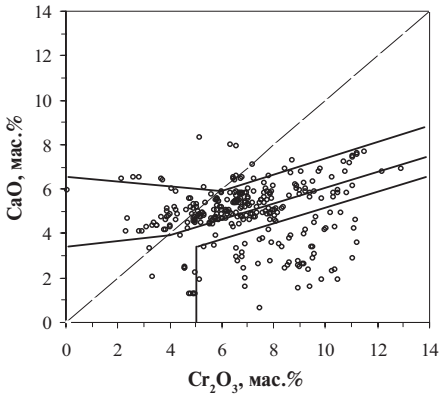
гранатов, ассоциирующих с алмазами, является заметная примесь Na_2O — до 0,3 мас.%. [163]. Гранат из неалмазоносных кимберлитов почти полностью относится к лерцолитовому парагенезису (рис. 3.3*б*) и в отличие от алмазоносных кимберлитов (рис. 3.3*а*) не содержит алмазной ассоциации гарцбургит-дунитового парагенезиса, что наиболее характерно для кимберлитового магматизма мезозойского возраста. Хотя бывают исключения и из данного правила. К примеру, убогоалмазоносная тр. Моркока (рис. 3.3*в*) содержит, по разным источникам, от 15 % до 29 % пиропов алмазного парагенезиса, а практически неалмазоносная тр. Геохимическая вообще 30 % (Алакит-Мархинское поле). Слабоалмазоносные трубки Омонос и Ленинград Западно-Укукитского поля содержат по 21 % пиропов алмазной ассоциации.

Связано это с тем, что по содержанию гранатов алмазного парагенезиса можно все же судить только о потенциальной алмазоносности первоисточника, реальная же алмазоносность кимберлитов может снижаться в результате окисления и растворения алмазов при подъеме расплава к земной поверхности и зависит от глубинности и степени агрессивности кимберлитовой магмы [74]. В то же время тр. Малокуонапская Куранахского поля с содержанием алмазов близким к промышленному практически не содержит алмазной ассоциации среди гранатов ультраосновного парагенезиса (рис. 3.3*д*). Следует добавить, что в гранатах из мезозойских кимберлитов ЯАП содержание хрома обычно не превышает 9,5–10 мас.% Cr_2O_3, очень редко может достигать 10,5 мас.% Cr_2O_3, но не более, при этом практически совершенно отсутствуют высококальциевые гранаты верлитового парагенезиса. Таким образом, наличие в ореолах рассеяния высокохромистых гранатов с содержанием Cr_2O_3 более 10 мас.% является достаточно надежным признаком среднепалеозойского (как минимум) возраста их коренных источников. В тоже время зерна с содержанием Cr_2O_3 более 10 мас.%, даже если они и не попадают в поле алмазного гарцбургит-дунитового парагенезиса, как правило, практически не встречаются в неалмазоносных кимберлитах, при условии их расположения справа от пунктирной диагонали на диаграмме Cr_2O_3–CaO. Гранаты из кимберлитоподобных пород характеризуются более низким содержанием хрома (0,2–3,0 мас.% Cr_2O_3) и практически не содержат кнорринитового компонента, в связи с чем поля их составов на бинарной диаграмме Cr_2O_3–CaO [125] располагаются исключительно слева от пунктирной диагонали (рис. 3.3*г*).

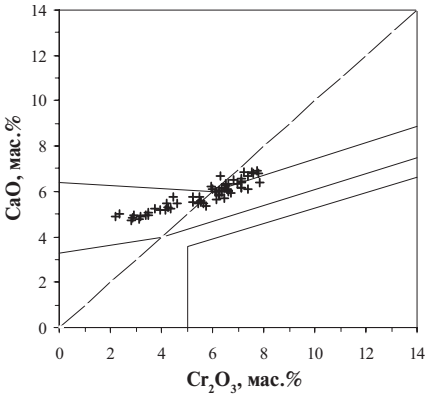
Цвет гранатов из кимберлитов изменяется от почти бесцветного и бледно-розового до красного и густого лилового, между которыми существует множество переходных оттенков. Гранаты с повышенным содержанием уваровитового компонента имеют изумрудно-зеленый цвет, железистые разности характеризуются оранжевой окраской. К группе оранжевых гранатов относятся разности эклогитовых, отчасти пироксенитовых парагенезисов, а также пироп-альмандины из эклогитоподобных пород фундамента земной коры [17]. Как уже отмечалось в разделе 2, традиционно выделяют следующие цветовые разновидности граната — лиловые, фиолетовые, красные, оранжевые и розовые (см. рис. 2.10). Известны и зеленые гранаты, однако они являются редкостью и в шлихах практически не встречаются. Иногда из лиловых разностей дополнительно выделяются гранаты малинового цвета [137], имеющие густо-красный цвет с фиолетовым оттенком. Фиолетовые гранаты наиболее часто обладают дихроизмом. Хотя существует мнение, что такие гранаты, относящиеся к пироп-уваровитовому ряду, ошибочно считаются дихроичными, а данный эффект является «александритовым» [83]. «Александритовый» эффект, по мнению С. С. Мацюка, не связан с дихроизмом, а является следствием строго определенного спектрального положения полос поглощения хромофорного иона в видимой области спектра: Fe^{3+} в структуре таких пиропов практически нет, в результате чего и возникает эффект.

Цвет гранатов является важным типоморфным признаком и используется при поисках. Соотношения цветовых разно-

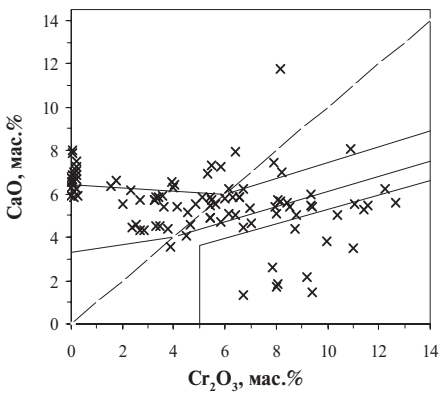
а) **Тр. Айхал, центр. рудн. столб, *n*=299**



б) **Тр. Рока, *n*=61**



в) **Тр. Моркока, пр. 6110, *n*=100**



г) **Тр. Хоркич, пр. 3118, *n*=38**

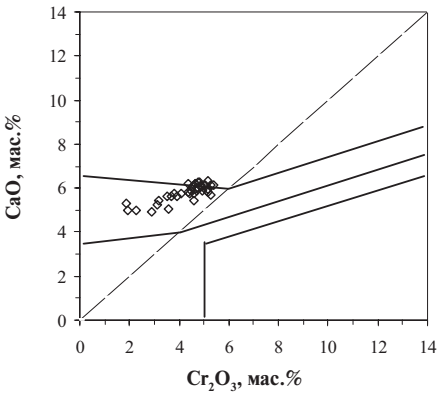


Рис. 3.3. **Положение фигуративных точек гранатов на диаграмме Cr_2O_3–CaO [125] из кимберлитов различной степени алмазоносности:**

а — из высокоалмазоносной тр. Айхал, Алакит-Мархинское поле;

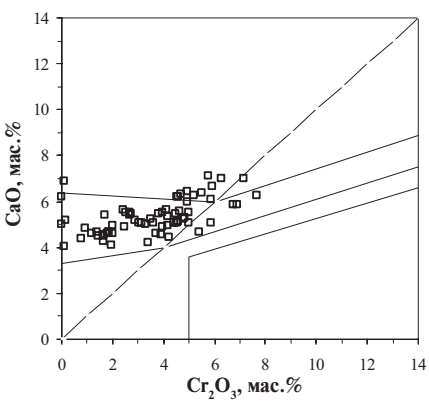
б — из неалмазоносной тр. Рока, Западно-Укукитское поле;

в — из убогоалмазоносной тр. Моркока, Алакит-Мархинское поле;

г — из неалмазоносных кимберлитоподобных пород тр. Хоркич (Mz), Тайгикун-Нембинское поле (Эвенкия);

д — из алмазоносной тр. Малокуонапская (Mz), Куранахское поле

д) **Тр. Малокуонапская, *n*=70**



стей гранатов в кимберлитах довольно индивидуальны и могут характеризовать то или иное тело (куст, поле или район). В свою очередь окраска гранатов определяется их составом и кристаллохимическими особенностями. В частности, цвет и интенсивность окраски зависят, в первую очередь, от примеси таких компонентов, как хром, который является главным хромофором, кальций и магний, а также от сочетания и концентрации различных хромофорных центров (Cr^{3+}, Fe^{2+}, Fe^{3+} и др.) [83].

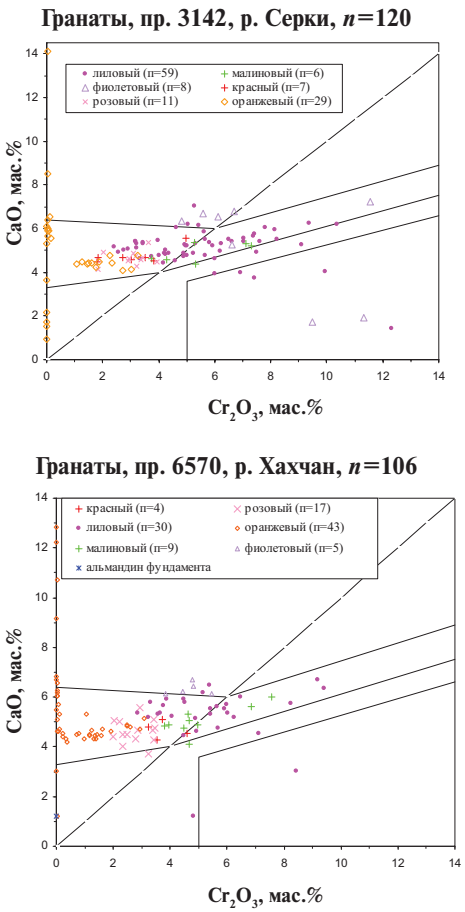


Рис. 3.4. **Распределение фигуративных точек гранатов из руслового аллювия рр. Серки и Хахчан на диаграмме Cr_2O_3–CaO раздельно по цветовым разностям**

Нами были изучены раздельно гранаты по цветовым разностям из руслового аллювия рр. Хахчан и Серки (Муно-Тюнгский алмазоносный район), составы которых, вынесенные на диаграмму Н. В. Соболева [125], представлены на рис. 3.4. Из рисунка видно, что розовые гранаты обладают довольно узким составом и занимают на бинарной диаграмме Cr_2O_3–CaO в поле лерцолитового парагенезиса положение преимущественно от 2 до 4 мас.% Cr_2O_3. Исключение составляет один анализ из пр. 6570 (р. Хахчан). Таким образом, хотя розовые гранаты и обладают пониженным содержанием Cr_2O_3, все же их нельзя отнести к низкохромистым разностям. Не исключено, что часть из них представлена тонкими сколами лиловых пиропов, в результате чего цвет их менее насыщен и приближается к розовому. Примерно такое же положение в поле лерцолитового парагенезиса занимают красные гранаты, но содержание Cr_2O_3 в них несколько выше и достигает 5 мас.%. Распределение составов лиловых пиропов достаточно наглядно и не нуждается в особых комментариях. Хотя основная их масса укладывается в поле лерцолитовых разностей, все же данные пиропы характеризуются наибольшими вариациями составов. Содержание Cr_2O_3 в них всегда более 2 мас.%, часть данных гранатов попадает в поле верлитовых разностей, а часть в поле гарцбургит-дунитов. Именно преимущественно лиловые пиропы попадают в поле алмазной ассоциации. Интересно положение малиновых и фиолетовых гранатов. Малиновые гранаты размещаются в поле лерцолитового парагенезиса, преимущественно в области его излома. Особое положение малиновых гранатов на диаграмме свидетельствует в пользу правомочности выделения данной цветовой разновидности в отдельную группу. Значительная часть фиолетовых разностей попадает в поле верлитовых гранатов, причем в нашем случае в большинстве своем — слева от пунктирной диагонали, т. е. не содержат кнорринготового компонента ($Mg_3Cr_2[SiO_4]_3$). Хотя два зерна данной цветовой разности в пр. 3142 из русла р. Серки, так же как и лиловые, попали в поле алмазной ассоциации. Оранжевые

и оранжево-красные гранаты попадают в основном в группу низкохромистых разностей, что хорошо видно из рис. 3.4. Хотя следует отметить, что в отдельных оранжевых гранатах содержание оксида хрома составляет более 2 мас.%, а по единичным зернам даже превышает 3 мас.% Cr_2O_3.

Несмотря на низкую представительность по количеству отдельных цветовых разностей, данный пример с гранатами из аллювия рр. Хахчан и Серки достаточно показателен и отражает общую тенденцию в распределении фигуративных точек составов гранатов отдельных цветовых разновидностей в пределах координатного пространства на диаграмме Cr_2O_3–CaO.

Оранжевые гранаты из пр. 6570 (русло р. Хахчан) в количестве 43 анализов были нанесены на тройные диаграммы в различных координатах, на которых показаны поля отдельных парагенезисов этого минерала (рис. 3.5; 3.6). Из рис. 3.5 видно, что составы оранжевых гранатов из пр. 6570 распались на две отдельные группы, одна из которых расположена в поле ультраосновного (гарцбургит-дунитового) парагенезиса и, безусловно, это более хромистые разности, которые на диаграмме Cr_2O_3–CaO занимают пространство с содержанием более 1 мас.% Cr_2O_3 (см. рис. 3.4). Гранаты второй группы расположились преимущественно в поле биминеральных эклогитов. Три более железистых зерна выпали из этого поля, и скорее всего это пироп-альмандины из эклогитоподобных пород фундамента. В данных гранатах содержание суммарного железа составляет 27,9-30,1 мас.%, в результате чего альмандиновая составляющая в них (58,7–63,7 мол. %) преобладает над пироповой (20,3–24,5 мол. %). На рис. 3.6 эти же гранаты также расположены в двух обособленных полях, одно из которых совпадает с полем пиропов из перидотитов, частично располагаясь в поле пород переходного, пироксенит-эклогитового ряда.

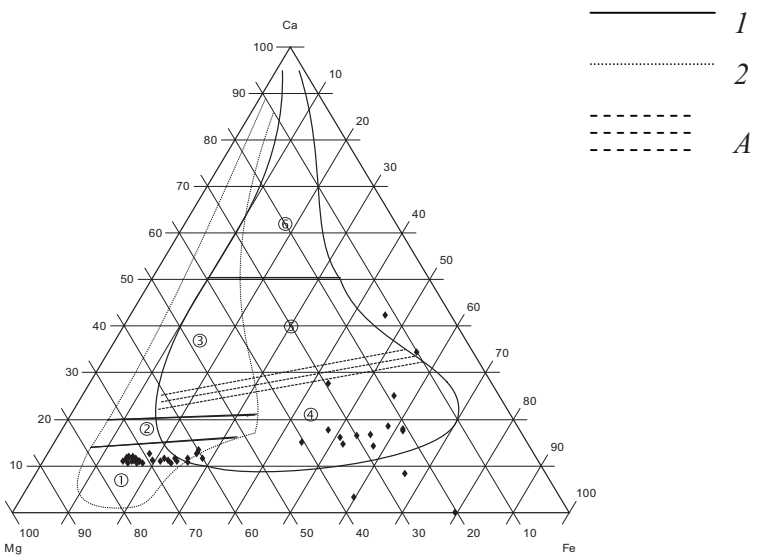


Рис. 3.5. **Положение фигуративных точек оранжевых гранатов из пр. 6570 (р. Хахчан) на тройной диаграмме Mg–Ca–Fe с полями гранатов ультраосновного (*1*) и эклогитового (*2*) парагенезисов по [17].**

Цифры в скобках обозначают поля составов гранатов: 1 — гарцбургит-дунитового; 2 — лерцолитового; 3 — верлитового парагенезисов; 4 — биминеральных эклогитов; 5 — дистновых эклогитов (*А* — область перехода между 4 и 5); 6 — гроспидитов

Гранаты второй группы частично расположены в поле алмазоносных гранатовых пироксенитов и эклогитов, частично вблизи от него. Состав одного зерна расположен вблизи поля алмазоносных гроспидитов. Оранжевые гранаты из аллювия вышеназванных водотоков были также обработаны с помощью кластерного анализа с целью генетической привязки их составов к различным группам по классификации Доусона–Стефенса [49]. Представленная на рисунке 3.7 дендрограмма наглядно показывает, что как по пр. 3142, так и по пр. 6570 значительная часть анализов близка по составу к группам 1 и 2 (GR1, 2), источниками которых являются преимущественно перидотиты. Группу 1 составляют титанистые гранаты, встречающиеся в кимберлитах и ксенолитах гранатовых лерцолитов, в том числе катаклазированных, в гранатовых оливиновых вебстеритах, а также в качестве включений и сростков в нодулях магнезиальных ильменитов. Гранаты группы 2 связаны постепенным переходом с группой 1, встречаются в основном в кимберлитах, могут образовывать срастания с магнезиальным ильменитом. Таким образом, на примере гранатов из аллювия рр. Серки и Хахчан показано, что не все оранжевые разности гранатов могут принадлежать к эклогитовому парагенезису. Часть их, и это преимущественно гранаты переходных оранжево-красных тонов, могут относиться и к ультраосновной ассоциации. Вместе с этим из рис. 3.7 также хорошо видно, что часть анализов по обеим пробам образуют единый кластер, который наиболее близок к группе 5 по классификации Доусона – Стефенса на довольно низком уровне связывания (евклидовом расстоянии). Для пробы 3142 это анализы № 1, 9, 16 и далее до 23 анали-

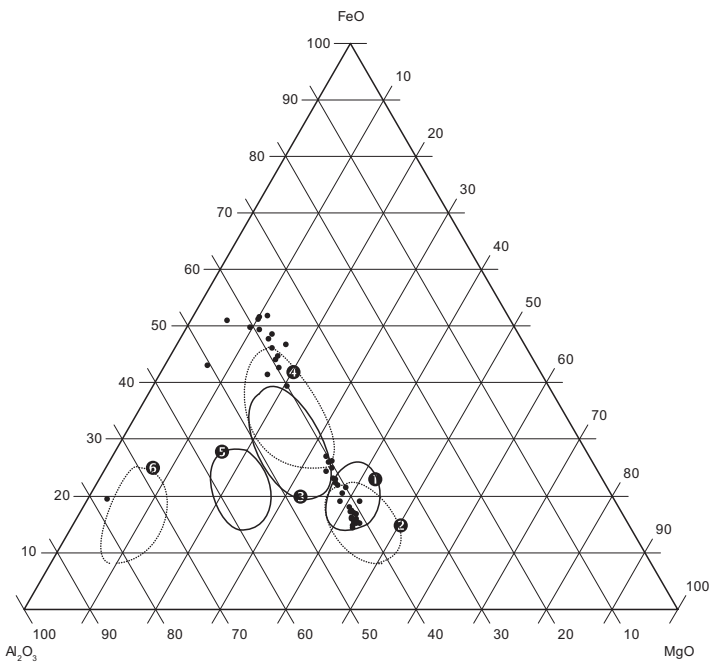
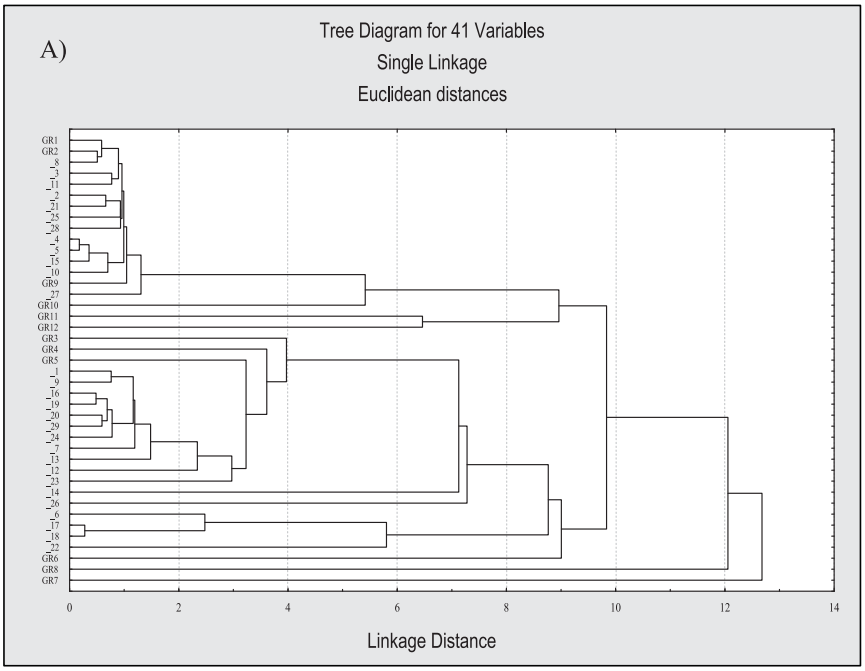


Рис. 3.6. **Положение фигуративных точек оранжевых гранатов из пр. 6570 (р. Хахчан) на тройной диаграмме Al_2O_3–FeO–MgO с полями гранатов из различных источников по [23].**
Гранат из пород: 1 — перидотитов; 3 — пород пироксенит-эклогитового ряда; 5 — из кианитовых эклогитов и гроспидитов; гранат из включений в алмазе: 2 — из пироповых перидотитов; 4 — гранатовых пироксенитов и эклогитов; 6 — гроспидитов



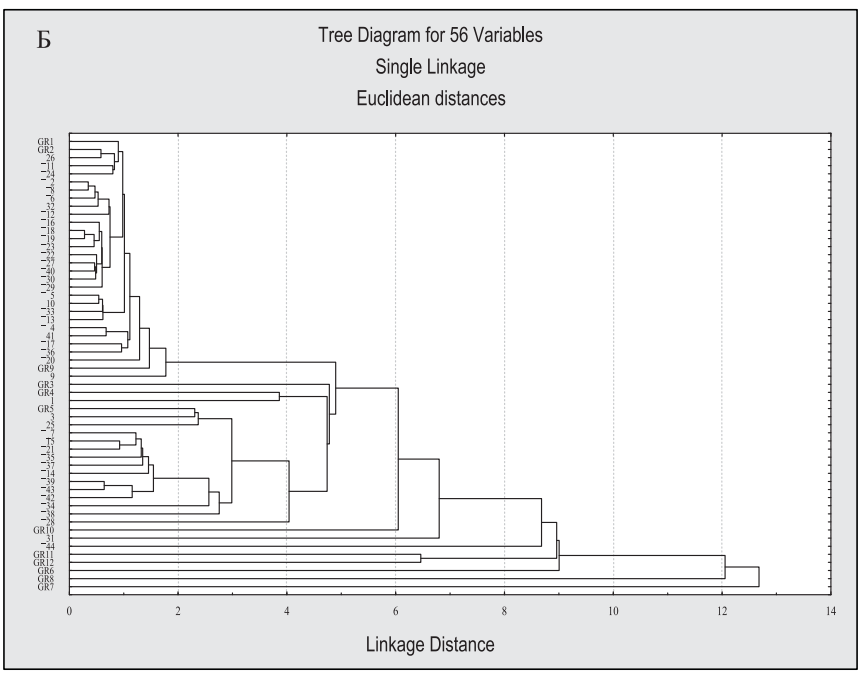


Рис. 3.7. **Результаты кластер-анализа состава оранжевых гранатов из аллювия р. Серки пр. 3142 (А) и р. Хахчан пр. 6570 (Б)**

за включительно, для пробы 6570 — анализы № 3, 25, 7 и далее по 38 анализ. Группу 5 составляют магнезиальные альмандины, которые следует связывать с неалмазоносными ильменит-рутилсодержащими магнезиально-железистыми эклогитами [41]. Один анализ из пр. 6570 (№ 1) близок по составу к группе 4 по классификации Доусона – Стефенса, источником которых являются высокоалмазоносные высокотитанистые магнезиально-железистые эклогиты. То есть часть оранжевых гранатов, несомненно, имеют эклогитовый парагенезис и они относятся к 5 группе по классификации Доусона – Стефенса [49]. Для примера скажем, что гранаты эклогитового парагенезиса из тр. Малокуонапская Куранахского поля относятся к 3 группе данной классификации, которые связаны с алмазоносными ильменит-рутиловыми магнезиально-железистыми эклогитами [41].

В кимберлитах под воздействием расплава на поверхности зерен граната, как, в общем-то, и других минералов, возникает различный микрорельеф, образованный чередованием различных неровностей — бугорков, шипов, впадин и др., характеризуемый как первичный (первично-магматогенные поверхности). Вместе с этим, хотя и редко, в кимберлитах встречаются овальные зерна с гладкой блестящей поверхностью без видимых следов коррозии, иногда со следами кристаллографической огранки, происхождение которых, скорее всего, связано с процессами магматического оплавления и последующего растворения (рис. 3.8). В большинстве же случаев зерна граната в трубках несут следы большей или меньшей степени «изъеденности» (резорбции), интенсивность которой зависит от агрессивности расплава и длительности его воздействия на минерал. Причем для разных тел характерны различные типы первичных поверхностей и их соотношения, что также может использоваться в качестве типоморфного признака в поисковых целях. Из первично-магматогенных поверхностей, наиболее характерных для гранатов, следует отметить такие, как матированная, шероховатая, бугорчатая, реже встречаются ямчатая и бородавчатая, еще реже циркообразная (см. рис. 2.4).

В постмагматических условиях под воздействием гидротермальных растворов на гранатах формируется пирамидально-черепитчатый тип растворения, в результате которого образуются поверхности тетрагональных пирамид, а также черепитчатая, ступенчатая (см. рис. 2.8), реже занозистая поверхности. Все данные поверхности достаточно подробно охарактеризованы в разделе 2. Они довольно чувствительны к механическому воздействию, что успешно используется в практике алмазопоисковых работ.

В гидротермальную стадию, кроме всего прочего, достаточно широко развит процесс растрескивания зерен гранатов [17]. Следует добавить, что и пирамидально-черепитчатый тип растворения, и растрескивание зерен гранатов проявляются не только в постмагматическую стадию непосредственно в кимберлитах, их образование осуществляется в более широком диапазоне обстановок, о чем упоминалось выше и что необходимо учитывать в прогнозно-поисковых построениях. К примеру, гранаты с пирамидально-черепитчатым типом растворения достаточно широко распространены в отложениях карбона Тычанского алмазоносного района (Красноярский край), которые своим образованием обязаны воздействию на осадочный коллектор трапповых интрузий, имеющих широкое развитие в данном регионе (см. рис. 2.8*а*). Преобладание в вышеназванном районе

Рис. 3.8. **Оплавленное зерно граната в результате магматического воздействия с гладкой блестящей поверхностью, кл. -1+0,5 мм**

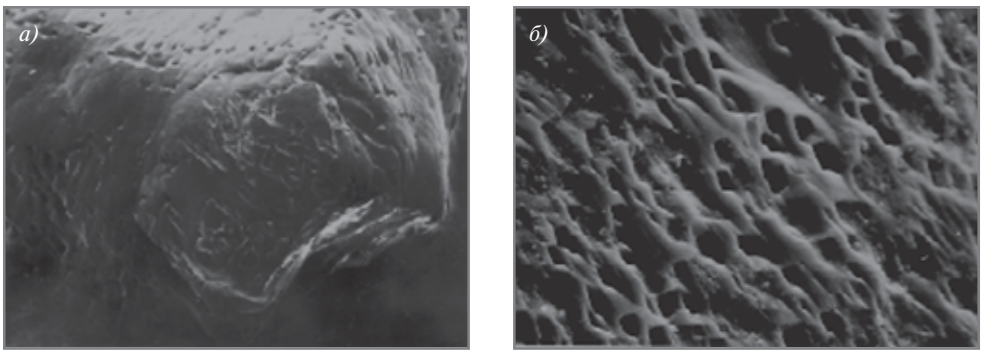


Рис. 3.9. **Пиропы с дислокационным типом гипергенной коррозии по [17]:**
а — общий вид корродированного зерна, 50×;
б — устья каналов травления, 2500×

округлых форм среди гранатов с данным типом растворения указывает на то, что пирамидально-черепитчатый рельеф наложился на интенсивно изношенные зёрна [143].

В гипергенных условиях как пиропы, так и альмандины неустойчивы и растворяются, приобретая разнообразные вторичные скульптуры. Традиционно выделяют два типа гипергенной коррозии — кубоидный и дислокационный. Дислокационный тип коррозии характеризуется образованием отрицательных форм рельефа в виде различных каналов травления (рис. 3.9) — волосовидных, клиновидных, в виде треугольных впадин и др., развивающихся, преимущественно, по дефектам кристаллической решетки. Зерна с обилием каналов травления мутнеют, становятся рыхлыми и могут распадаться на мелкие обломки. Гранаты с дислокационным типом коррозии становятся механически менее устойчивыми и в ореолах дальнего сноса практически отсутствуют [1 ф].

Кубоидный тип растворения характеризуется преобладающим развитием на гранатах положительного рельефа, преимущественно каплевидного (см. рис. 2.7*а*), состоящего из множества капель-бугорков. При высокой интенсивности процесса возникают зерна в форме выпуклогранных кубоидов как равновесной формы растворения (см. рис. 2.9), содержание которых в коре выветривания на кимберлитах обычно не превышает 2–3 %. Кубоиды наиболее характерны для оранжевых и красных разновидностей гранатов, среди лиловых и фиолетовых гранатов кубоиды встречаются крайне редко. При низкой активности коррозионных агентов формируется тонкий микрокаплевидный рельеф, который различим только при значительных увеличениях. При изучении таких зерен в бинокулярный микроскоп рельеф растворения фиксируется в виде жирноватого блеска. Суммарный отблеск на гранатах является надежным свидетельством гипергенного растворения.

Помимо наиболее распространенного каплевидного рельефа, характерного для гранатов из коры выветривания, несколько меньшим распространением пользуются такие поверхности гипергенного растворения как занозистая, игольчатая и корродированная (см. рис. 2.7*б*, *г*), характеристика которых приведена в разделе 2. Интенсивность растворения может быть настолько значительной, что зерна с корродированной поверхностью могут приобретать губчатый облик.

Следует добавить, что в условиях гипергенеза также происходит растрескивание гранатов, вплоть до распадения их на мелкие осколки. Иногда поверхностные трещины не нарушают массивность зерна, но образуют густую микроскопическую трещиноватость, в результате чего естественный цвет гранатов меняется и становится замутненным, белесым, образуя так называемые «выцветы».

В гипергенных условиях быстрее растворяются оранжевые гранаты, что связано не только с их дефектностью, но и с химическим составом. Оранжевые гранаты менее устойчивы не только в химической, но и в механической среде. Более хромистые разности лиловых и фиолетовых оттенков являются и химически, и механически устойчивее оранжевых и красных гранатов [17]. По мере удаления от кимберлитового тела содержание оранжевых гранатов падает, в связи с чем повышенное содержание оранжевых разностей гранатов на общем фоне в ореолах считается благоприятным фактором при прогнозной оценке территорий на коренную алмазоносность. Таким образом, в древних ореолах рассеяния МИК по мере повышения их зрелости в гранатах будет увеличиваться показатель хромистости, а цветовая гамма будет обогащаться лиловыми и фиолетовыми разностями при повышении доли ультраосновного парагенезиса по сравнению с эклогитовым.

Кора выветривания незначительной мощности зафиксирована на многих кимберлитовых телах, в том числе «остатки» ее отмечались под верхнепалеозойскими отложениями и силлами траппов на трубках Сытыканская, Восток и Победа Далдыно-Алакитского района. Но все же единственным кимберлитовым телом, на котором сохранилась кора выветривания значительной мощности, является трубка им. XXIII съезда КПСС в Мало-Ботуобинском районе, где встречены гранаты-кубоиды непосредственно в выветрелом кимберлите. По мнению В. П. Афанасьева, гипергенное растворение МИК происходит только в коре выветривания латеритного типа, который достоверно имела лишь среднепалеозойская кора выветривания [17, 19]. В связи с этим гипергенная коррозия на гранатах автором связывается исключительно со среднепалеозойским временем и кора выветривания в данном случае является важным хронологическим репером. Однако широкое распространение гранатов с гипергенным типом коррозии как в древних, так и в современных россыпях трудно объяснить только одной среднепалеозойской эпохой корообразования. К тому же при содержании кубоидов в коре выветривания на кимберлитах не более 2–3 % их содержание в ореолах может достигать 6–10 %, а в россыпях р. Эбелях содержание кубоидов приближается к 30 %. Не исключено, что в пределах Сибирской платформы, и ЯАП в частности, имела место кора выветривания латеритного типа и других эпох, например мезозойского (позднетриасового-раннеюрского) возраста, которая к настоящему времени практически полностью уничтожена.

Высвобождаясь из материнской породы, гранаты вовлекаются в процесс ореолообразования, в результате чего трансформируются их первичные свойства. Происходит перераспределение целых, трещиноватых, первично и вторично колотых зерен, осуществляется их раскалывание, измельчение, разубоживание (снижение концентрации), в результате транспортировки с разной степенью интенсивности истираются первичные поверхности минерала и сколы и формируются механогенные поверхности. Так, если в элювии кимберлита непосредственно над кимберлитовым телом содержание трещиноватых зерен граната может достигать 85 %, то уже в делювиальных отложениях по мере удаления от источника их количество постепенно сокращается до полного исчезновения на расстоянии 2–3 км. Аналогично распределение гранатов с примазками связующей массы кимберлитов, содержание которых в элювии может достигать 80 %. Уменьшается по мере удаления от источника и количество целых и первично колотых зерен: от 14–16 % в элювии до нуля в делювии на расстоянии 3 км. Характерной чертой зерен пиропа из делювиальных образований в ореоле рассеяния от кимберлитового тела является то, что большинство из них (до 85 %) становится вторично колотыми. Гранаты из делювиальных образования не несут следов механического истирания.

Решающим признаком, свидетельствующим о переносе в водной среде, является появление на гранатах механического износа, в том числе в виде истирания

первичных поверхностей. Характерным признаком механогенной поверхности на гранатах является легкая матовость и исчезновение вследствие этого чистоты окраски (прозрачности), появление мелких царапин и выбоин. Зависимость дальности транспортировки и степени механического износа МИК, в том числе и граната, более подробно рассмотрены в разделе 4, здесь лишь отметим, что на расстоянии до 15 км от источника в «стерильных» районах среди пиропа встречаются только зерна I класса сохранности [14 ф]. В целом распространение зерен пиропа I класса сохранности довольно значительное, и сколько-нибудь заметные содержания данного класса (> 10 %) прослеживаются на расстояние до 40 км от первоисточника, а в виде единичных зерен пределы распространения I класса сохранности еще более существенны. Необходимо также отметить, что в зависимости от содержания «инородных» зерен пиропа, не связанных с непосредственным размывом кимберлитов, граница максимального распространения I класса сохранности (без следов мехизноса) сдвигается в сторону коренного источника.

Несмотря на то, что в континентальных условиях, в аллювиальной среде, гранат может изнашиваться до IV класса сохранности, все же благодаря своей высокой абразивной устойчивости зерна данного минерала сохраняют угловатость, и даже при сильном износе преобладают угловатые и угловато-округлые зерна над типично округлыми (рис. 3.10). Максимальную степень износа, вплоть до идеальных шариков, зерна граната могут получить только в прибрежно-морских условиях. Именно благодаря своей форме максимально изношенные овальные и округлые пиропы из прибрежно-морских обстановок узнаются даже по единичным зернам среди минеральных ассоциаций с континентальным износом (рис. 3.11). Благодаря своей повышенной физико-механической устойчивости к истиранию зерна пиропа в отличие от других минералов поддаются полировке. Идеально окатанные зерна гранатов с полированной поверхностью

Рис. 3.10. **Общий вид пиропов с континентальным износом дальнего сноса с преобладанием угловатых и угловато-округлых зерен. Современный аллювий р. Линдэ (Муно-Тюнгский район), кл. -2+1 мм**

являются также признаком прибрежно-морских обстановок их формирования (рис. 3.12). Причем полировка бывает настолько «тонкой», что ее можно спутать с поверхностью растворения.

Трещиноватые зерна пиропа в аллювии практически отсутствуют, как, в общем-то, и первично колотые зерна, которые могут встречаться лишь на незначительном удалении от кимберлитовых тел. Характерной особенностью пиропа, как и других минералов, подвергшихся перемещению в водной среде, является то, что все их зерна (100 %) оказываются вторично колотыми. Полностью отсутствуют в аллювиальных отложениях и зерна пиропа с примазками связующей массы кимберлита, за исключением случаев, когда водоток размывает непосредственно кимберлитовое тело.

Считается, что ограненные кристаллы граната, являющиеся большой редкостью, в ореолах и потоках рассеяния также не встречаются, за исключением элювия кимберлитов [110]. Тем не менее, гранаты со следами кристаллографической огранки, хотя и редко, но все же имеют место в русловом аллювии. Так, подобные кристаллы пиропа отмечаются в бассейне р. Элитибийэ (Приленский район), а также в бассейне р. Чимидикян (Муно-Тюнгский район) (рис. 3.13). И в первом, и во втором случае ограненные зерна слабо изношены,

Рис. 3.11. **Общий вид пиропов округлой формы с прибрежно-морским износом из современного аллювия р. Тюнг (Муно-Тюнгский район), кл. -2+1 мм**

Рис. 3.12. **Идеально окатанное зерно пиропа с полированной поверхностью, бассейн р. Линдэ (Муно-Тюнгский район), кл. -1+0,5 мм**

как правило, с первичными матированными поверхностями. Само наличие в ореоле пиропов с первичной (глубинной) морфологией может свидетельствовать об относительной близости их коренных источников. Однако ни в бассейне р. Элитибийэ, ни в бассейне р. Чимидикян в ближайшем удалении кимберлитовые тела до сегодняшнего дня пока ни обнаружены.

Имеются сведения, что ассоциация пиропов мелкой фракции в кимберлитах представлена более высокими параметрами по хрому, чем более крупные фракции [59], так как в мелких классах больше лиловых разностей. Соответственно предполагается, что в мелких гранулометрических классах гранатов процент зерен алмазной ассоциации (по критерию Н. В. Соболева) выше, чем в крупных. В ореолах и потоках рассеяния такая закономерность не всегда соблюдается. В табл. 3.1 приведены данные по составам пиропов разных гранулометрических классов из современного

Рис. 3.13. **Пироп с кристаллографической огранкой, аллювий р. Улахан-Далдын (бассейн р. Чимидикян), кл. -1+0,5 мм, 100×**

аллювия р. Чимидикян Муно-Тюнгского района. Из таблицы видно, что в пробе 2070 средняя хромистость гранатов из класса -2+1 мм хотя и незначительно, но все же выше (4,11 мас.% Cr_2O_3), чем в классе -1 мм (3,96 мас.% Cr_2O_3), при этом содержание зерен алмазной ассоциации [125] в классе -2+1 мм несопоставимо выше (9,52 %), чем в классе -1 мм (4,0 %). Содержание в данной пробе высокохромистых разностей с содержанием Cr_2O_3 > 10 мас.% в классе -2+1 мм составляет 2,38 %, а в классе -1 мм они полностью отсутствуют. Так же и в пробе 2039 средняя хромистость класса -1+0,5 мм выше (4,62 мас.% Cr_2O_3) более мелкого класса -0,5 мм (4,38 мас.% Cr_2O_3), хотя процент алмазной ассоциации среди мелких зерен несколько выше (8,33 %), чем среди более крупных (6,12 %). По остальным пробам хотя и соблюдается закономерность повышения параметра хромистости с уменьшением класса крупности зерен, одновременно данная закономерность не всегда сопровождается повышением процента зерен алмазной ассоциации. Так, в пробе 2016 при равном количестве анализов содержание пиропов алмазной ассоциации в классе -1+0,5 мм составляет 4,0 %, а в более мелком классе -0,5 мм они отсутствуют вообще. Полностью отсутствует алмазный парагенезис и в классе -1 мм из пробы 2098, в то время как среди зерен размерности -2+1 мм их содержание составляет 4,35 %. В пробе 2150 с устьевой части р. Чимидикян содержание зерен алмазной ассоциации в классах -2+1 мм и -1 мм сопоставимо, составляя 3,18 % и 3,12 % соответственно. Приведенные сведения нуждаются в осмыслении. Безусловно, ореолы рассеяния в отличие от кимберлитовых тел, как правило, являются полигенными и могут включать материал из различных источников, в связи с чем не исключено, что гранаты каждого гранулометрического класса из одних и тех же проб имеют свои, совершенно раз-

Таблица 3.1

Особенности состава гранатов разных гранулометрических классов из современного аллювия р. Чимидикян

№№ п/п	Объект	n (ан)	$Cr_2O_3 > 5$ (мас.%)	$Cr_2O_3 > 7$ (мас.%)	$Cr_2O_3 > 10$ (мас.%)	$Cr_2O_3 < 2$ (мас.%)	n алмазной ассоциации,%	$Cr_2O_3 > 12$ (мас.%)	x, Cr_2O_3 (мас.%)	x, CaO (мас.%)
1	пр. 2016, р. Чимидикян, кл. -2+1 мм	31	16,13	6,45	—	41,94	—	—	2,96	4,76
	пр. 2016, р. Чимидикян, кл. -1+0,5 мм	50	16,00	2,00	—	20,00	4,00	—	3,36	5,32
	пр. 2016, р. Чимидикян, кл. -0,5 мм	50	32,00	10,00	—	—	—	—	4,32	5,29
2	пр. 2039, р. Чимидикян, кл. -1+0,5 мм	49	24,49	12,24	2,04	4,08	6,12	—	4,62	5,05
	пр. 2039, р. Чимидикян, кл. -0,5 мм	48	29,17	12,50	4,17	8,33	8,33	—	4,38	4,92
3	пр. 2070, р. Чимидикян, кл. -2+1 мм	42	28,57	9,52	2,38	19,05	9,52	—	4,11	4,79
	пр. 2070, р. Чимидикян, кл. -1 мм	75	34,67	8,00	—	17,33	4,00	—	3,96	4,91
4	пр. 2097, р. Чимидикян, кл. -2+1 мм	26	30,77	3,85	3,85	23,08	3,85	—	3,70	4,85
	пр. 2097, р. Чимидикян, кл. -1 мм	82	32,02	10,98	1,22	7,32	8,54	—	4,49	4,76
5	пр. 2098, р. Чимидикян, кл. -2+1 мм	23	8,70	8,70	4,35	43,48	4,35	—	2,71	5,14
	пр. 2098, р. Чимидикян, кл. -1 мм	49	32,65	6,12	—	16,33	—	—	4,04	4,90
6	пр. 2112, р. Чимидикян, кл. -2+1 мм	34	11,76	—	—	35,29	2,94	—	2,97	4,86
	пр. 2112, р. Чимидикян, кл. -1 мм	75	16,00	5,33	—	22,67	1,33	—	3,32	4,86
7	пр. 2149, р. Чимидикян, кл. -2+1 мм	26	23,08	—	—	30,77	—	—	3,27	4,81
	пр. 2149, р. Чимидикян, кл. -1 мм	60	30,00	8,33	1,67	8,33	3,33	—	4,30	4,88
8	пр. 2150, р. Чимидикян, кл. -2+1 мм	63	11,11	1,59	—	36,51	3,18	—	2,80	4,73
	пр. 2150, р. Чимидикян, кл. -1 мм	64	28,12	12,50	1,56	26,56	3,12		3,82	5,22

ные источники. Но, к примеру, и в пробе 2070, и в пробе 2098 гранаты как из класса -2+1 мм, так и из класса -1 мм схожи по составу и представлены в большинстве своем низко- и среднехромистыми разностями из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов [41].

Несмотря на то, что гранат является наиболее изученным из кимберлитовых минералов, тем не менее следует отметить, что состав граната еще недостаточно используется для идентификации шлиховых ореолов. При алмазопоисковых работах до сих пор практически не изучается состав оранжевых гранатов пироп-альмандинового ряда из шлиховых ореолов, большинство которых относятся к эклогитовому парагенезису. Связано это с достаточной дороговизной электронно-зондовых анализов, в связи с чем альмандины из выборок, как правило, выбраковываются. Но и изучение состава гранатов ультраосновного парагенезиса зачастую сводится лишь к построению бинарных диаграмм в координатах Cr_2O_3–CaO. Необходимо проводить дальнейшее изучение и топографии поверхностей зерен граната, различных форм его микрорельефа, которых на сегодня известно достаточное множество, при этом требуется систематизация всех поверхностей гранатов по генезису.

3.3. Диопсид

Диопсид, в том числе его высокохромистая разновидность — хромдиопсид, является важным поисковым минералом кимберлитов. Этот минерал установлен во многих кимберлитовых трубках, однако содержание его ничтожно мало, преимущественно в виде редких знаков. Относительно высокое содержание хромдиопсида наблюдается в трубках Загадочная, Буковинская Далдыно-Алакитского и Коллективная (0,011 г/л) Алакит-Мархинского полей. Источником диопсида в кимберлитах могут быть породы как ультраосновного (гранатовые и ильменитовые перидотиты, шпинелевые и катаклазированные лерцолиты), так и эклогитового (биминеральные, дистеновые, глиноземистые, корундовые и другие эклогиты, гроспидиты) и пироксенитового (пироксениты и вебстериты) парагенезисов [17, 26].

Форма зерен хромдиопсида чаще всего неправильная (рис. 3.14), но ближе к изометричной. Размеры, как правило, крайне незначительные, от долей миллиметра до 5 мм, редко достигая 1–2 см [5 ф]. Зерна, превышающие в поперечнике 1,5–2,0 мм, встречаются редко (тр. Коллективная). Цвет диопсида зеленый с различными оттенками: темный грязно-зеленый в пироксенитах, светло-зеленый в эклогитах [78], но отличительной чертой хромдиопсида является яркая изумрудно-зеленая окраска (см. рис. 3.14), благодаря чему он легко диагностируется в шлихах даже в отдельных редких зернах. Первичные поверхности зерен хромдиопсида чаще шероховатые, реже матированные, довольно часто зерна имеют своеобразный вид: вдоль удлинения минерала видна параллельная или сходящаяся ребристость, оканчивающаяся острыми конусовидными выступами. Существует мнение, что подобные скульптуры также являются результатом магматической коррозии [21]. Иногда на зернах хромдиопсида наблюдаются поверхности тетрагональных пирамид (рис. 3.15), реже занозистая поверхность, которые, скорее всего, как и охарактеризованная выше ребристая поверхность, образовались по аналогии с поверхностями на оливинах в гидротермальную стадию становления кимберлитов.

Диопсиды ультраосновного парагенезиса содержат переменное количество энстатитового, жадеитового, юриитового (в сумме до 60 мол.%) и чермакитового компонентов [17]. Вариации состава основных компонентов для хромдиопсида следующие: Al_2O_3 — 0,4–3,5, Cr_2O_3 — 1,0–6,5, Na_2O — 1,0–5,6 мас.% [90]. По мере увеличения содержания хрома в диопсидах цвет их меняется от бутылочно-зеленого, бледного изумрудно-зеленого до ярко-изумрудного. Наиболее высокохромистые диопсиды встречаются во включениях в алмазах. В то же время в диопсидах из неалмазоносных эклогитов и гроспидитов содержание Cr_2O_3 может достигать 3,5 мас.% [41]. Важной особенностью диопсидов из

Рис. 3.14. **Хромдиопсид из тр. Заполярная (Верхне-Мунское поле), кл. -1+0,5 мм.**
Видимая слабая притертость зерен является техногенной, полученной в результате прохождения минерала через фабричную мельницу

Рис. 3.15. **Зерно хромдиопсида с поверхностью тетрагональных пирамид (р. Тюнг, кл. -1+0,5 мм)**

алмазоносных кимберлитов является наличие среди них зерен с заметной примесью K_2O (0,1–0,4 мас.%), что рекомендовано использовать в качестве минералогического критерия алмазоносности кимберлитов [125]. Клинопироксены эклогитовых парагенезисов широко варьируют по составу, содержание чермакитового компонента может достигать 27 мол.%, жадеитового 6–89 мол.%. Отличительной особенностью клинопироксенов из ксенолитов эклогитов и пироксенитов в кимберлитах является повышенная железистость (7,5–24 %) и значительное количество глинозема — до 16–18 мас.% Al_2O_3 в корундовом эклогите, а в гроспидите до 22 и более мас.% Al_2O_3. Важная особенностью состава клинопироксенов эклогитового парагенезиса из алмазоносных трубок — это наличие примеси K_2O, достигающей 0,4–1,13 и даже 1,5 мас.% [17, 41].

Кроме кимберлитов, хромистые диопсиды в виде рассеянных зерен встреча-

ются в базальтах [140], в карбонатитах и родственных кимберлитам породах (Алданский район). Существенных отличий состава диопсида из данных пород от кимберлитового аналога не наблюдается.

Диопсид широкого применения при поисковых работах не получил по причине незначительных содержаний в кимберлитах, в связи с чем и в ореолах он обычно не образует высоких концентраций. Однако более широкое распространение хромдиопсида по сравнению с оливином в древних ореолах повышает роль данного минерала при поисках кимберлитов. И это при том, что содержание хромдиопсида в кимберлитах, как правило, несопоставимо ниже оливина. Известно, что хромдиопсид присутствует в промежуточных коллекторах юрского и триасового возрастов по восточному обрамлению Сибирской платформы (Приверхоянский прогиб). Имеются сведения, что в нижнетриасовых отложениях Кировской области содержание хромдиопсида иногда достигает несколько тысяч зерен на шлиховую пробу [102]. Такое содержание объяснимо, пожалуй, только с позиций сортировки и накопления минерала в процессе экзогенной эволюции. Причем внешний облик данных хромдиопсидов (округлая форма) и идеальная окатанность свидетельствуют о том, что данная сортировка осуществлена в прибрежно-морских обстановках. В пользу этого свидетельствует и почти исключительно пироп-хромдиопсидовая ассоциация МИК в этом районе. Приме-

Рис. 3.16. **Внешний вид изношенных зерен хромдиопсида из аллювия некоторых водотоков Муно-Тюнгского алмазоносного района:**
а — русло р. Левый Чимидикян, пр. 8017, кл. -1+0,5 мм; *б* — русло р. Линдекит, пр. 1137, кл. -0,5 мм; *в* — хромдиопсид (слева) из террасы р. Чимидикян, пр. 2097, кл. -1+0,5 мм; *г* — хромдиопсид из современного аллювия р. Чимидикян, пр. 2040, кл. -1+0,5 мм

чательно то, что четвертая часть проанализированных зерен (48 анализов) по данным авторов относится по составу к алмазоносному парагенезису. Значительный износ наблюдается и на зернах хромдиопсида из континентальных отложений. На рис. 3.16 представлены хромдиопсиды из аллювия некоторых водотоков Муно-Тюнгского района, поверхность которых существенно притерта, в результате чего отдельные зерна приобрели угловато-округлую и даже округлую форму. Все это позволяет полагать, что, несмотря на существующее мнение о физико-механической неустойчивости хромдиопсида, его устойчивость выше, чем принято считать. Опыт работ показывает, что данный минерал, как и оливин, при переносе на 20 км не приобретает отчетливых следов истирания [5 ф]. В процессе транспортировки хромдиопсид, особенно его крупные, наиболее трещиноватые зерна, лишь раскалывается, причем уже на первых километрах переноса.

Таким образом, вопросы поведения данного минерала в древних и современных ореолах, так же как и оливина, нуждаются в дополнительных исследованиях. Кроме этого, в настоящее время еще недостаточно изучаются и используются в поисковых целях состав и топография поверхности зерен диопсидов. Зачастую все сведения о данном минерале сводятся к простой констатации его в шлихах. Следует признать, что в целом состав данного минерала из кимберлитов ЯАП изучен пока еще достаточно слабо [140], больше имеется сведений о составе данного минерала из ксенолитов глубинных пород.

3.4. Ильменит

Ильменит, в частности его магнезиальная разновидность — пикроильменит, характерный и самый распространенный глубинный минерал кимберлитов после оливина, что определило повышенный интерес к нему в отношении поисков кимберлитовых тел [137]. Значение данного минерала для поисков трудно переоценить, многие кимберлитовые тела как в ЯАП, так и за ее пределами выявлены исключительно по пикроильмениту. Важное поисковое значение ильменита определяется тем, что он, в отличие от граната и хромита, редко встречается в других магматитах [140]. Данный минерал весьма устойчив к процессам выветривания, что позволяет его использовать при поисках погребенных кимберлитовых тел по древним ореолам рассеяния.

В отдельных случаях содержание пикроильменита в кимберлитах составляет десятки килограммов на тонну [22, 142]. Источником ильменита в кимберлитах являются преимущественно ксенолиты ультраосновных пород: гранатовые лерцолиты, в том числе катаклазированные, и верлиты [17]. Кроме перидотитов ильменит встречен в пироксенитах (энстатитах, диопсидитах), вебстеритах и эклогитах [26]. Для ильменитов эклогитового парагенезиса характерны низкое содержание MgO (2–3 мас.%) и повышенное MnO (до 1 мас.% и более).

Пикроильменит находится в кимберлите в форме округлых, овальных, лепешковидных, неправильных выделений размером от долей миллиметра до 15 см (рис. 3.17). Однако самыми распространенными являются зерна размером менее 1 мм, на долю которых приходится до 75 % от общего числа выделений [37]. Довольно часто зерна трещиноваты, но степень трещиноватости выражена значительно слабее, чем на гранатах, и распознается труднее. Содержание трещиноватых зерен в кимберлите может достигать 30–35 % и более [14 ф], однако с уменьшением класса крупности количество трещиноватых зерен снижается. Отмечается, что пикроильменит из кимберлитов не обладает огранкой или хотя бы ее реликтами [17]. Но это не означает, что пикроильменит из кимберлита не имеет стадии идиоморфного роста, во всяком случае данный вопрос еще не до конца ясен. Идиоморфные кристаллы ильменита ромбоэдрического и таблитчатого габитуса описаны в кимберлитовых жилах Гвинеи [77]. Идиоморфное строение отмечается среди мелких зерен ильменита (менее 50 мкм) из основной массы кимберлита [37]. Л. А. Зиминым была предложена схема эволюции морфо-

Рис. 3.17. **Общий вид пикроильменитов из элювия кимберлита.**
Дайка Zoubourma, Гвинея, кл. -4+2 мм

логии пикроильменита в процессе формирования кимберлитовых тел [14 ф], где в качестве исходной формы рассматривается протокристалл пикроильменита (ильменита по [123]) с кристаллографической огранкой. В результате последующего взаимодействия протокристалла с кимберлитовым расплавом по данной схеме зерно теряет кристаллографические очертания и принимает овальную форму с шероховатой, или любой другой, первичной поверхностью.

По внутреннему строению зерен, пикроильмениты разделяются на две группы — монокристаллические с плоскораковистым изломом и поликристаллические (агрегатные) с зернистым изломом (см. рис. 2.12). Агрегатные пикроильмениты совместно с монокристаллами встречаются во многих кимберлитовых телах, иногда зерна агрегатного строения преобладают (ан. 74/90, Толуопское поле). Происхождение агрегатных зерен связывается с процессами рекристаллизации деформированных желваков пикроильменита, которые осуществляются непосредственно в кимберлите в магматическую стадию [137, 17]. По мнению В. П. Афанасьева, движущей силой процесса рекристаллизации является снижение накопленной при пластической деформации упругой объемной энергии. В результате реализации данного процесса за счет развития межзерновых границ увеличивается поверхностная энергия, при этом существенно уменьшается упругое напряжение, что в целом обеспечивает выигрыш в снижении избытка запасенной энергии. Считается, что интенсивная деформируемость пикроильменита является следствием более низкого уровня энергии активации объемной и поверхностной диффузии, обеспечивающих высокую подвижность дислокаций и пластическую релаксацию упругих напряжений. Установлено снижение количества хрома и трехвалентного железа, а также повы-

шение двухвалентного железа и магния в агрегатных пикроильменитах по сравнению с монокристальными [137].

Химический состав данного минерала изучен значительно хуже по сравнению с гранатом или хромшпинелидом [136]. Пикроильменитом принято называть магнезиальный ильменит с содержанием MgO выше 9 мас.% [37]. Пикроильменит кимберлитового генезиса имеет довольно сложный состав, с более значительными вариациями, чем принято считать. В упрощенном виде может быть представлен как твердый раствор ильменит ($FeTiO_3$) – гейкилит ($MgTiO_3$) – гематит (Fe_2O_3) [17, 37] с переменным содержанием Cr_2O_3 (0,01–12 мас.%) и Al_2O_3 (0,05–1,37 мас.%). Наибольшие вариации характерны для оксидов магния и титана, пределы колебаний которых могут меняться от 30 до 69 мас.% TiO_2 и от 2 до 23 мас.% MgO. Содержание гематитового компонента обычно колеблется от 5 до 30 мол. %. Пикроильмениты, содержащие менее 6–7 мас.% MgO и 42–45 мас.% TiO_2, относятся к ферримагнитным при комнатной температуре, состав и физические свойства которых подробно изучены в Проблемной лаборатории месторождений алмазов МГУ [37]. Такие пикроильмениты характерны для трубок Мало-Ботуобинского района, что является типоморфным признаком ильменитов данного района. Содержание ферримагнитных разностей здесь достигает 30 %, в остальных районах подобные ильмениты встречаются спорадически. Хотя, справедливости ради, следует отметить, что в аллювии отдельных водотоков и за пределами Мало-Ботуобинского района иногда встречаются ферримагнитные разности в относительно повышенных количествах. Например, в русле р. Улахан-Юютээх (Нижнеоленекский район) содержание ферримагнитных пикроильменитов достигает 10 %. По данным собственных исследований повышенные содержания ферримагнитных пикроильменитов отмечаются и в пределах Алакит-Мархинского поля. Так, в тр. Краснопресненская по последним данным содержание феррипикроильменитов достигает 40,5 % [29 ф].

На диаграмме в координатах TiO_2–MgO кимберлитовые пикроильмениты образуют своеобразный изогнутый тренд составов (рис. 3.18), секущий изоплету 20 % Fe_2O_3 под углом 40° в области 6–7 мас.% MgO [17]. Анализ значительного количества составов пикроильменитов из кимберлитов и связанных с ними россыпей показал, что поле их можно ограничить конкретными координатами [150]. На диаграмме TiO_2 (ось X) – MgO (ось Y) данные координаты будут соответствовать следующим значениям (X–Y, мас.%): 31–2,5; 37–3; 41–3,5; 43–4; 45–4,7; 47–5,7; 49–6,8; 51–8; 53–9,3; 54,4–10,5; 55,5–12,5; 55,9–13,5; 56,2–15; 56,5–18. На рис. 3.18 поле типичных кимберлитовых пикроильменитов с данными координатами показано в виде пунктирной кривой. Граница с соответствующими координатами, нанесенная на диаграмму TiO_2–MgO, облегчает визуальную диагностику минерала по составу, так как иногда бывает трудно определить, попадают ли отдельные зерна в поле типичных кимберлитовых пикроильменитов или «выпадают» за него, особенно те, которые «отскакивают» от основного тренда (рис. 3.19). Некоторые зерна с содержанием MgO до 3–4 и даже до 5 мас.% при высоких содержаниях титана, соответствующие по составу пикроильмениту, могут значительно «выпадать» за границу кимберлитовых разностей. При нанесении на диаграмму кривой, ограничивающей поле пикроильменитов кимберлитового генезиса, будет отчетливо видно, какие зерна по составу «попадают» в данное поле, а какие «выпадают» за него и насколько далеко от границы (см. рис. 3.19). Данная кривая может быть описана экспоненциальной зависимостью, однако функция имеет достаточно сложный вид, тем не менее в идеализированном виде ее можно представить следующим образом:

$$\mathbf{y = y_0 + Ae^{(x - x_0)/t}},$$

где **x** и **y** — содержания в мас.% оксидов титана и магния соответственно, **A** и **t** — коэффициенты (**A** = 0,928; **t** = 6,16).

Несмотря на то, что данная граница является все же условной, в данное поле «вписывается» подавляющее большинство

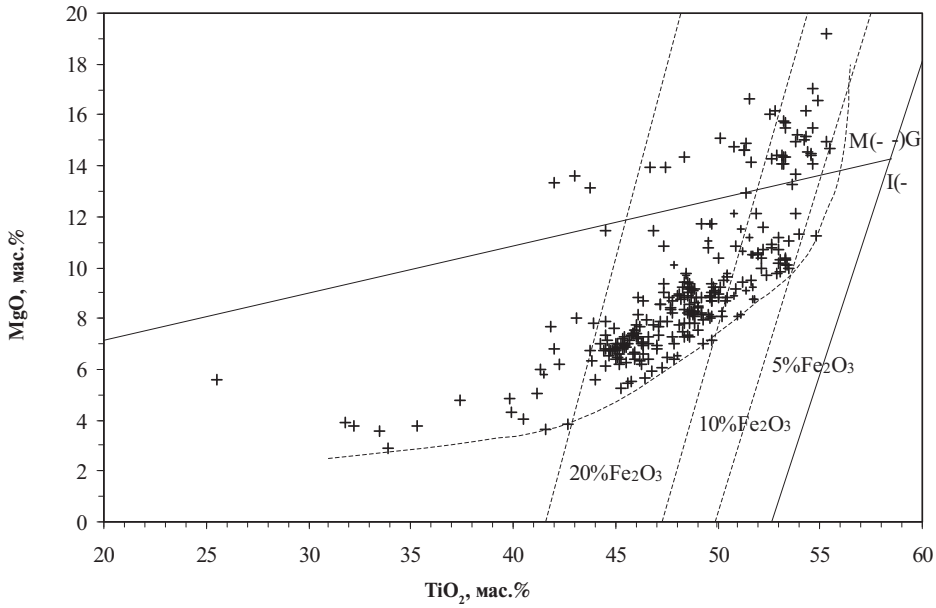


Рис. 3.18. **Положение фигуративных точек пикроильменитов из кимберлитов ЯАП и связанных с ними россыпей**

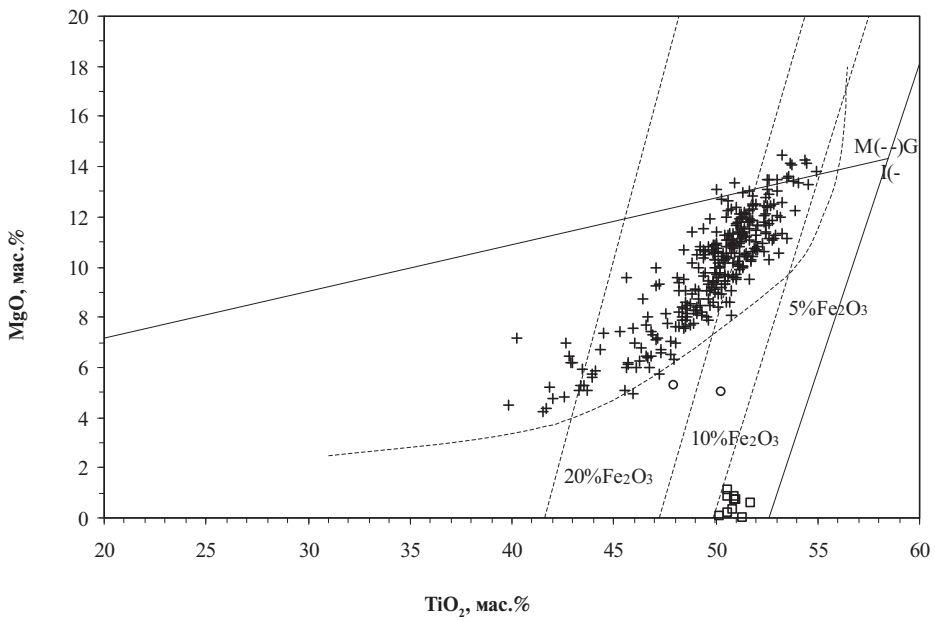


Рис. 3.19. **Положение фигуративных точек пикроильменитов из россыпей Алакит-Мархинского поля**.

Кружками показаны пикроильмениты с нестандартным составом; квадратами — ильмениты из траппов

пикроильменитов из типичных кимберлитов ЯАП. Таким образом, выше данной кривой будут располагаться типичные кимберлитовые пикроильмениты, и чем дальше от границы будет расположен тренд, тем более высокими PT-параметрами образования будут характеризоваться образующие данный тренд пикроильмениты. В «кимберлитовый» тренд попадают преимущественно ильмениты из перидотитов, частично из вебстеритов и пироксенитов. Фигуративные точки ильменитов, располагающиеся ниже границы, будут иметь или несколько измененный состав в результате каких-либо преобразований, или вообще некимберлитовый генезис и, соответственно, менее глубинное происхождение. В правый нижний угол диаграммы TiO_2–MgO попадают типичные ильмениты из пород основного состава (см. рис. 3.19).

В процессе обработки большого количества электронно-зондовых анализов пикроильменитов было отмечено, что в россыпях ЯАП (бассейны рек Хахчан, Кюленке, Линде и др.) нередко встречаются разности, тренд составов которых существенно отличается от «кимберлитового», имея совершенно иное направление. Располагаясь субпараллельно изоплетам Fe_2O_3, он почти перпендикулярен к «кимберлитовому» тренду и сечет пунктирную кривую так, что часть зерен по составу значительно «выпадает» за поле типичных кимберлитовых пикроильменитов. Нередко зерна с таким необычным составом образуют непрерывный тренд от поля кимберлитовых пикроильменитов до поля типичных ильменитов из базальтоидов (рис. 3.20). При обработке электронно-зондовых анализов такие зерна обычно выбраковываются из выборки как ильменит некимберлитового генезиса, в результате чего тренд на диаграмме TiO_2–MgO получается, как правило, неполный. Такая отбраковка вполне оправдана, поскольку достаточно нескольких анализов подобных ильменитов, чтобы значительно исказить средние значения по отдельным оксидам (например, по TiO_2 и MgO), что может быть ошибочно принято за типоморфную особенность, особенно если количество анализов незначительно.

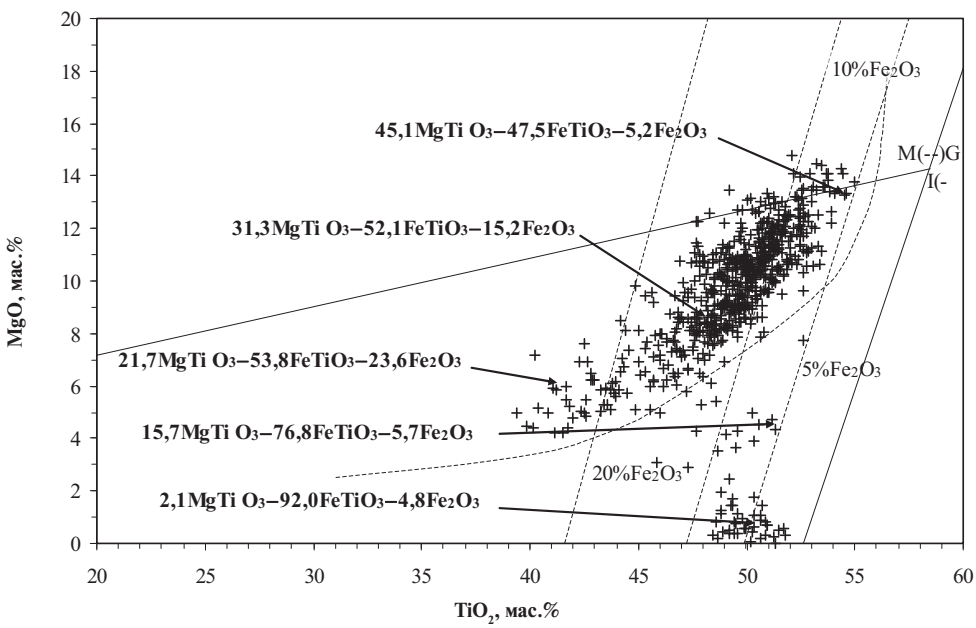


Рис. 3.20. **Положение фигуративных точек ильменитов из россыпей Муно-Тюнгского района с компонентным составом минерала из различных участков**

Зерна, имеющие промежуточный состав между кимберлитовыми пикроильменитами и ильменитами из базальтоидов, по составу трудно отнести к кимберлитовым разностям, хотя по внешней морфологии зерен они ничем от последних не отличаются. В то же время по содержанию титана и магния они не являются и типичными ильменитами из траппов. При сравнении состава подобных ильменитов с аналогичными минералами из кимберлитоподобных пород (типа пикритов) было отмечено их большое сходство. На диаграмме TiO_2–MgO поля их составов полностью перекрываются, причем тренды их имеют совершенно одинаковое направление, из чего можно предположить, что источниками ильменитов с таким нестандартным промежуточным составом являются кимберлитоподобные породы. Тренд состава таких ильменитов назван «пикритовым».

На рис. 3.21 показаны направления «кимберлитового» (ультраосновного) и «пикритового» (основного) трендов. «Кимберлитовый» тренд располагается по линии гейкилит-гематит, вдоль которой справа налево идет уменьшение гейкилитовой компоненты и увеличение гематитовой при примерно постоянном содержании ильменитовой составляющей. На первый взгляд кажется нелогичным постоянное содержание ильменитовой компоненты, если при этом вдоль данного направления в целом идет уменьшение содержание титана в минерале (см. рис. 3.21). Но дело в том, что уменьшение титана, как и магния, идет за счет уменьшения гейкилитовой компоненты, при этом осуществляется изоморфизм гетеровалентного характера по схеме $Mg^{2+} + Ti^{4+} \Leftrightarrow 2Fe^{3+}$, ильменитовая же составляющая в целом мало меняется. Высказанная тенденция подтверждается и

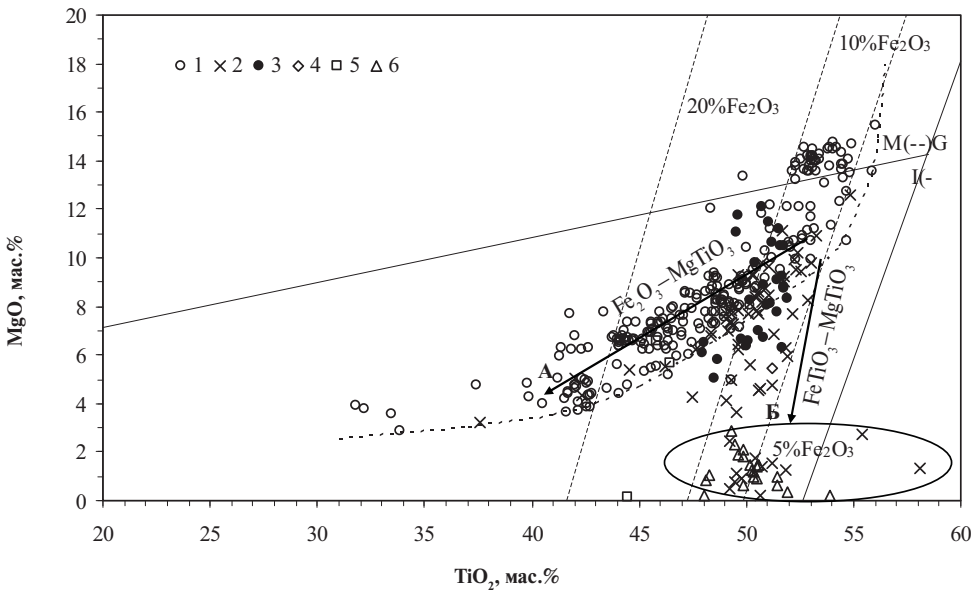


Рис. 3.21. **Положение фигуративных точек ильменитов на диаграмме TiO_2–MgO из различных источников:**

1 — из кимберлитов; *2* — из россыпей ЯАП; *3–5* — из кимберлитоподобных пород, в том числе из тр. Хоркич (*3*); из Жидойского щелочно-ультраосновного массива (*4*), *n* = 1; из ингилитов Ингилийского района (*5*), *n* = 3; *6* — из траппов; тренды: А — «кимберлитовый»; Б — «пикритовый».

Пунктирной кривой показано поле типичных кимберлитовых пикроильменитов, сплошным овалом — поле ильменитов из базальтоидов

расчетом компонентного состава минерала согласно данным электронно-зондового анализа из различных точек «кимберлитового» тренда, показанных на рис. 3.20. Из данного рисунка видно, что при общем уменьшении титана справа налево вдоль «кимберлитового» тренда процентное содержание ильменитовой составляющей даже несколько возрастает. Представленные на рис. 3.20 расчетные данные компонентного состава минерала отражают частные случаи, и вариации состава соседних зерен могут незначительно колебаться в ту или другую сторону. «Пикритовый» тренд располагается по линии гейкилит–ильменит, вдоль которой сверху вниз идет уменьшение гейкилитовой компоненты и увеличение ильменитовой при примерно постоянном содержании гематитовой составляющей. Здесь также на первый взгляд кажется необъяснимым увеличение ильменитовой составляющей, если вдоль данного направления (см. рис. 3.21) содержание титана в минерале остается примерно одним и тем же. Это объясняется тем, что при уменьшении гейкилита, и магния соответственно, свободный титан «завязывается» на ильменитовую составляющую, так как в данном случае происходит изоморфное замещение изовалентного характера по схеме $Mg^{2+} \Leftrightarrow Fe^{2+}$. В результате суммарное содержание титана в минерале будет оставаться примерно одинаковым. Данную тенденцию также хорошо иллюстрирует расчет компонентных составов минерала из различных участков «пикритового» тренда (см. рис. 3.20).

Следует добавить, что в «пикритовый» тренд будут попадать также низкомагнезиальные ильмениты из эклогитов, но для них характерны более высокие значения MnO. В правом нижнем углу диаграммы TiO_2–MgO (см. рис. 3.21) ограничено поле ильменитов из базальтоидов [149, 150]. В данное поле попадают ильмениты из пород трапповой формации как ЯАП, так и Красноярского края, а также из дифференцированных интрузий Норильского рудного района [116].

Аналогичный «пикритовый» тренд образуют, к примеру, пикроильмениты из трубки Хоркич (Эвенкия) (см. рис. 3.21). Особенности состава глубинных минералов данной трубки, и в первую очередь пикроильменитов и хромшпинелидов, позволяют усомниться в кимберлитовой природе этого тела [146]. Не исключено, что она выполнена кимберлитоподобными породами. В данный тренд «вписываются» также пикроильмениты из Жидойского щелочно-ультраосновного массива, обладающие переходным составом между типичными кимберлитовыми пикроильменитами и ильменитами из базальтоидов. Подобный тренд, только несколько смещенный вдоль оси титана в сторону более низких значений, наблюдается и у пикроильменитов из ингилитов Ингилийского района [42]. В «пикритовый» тренд с выходом за поле типичных кимберлитовых пикроильменитов попадают Al-содержащие пикроильмениты из оливиновых базальтов Турьинского поля Архангельской алмазоносной провинции (в среднем 52,61 мас.% TiO_2 и 4,39 мас.% MgO) [74].

Примечательно, что «пикритовый» тренд образуют ильмениты из некоторых тел Прианабарья, породы которых относятся к кимберлитоподобным [79]. Обрабатывая анализы, предоставленные С. А. Прокопьевым, было отмечено, что «пикритовый» тренд образуют ильмениты из отдельных тел Ары-Мастахского (ан. 10/98, 11/98, 70/63, 1/63 и др.), Дюкенского (ан. 114/63, 17/63, 37/63, 22/89 и др.) и Биригиндинского (ан. 95/65, 96/65, 98/65, 99/65) полей. В то же время пикроильмениты из других тел Ары-Мастахского (ан. 72/63, 12/89, 23/98, 104/91 и др.), Дюкенского (ан. 33/89, 199/63, 41/89, 58/89 и др.) и Лучаканского (тр. Отрицательная, Двойная) полей, представленных типичными кимберлитами, укладываются в поле кимберлитовых разностей с характерным для них трендом. Для большей наглядности ильмениты с «пикритовым» трендом из отдельных тел Дюкенского и Биригиндинского полей показаны на отдельной диаграмме (рис. 3.22). Из рисунка видно, что фигуративные точки ильменитов всех пяти приведенных тел Дюкенского поля разместились преимущественно между изо-

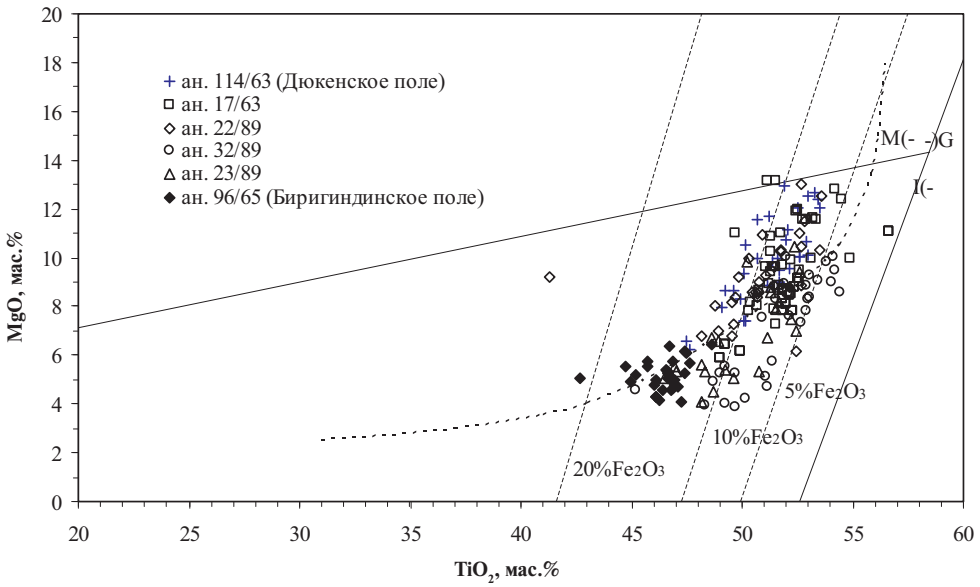


Рис. 3.22. **Положение фигуративных точек ильменитов на диаграмме TiO_2–MgO из некоторых кимберлитоподобных пород Дюкенского и Биригиндинского полей с характерным «пикритовым» трендом**

плетами с 10 % и 5 % Fe_2O_3, располагаясь субпараллельно им, причем значительная часть анализов выпадает за поле типичных кимберлитовых пикроильменитов. Ильмениты из пород ан. 96/95 Биригиндинского поля несколько сдвинуты вдоль оси титана в сторону низких значений и поэтому более компактно расположились между 10 % и 20 % Fe_2O_3. Но тренд их также не характерен для кимберлитовых пикроильменитов — он хотя и ультракороткий, но все же практически параллелен изоплетам Fe_2O_3, причем часть зерен также выпадает из поля кимберлитовых пикроильменитов. И это при том, что из анализов, к сожалению, выбракованы типичные низкомагнезиальные ильмениты с содержанием менее 2 мас.% MgO, иначе бы тренд был более полным. Следует отметить, что в тех телах, где ильмениты образуют «пикритовый» тренд, шпинелиды также в большинстве своем укладываются в «пикритовый» тренд по А. Д. Харькиву [140]: вдоль линии хромит – ульвошпинель+магнетит с изоморфизмом между Cr^{3+} с одной стороны, и Fe^{3+} и Ti^{4+} с другой. В качестве показательного примера могут служить породы аномалий 35/89 и 23/89 Дюкенского поля, в которых и шпинелиды (рис. 3.23), и ильмениты (см. рис. 3.22) имеют нехарактерные для типичных кимберлитов тренды.

Приведенные данные о составе ильменита могут оказать дополнительную помощь при характеристике минерала по химизму и избежать некоторых ошибок в его диагностике. Так, по наличию «пикритового» тренда среди типичных кимберлитовых пикроильменитов можно будет сделать определенные выводы. Источниками ильменитов с таким трендом, в зависимости от того, как он выражен, могут быть или кимберлитоподобные породы (типа пикриты, пикритовые порфириты), если тренд полный, или, в крайнем случае, неалмазоносные кимберлиты, если выражена его только верхняя часть, располагающаяся в поле типичных кимберлитовых пикроильменитов. При наличии только нижней части «пикритового» тренда, расположенного в поле ильменитов из базальтоидов или в непосредственной близости от него, можно полагать, что источниками таких ильменитов, вероятнее всего, служат породы основного состава

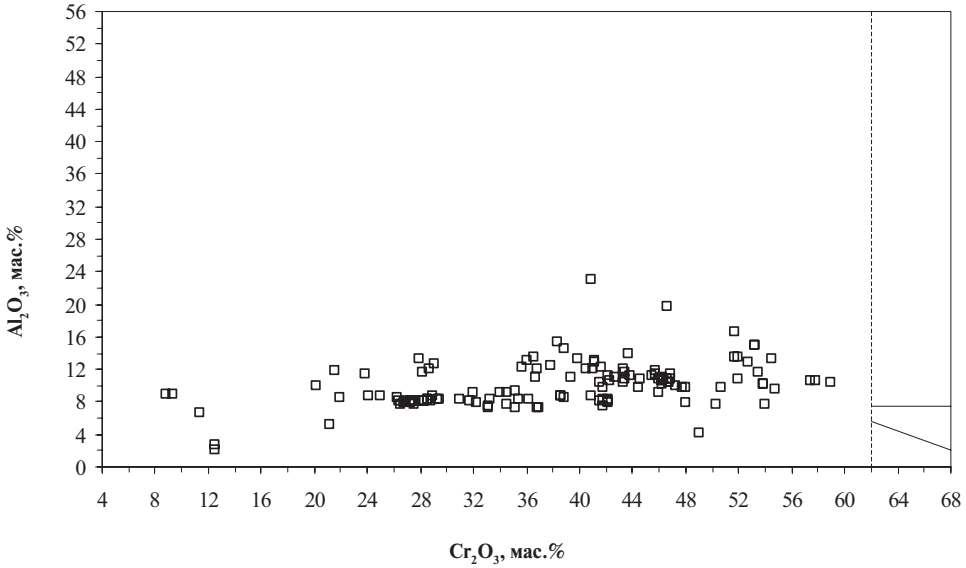


Рис. 3.23. **Положение фигуративных точек шпинелидов на диаграмме Cr_2O_3–Al_2O_3 из кимберлитоподобных пород Дюкенского поля (ан. 17/63, 23/89, 32/89, 35/89)**

(типа щелочных базальтоидов). В любом случае, появление «пикритового» тренда среди пикроильменитов будет говорить о том, что источники их представлены неалмазоносными породами. Таким образом, направление тренда распространения состава ильменитов может использоваться в качестве дополнительного критерия при типизации кимберлитовых и конвергентных им пород и отнесения их к тому или иному формационно-минерагеническому типу.

Отдельными исследователями отмечаются различия между особенностями составов пикроильменитов из кимберлитовых трубок разных районов [4], что используется для разбраковки ореолов и прогнозирования коренных источников. Однако ильменит для данных целей используется в меньшей степени, чем гранат или хромшпинелид. Связано это с тем, что, по мнению отдельных исследователей, значение состава ильменита ограничивается типизацией кимберлитов на уровне районов и полей [125, 137].

Долгое время считалось, что ильменит из кимберлитов гомогенен, поскольку его образование связывалось с процессами «закалки» в ходе формирования кимберлитовых тел. Однако более тонкие исследования показали [37] широкое развитие в ильмените структур распада твердого раствора. Тельца распада представлены оксидными фазами с кристаллическими структурами двух типов — корунда-ильменита и шпинели. Среди микровключений отмечены гематит, титаномагнетит, хромовая ульвошпинель, хромшпинелид, рутил. Установлено, что распад твердого раствора идет с увеличением удельного анионного объема. По-видимому, к ильменитам с широким развитием структур распада твердого раствора следует относить и так называемые слоистые ильмениты (рис. 3.24), выделяемые иногда в самостоятельную морфологическую разновидность наравне с зернами монокристального и агрегатного строения. Детальное исследование химического и фазового состава такого ильменита из кимберлита ан. 74/90 Толуопского поля (рис. 3.25) показало, что ламелеобразные удлиненные микровключения (№ 114) по составу соответствуют титаномагнетиту с содержанием хрома до 4,1–7,8 мас.% Cr_2O_3. Сама матрица представлена пикроильменитом (№ 115–117)

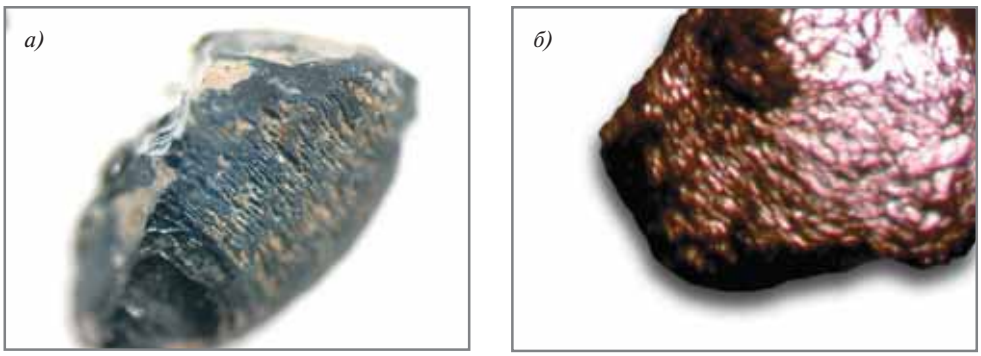


Рис. 3.24. **Внешний вид слоистых пикроильменитов:**
а — элювий кимберлита, ан. 74/90, Толуопское поле, кл. -2+1 мм;
б — русловой аллювий, р. Линдекит, пр. 8115, Муно-Тюнгский район, кл. -1+0,5 мм

с содержанием MgO от 10,8 до 13,3 мас.%. Вещество между «слоями» представлено серпентином (№ 118). Таким образом, из приведенного примера следует, что слоистые пикроильмениты в кимберлитах могут являться результатом распада твердого раствора, широко представленные микровключения в которых ориентированы по пинакоиду. В более позднюю (постмагматическую) стадию происходит замещение ламелей серпентином. Последующее выветривание и выщелачивание ламелей и обусловливает видимую слоистость пикроильменитов. Необходимо добавить, что слоистые зерна ильменита, встречающиеся в ореолах, могут быть представлены и обычными трапповыми ильменитами, примером которого может служить зерно из руслового аллювия р. Линдекит (проба 11059) Муно-Тюнгского района, показанное на рис. 3.26. Матрица в данном зерне представлена типичным ильменитом (№ 128, 130) с содержанием MgO 0,4–0,9 мас.%, а многочисленные включения представлены калиевым полевым шпатом (№ 129). Именно данные включения, которые не являются структурами распада, в результате своего частичного выветривания и выкрашивания могут создавать так называемую псевдослоистость, визуально наблюдаемую на зернах.

Выделения пикроильменита из кимберлита характеризуются наличием отчетливого микрорельефа. Среди первичных (магматогенных) поверхностей наибольшее распространение имеют матированная, шероховатая, бугорчатая, реже встречаются ямчатая и шиповидная (см. рис. 2.5), подробная характеристика которых приведена в разделе 2. Данные первичные поверхности довольно успешно используются при производстве алмазопоисковых работ, так как в процессе транспортировки по мере удаления от коренного источника происходит механическое истирание первичного микрорельефа. Вместе с этим среди крупных желваков встречаются разности, практически лишенные сколько-либо заметного микрорельефа на поверхности. Поверхности таких зерен практически гладкие (рис. 3.27), серого цвета, иногда с белесым оттенком, покрытые тонкой оболочкой колломорфного строения. Такие зерна, попадая в ореолы и подвергаясь даже незначительному механическому износу, создают впечатление о значительном их удалении от коренного источника.

Для ильменита из кимберлитов свойственно наличие реакционных кайм. Каймы, развивающиеся по периферии зерен пикроильменита, встречаются более широко, чем структуры распада твердого раствора (рис. 3.28). В числе вторичных продуктов установлены перовскит, магнетит, сфен, титаномагнетит, анатаз, рутил, псевдобрукит, гематит, магномагнетит, пирит, пирротин, петландит, джерфишерит, гидрооксиды железа, вторичный пикроиль-

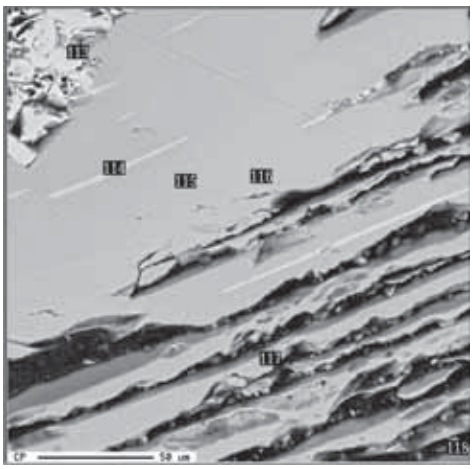


Рис. 3.25. **Строение и фазовый состав слоистого пикроильменита из кимберлита ан. 74/90 Толуопского поля.**
114 — титаномагнетит; 115–117 — пикроильменит; 118 — серпентин

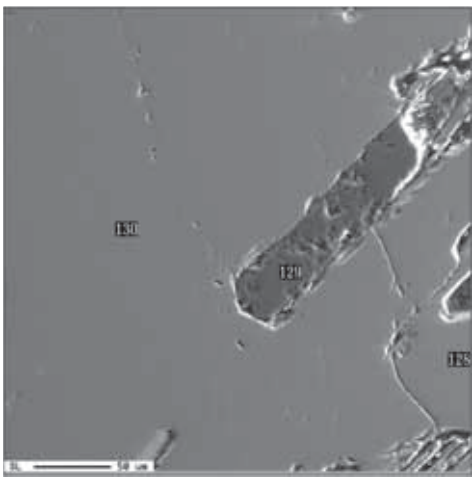


Рис. 3.26. **Строение и фазовый состав слоистого траппового ильменита из руслового аллювия р. Линдекит, пр. 11059, Муно-Тюнгский район.**
128, 130 — ильменит, 129 — калиевый полевой шпат

менит, магнезиоферрит, ульвошпинель, титано-железистый плеонаст, хромит, серпентин, лейкоксен [3, 13, 17, 22, 43, 49, 107, 109]. По генезису данных новообразованных кайм на настоящий момент существует ряд дискуссионных вопросов. Это связано, в первую очередь, с тем, что образование некоторых минеральных фаз — процесс конвергентный. Так, образование рутила и псевдобрукита известно не только в ильмените из кимберлитов, но и характерно для этого минерала из так называемых «черных песков», а также для ильменитов современных рек и озер [3]. Лейкоксенизация пикроильменита происходит не только в постмагматическую (гидротермальную) стадию, но и в условиях гипергенеза, а также и метагенеза (начальной стадии эпигенеза), хотя проявляется не так интенсивно [14]. В некоторых трубках пикроильменит замещается хорошо окристаллизованным анатазом, который аналогичен образованному под воздействием интрузий дифференцированных траппов или образованному в условиях метагенеза под действием высокоминерализованных растворов [17].

Непосредственно в кимберлитах условия образования полиминеральных кайм на зернах ильменита еще не до конца выяснены: связано ли формирование некоторых новообразований с позднемагматической стадией или же они являются продуктом постмагматических высокотемпературных изменений. Как следствие, нет единого мнения и относительно генезиса некоторых характерных форм рельефа, образующихся непосредственно на поверхности зерен пикроильменитов в результате формирования кайм. В том числе пока четко не установлены место, условия и время формирования своеобразного шиповидного рельефа (рис. 3.29), микропирамидального по [17] (см. рис. 2.5*е*) или зернистого, мелкобугорчатого по [109]. До недавнего времени считалось, что данные «шипы» (микропирамиды) являются реакционными новообразованиями, но позже появились данные в пользу их коррозионного генезиса. Так, при изучении В. П. Афанасьевым подобных пикроильменитов из трубок Гренада и Надежда на сколах не удалось уловить фазовую границу, а микрозондовые исследования не показали четкого отличия по составу «шипов» от пикроильмени-

Рис. 3.27. **Крупный желвак пикроильменита с гладкой поверхностью, лишенной микрорельефа.**
Элювий кимберлита, ан. 238/90, Толуопское поле, кл. -16+8 мм

та, что свидетельствовало в пользу коррозионного генезиса микрорельефа. Исходя из этого, автор не исключает возможность образования микропирамидального рельефа в результате постмагматических изменений на ранней высокотемпературной стадии. В этом случае и данный рельеф, и перекрывающие его вторичные продукты являются результатом инконгруэнтного растворения [17]. Имеются отдельные утверждения, что «шипы» представляют собой эпитаксические наросты магнетита, хромшпинели (?) и лейкоксенизированного перовскита [5]. В. Т. Подвысоцкий считает, что «шиповатые» поверхности могут образовываться как в позднемагматическую, так и в постмагматическую (гидротермально-метасоматическую) стадии и иметь как реакционный, так и коррозионный генезис или и тот и другой (реакционно-коррозионный) [109]. При этом реакционные каймы, образованные на позднемагматической стадии, по мнению автора, формируются путем нарастания вторичных минералов (вторичного пикроильменита, перовскита, магнетита, анатаза и др.) на зерна пикроильменита, тем самым и создавая характерный рельеф. В то же время автор допускает образование подобных поверхностей и путем коррозии зерен пикроильменита кимберлитовым расплавом без образования иных минеральных фаз. В постмагматическую

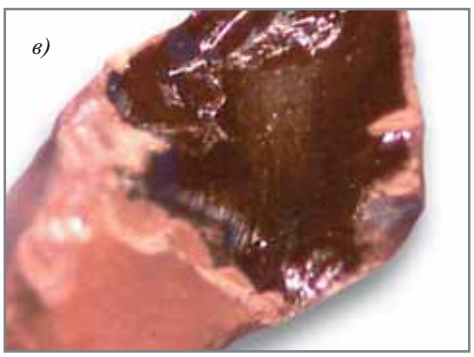


Рис. 3.28. **Внешний вид пикроильменитов с каймами, развитыми по периферии зерен:**
а — район трубки Хоркич (Эвенкия), проба 3118, кл. -2+1 мм;
б — Толуопское поле, ан. 238/90, элювий кимберлита, кл. -4+2 мм;
в — Алакит-Мархинское поле, элювий кимберлита тр. Ноябрьская, кл. -2+1 мм

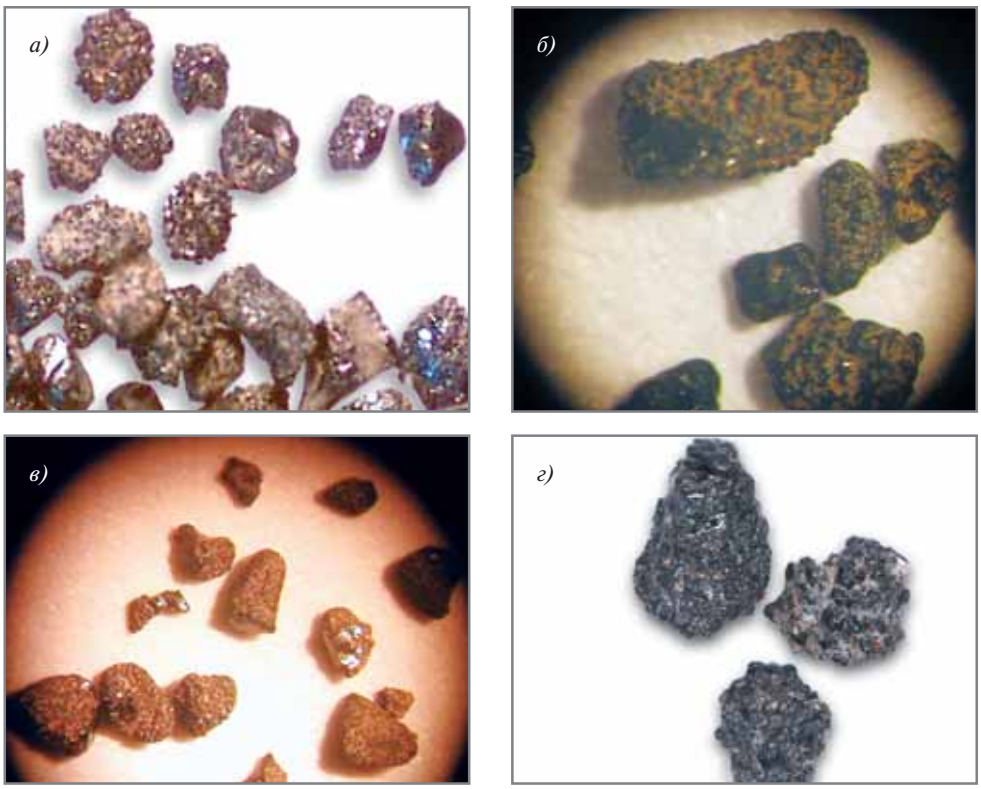


Рис. 3.29. **Внешний вид пикроильменитов-«ежиков» с характерной шиповидной поверхностью:**
а — Муно-Тюнгский район, истоки р. Чимидикян, кл. -1 и -0,5 мм;
б — р. Серки, пр. 463, кл. -1 мм;
в — Муно-Тюнгский район, участок Водораздельный, кл. -1+0,5 мм и -0,5 мм;
г — Западно-Укукитское поле, тр. Галенитовая, кл. -1+0,5 мм

стадию характерный ребристый рельеф, по мнению данного автора, образуется в результате корродирования и замещения лейкоксеном или непосредственно поверхности пикроильменита (коррозионная поверхность), или более ранних реакционных кайм (реакционно-коррозионная поверхность). Нами ранее также высказывались доводы в пользу первичного генезиса шиповидных поверхностей на пикроильменитах Муно-Тюнгского водораздела, подчеркивая этим образование их непосредственно в процессе становления кимберлитовых тел [147].

Имеются также утверждения, что образование шиповидных поверхностей происходит в гипергенных условиях, и некоторые исследователи приводят определенные доводы в пользу этого [36]. Отметим, что и среди части производственников существует мнение о возможности образования подобного рельефа и покрывающих его вторичных продуктов в условиях гипергенеза, в том числе и за счет изношенных зерен непосредственно в осадочном коллекторе.

Шиповидный рельеф, а также строение и фазовый состав полиминеральных оболочек, покрывающих подобные поверхности, детально изучены на пикроильменитах из кимберлитовых тел и россыпей как ЯАП, так и Эвенкии. Полученные данные

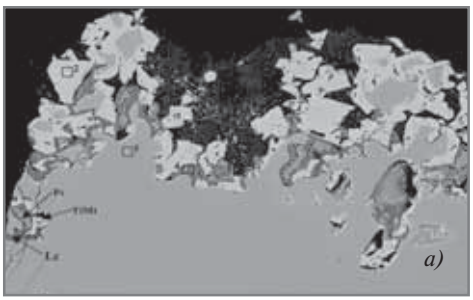
позволили уточнить имеющие сведения о составе новообразованных кайм на пикроильменитах и о генезисе шиповидного рельефа на пикроильменитах-«ежиках», и предложить схему его образования.

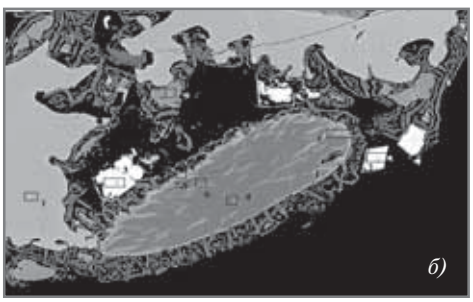
Каймы исследовались в том числе на пикроильменитах Тычанского района Эвенкии, включая тр. Хоркич. Особенностью пикроильменитов хорошей сохранности как из данной трубки, так и с других участков, включая современный аллювий, является то, что основная масса зерен имеет своеобразные каймы коричневато-серого и светло-серого цвета (см. рис. 3.28*а*). Иногда эти каймы довольно интенсивные и наблюдаются в виде сплошных эмалевидных, мелкозернистых масс или лучистых агрегатов по всей поверхности зерна. В отдельных случаях данные каймы довольно легко разрушаются, а некоторые пикроильмениты при незначительном усилии распадаются на отдельные блоки. Довольно часто под каймами наблюдается отрицательный рельеф в виде узких продолговатых бороздок. Иногда из-под них видны первичные, как правило мелкобугорчатые, поверхности. Данные специфические каймы являются характерным типоморфным признаком пикроильменитов хорошей сохранности Тайгикун-Нембинского кимберлитового поля и не столь характерны для этого минерала из полей ЯАП. Во всяком случае, такие интенсивные оболочки в виде сплошных лучистых агрегатов не типичны для пикроильменитов большинства ее кимберлитовых полей. Все же отметим, что отдельные зерна с похожими поверхностями встречаются в аллювиальных отложениях отдельных водотоков и в пределах ЯАП, например, на Муно-Тюнгском междуречье, а также в отдельных телах Толуопского кимберлитового поля (см. рис. 3.28*б*). Развитие таких кайм на первичном микрорельефе предполагает их более позднее образование по отношению к этим магматогенным поверхностям. Исходя из этого, первоначально было высказано предположение, что каймы не являются реакционными новообразованиями, а имеют коррозионный генезис, но образовались они, скорее всего, в постмагматическую стадию непосредственно в кимберлите [28 ф]. Однако проведенное более детальное изучение строения и состава кайм позволило несколько скорректировать существующие представления по вопросу их генезиса.

Всего в пределах Тычанского района было изучено 6 отдельных проб пикроильменитов, имеющих интенсивные каймы и характерный рельеф. Из каждой пробы пикроильменитов была отобрана случайная выборка количеством до 30–40 зерен для электронно-зондового анализа. Отдельные зерна размером менее 1 мм с наиболее характерными поверхностями были подвергнуты более тщательному исследованию состава полиминеральных кайм.

Необходимо отметить, что хотя внешне пикроильмениты Тайгикун-Нембинского кимберлитового поля по топографии поверхности зерен несколько отличаются от шиповидных пикроильменитов, характерных для ЯАП [151], в строении краевых частей зерен и составе кайм наблюдается большое сходство. Внешнее отличие заключается в том, что микрорельеф шиповидных пикроильменитов ЯАП обусловлен присутствием на их поверхности правильных шипов, чередующихся с неглубокими впадинами, что и придает зернам «шипастый» облик (см. рис. 3.29). Рельеф на пикроильменитах Тайгикун-Нембинского поля представлен чередованием удлиненных впадин и вытянутых бугорков (см. рис. 3.28*а*), что придает зернам грядово-холмистый облик.

В результате электронно-зондовых исследований среди минералов кайм (рис. 3.30, 3.31; табл. 3.2), покрывающих зерна пикроильменита, определены лейкоксен (ан. 4, проба 3118, см. рис. 3.30*а*; ан. 3, проба 3106, см. рис. 3.31*а*), перовскит (ан. 9, проба 3100, см. рис. 3.30*б*), титаномагнетит (ан. 2, 3, проба 3100, см. рис. 3.30*б*; ан. 2, проба 3118, см. рис. 3.30*а* и др.), серпентин (анализ 3, проба 3118, см. рис. 3.30*а*) и рутил (анализ 4, проба 3100, см. рис. 3.*30б*; анализ 1, проба 3100, см. рис. 3.30*в*). Из рис. 3.30*а* видно, что перовскит, титаномагнетит, лейкоксен и серпентин развиты не только с поверхности зерен основного минерала, но присутствуют и в выемках





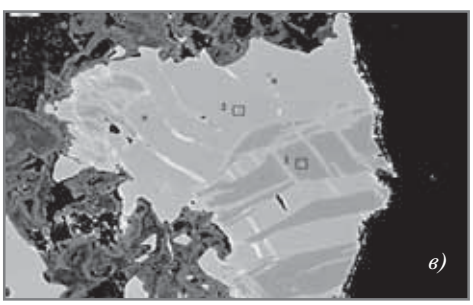
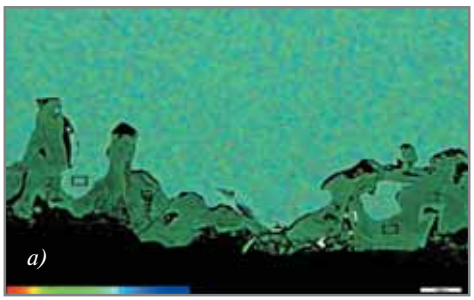
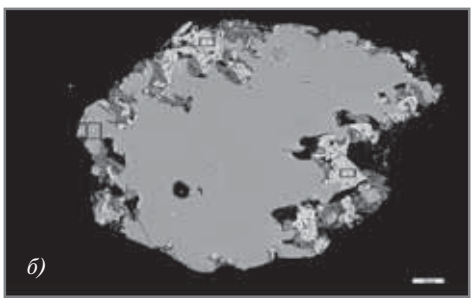


Рис. 3.30. **Особенности строения кайм на зернах пикроильменита Тайгикун-Нембинского кимберлитового поля:**
а — район трубки Хоркич, проба 3118 (Ps — перовскит, TiMt — титаномагнетит, Lc — лейкоксен);
б–в — участок Немба-Дагалдын, проба 3100





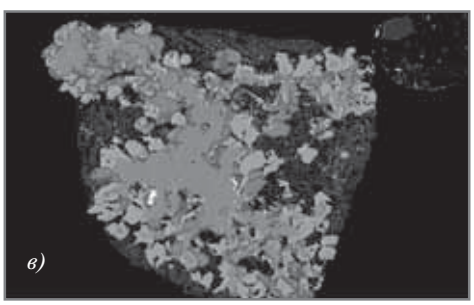


Рис. 3.31. **Особенности строения кайм на зернах пикроильменита Тайгикун-Нембинского кимберлитового поля:**
а — тр. Хоркич, проба 3106;
б — р. Тайгикун, проба 3176;
в — район тр. Хоркич, проба 3118

непосредственно глубоко в теле пикроильменита, и даже внутри зерен в их краевых частях. При этом перовскит наблюдается в тесном «срастании» с титаномагнетитом, а последний — на отдельных участках непосредственно с зерном пикроильменита. На этих участках хорошо видно, что титаномагнетит присутствует не в виде наростов, а как бы является продолжением основного зерна пикроильменита, в то же время между пикроильменитом и титаномагнетитом фиксируется четкая фазовая граница (см. рис. 3.30*а*).

Из данных табл. 3.2 следует, что для титаномагнетитов из кайм характерно довольно высокое даже для кимберлитовых разностей содержание титана (до 21,2 мас.% TiO_2) при повышенном содержании хрома, достигающем 15,28 мас.% Cr_2O_3. И это притом, что непосредствен-

Таблица 3.2

Результаты анализов минералов, слагающих каймы на зернах пикроильменита Тайгикун-Нембинского кимберлитового поля

Привязка	Номер или место анализа	Минерал	MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	TiO_2	Cr2O3	FeO*	MnO	V_2O_5	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Сумма
район тр. Хоркич, проба 3118 (рис. 3.30*а*)	1	пикроильменит	13,07	0,53	н.о.	н.о.	54,97	1,75	29,67 (4,31)	0,29	н.о.	н.о.	н.о.	100,28
	2	титаномагнетит	11,58	5,13	н.о.	н.о.	21,20	3,43	55,25	0,43	н.о.	н.о.	н.о.	97,02
	3	серпентин	26,98	0,30	58,36	н.о.	0,26	0,07	7,44	0,10	н.о.	н.о.	н.о.	93,51
	4	лейкоксен	3,23	1,04	8,48	1,89	74,78	0,38	2,85	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	92,65
участок Немба — Дагалдын, проба 3100 (рис. 3.30*б*)	1	пикроильменит	11,86	0,39	н.о.	0,09	53,73	0,05	32,03 (5,95)	0,32	1,00	н.о.	н.о.	99,47
	2	титаномагнетит	10,01	5,31	0,42	0,01	14,41	15,28	49,80	0,56	0,39	н.о.	н.о.	96,19
	3	титаномагнетит	10,16	4,32	0,33	0,07	18,91	5,54	55,67	0,63	0,52	н.о.	н.о.	96,15
	4	рутил	0,12	0,12	0,22	н.о.	97,67	0,63	0,69	0,12	0,86	0,24	0,71	101,38
	5	пикроильменит	12,57	0,15	0,19	н.о.	59,05	0,44	27,57 (0)	0,30	0,08	н.о.	н.о.	100,35
	6-8	пикроильменит	9,93	0,16	0,28	н.о.	66,59	0,69	21,63 (0)	0,29	0,15	0,28	н.о.	100,00
	9	перовскит	0,06	0,13	0,28	39,25	58,69	0,12	1,08	0,03	0,07	н.о.	н.о.	99,71
проба 3100 (рис. 3.30*в*)	1	рутил	н.о.	0,07	0,51	н.о.	93,51	н.о.	н.о.	1,14	1,92	3,21	н.о.	100,36
	2	пикроильменит	13,29	0,13	н.о.	н.о.	56,69	0,14	28,77 (2,14)	0,46	1,21	н.о.	н.о.	100,69
проба 3100	кр	пикроильменит	12,87	0,38	н.о.	0,10	55,85	0,27	30,03 (3,35)	0,32	н.о.	н.о.	н.о.	99,82
	к	лейкоксен	0,03	0,29	1,98	0,77	83,47	н.о.	3,05	0,11	1,69	н.о.	н.о.	91,39
тр. Хоркич, проба 3106 (рис. 3.31*а*)	1	пикроильменит	10,37	0,32	н.о.	н.о.	53,54	0,01	34,52 (5,77)	0,34	0,86	н.о.	н.о.	99,96
	3	лейкоксен	н.о.	0,21	2,18	0,51	87,85	н.о.	2,52	0,03	1,54	н.о.	н.о.	94,84
участок Тайгикун, проба 3176 (рис. 3.31*б*)	1	пикроильменит	12,39	0,50	н.о.	н.о.	52,89	2,59	30,65 (6,34)	0,53	н.о.	н.о.	н.о.	99,55
	2	титаномагнетит	10,87	5,08	н.о.	н.о.	21,19	3,72	54,91	0,63	н.о.	н.о.	н.о.	96,40
	3	титаномагнетит	10,74	5,79	н.о.	н.о.	20,36	6,18	53,02	0,47	н.о.	н.о.	н.о.	96,56
проба Т-1	к	перовскит	н.о.	0,25	н.о.	39,62	59,34	0,16	1,05	н.о.	н.о.	0,20	0,33	100,95
	к	титаномагнетит	10,55	4,80	н.о.	0,11	19,26	0,29	60,12	0,44	н.о.	н.о.	н.о.	95,57
	к	лейкоксен	3,88	1,20	9,38	1,52	74,49	0,08	3,02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	93,57
	к	титаномагнетит	10,64	5,21	н.о.	0,1	19,59	5,31	55,16	0,47	н.о.	н.о.	н.о.	96,48
проба Ч-1	к	перовскит	0,05	0,18	0,28	38,75	57,83	н.о.	1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	98,14
	к	лейкоксен	2,87	1,23	7,52	0,82	74,24	н.о.	2,02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	88,70

* Железо общее (в скобках показано отдельно окисное железо, пересчитанное только для пикроильменита).

но в пикроильменитах содержание Cr_2O_3 обычно незначительное и для проб 3100 и 3118 в среднем составляет 0,26 и 0,44 мас.%, соответственно. При пересчете минального состава выяснилось, что данные новообразования относятся к ферришпинелям сложного состава с преобладанием ульвошпинелевого (до 43 мол. %) и магнетитового (до 31 мол. %) миналов. По составу некоторые из них более соответствуют Cr-содержащим титаномагнетитам (ан. 3, пр. 3100, см. рис. 3.30*б*) или даже, учитывая относительно невысокие содержания суммарного железа, Cr-Ti-содержащим шпинелидам (ан. 2, пр. 3100, см. рис. 3.30*б*) [38]. Но данных количеств железа все же достаточно, чтобы обеспечить довольно высокое содержание магномагнетитового минала $(Mg,Fe)Fe_2O_4$.

По оценкам некоторых исследователей, замещение пикроильменита магнетитом совместно с перовскитом происходит при T = 950–970 °C [3], т. е. непосредственно в кимберлитовом расплаве, и реакция идет по следующей схеме [3, 38]:

$$\underset{\textit{пикроильменит}}{(Mg,Fe)TiO_3 \cdot Fe_2O_3} + \underset{\textit{кальцит}}{CaCO_3} \rightarrow$$
$$\underset{\textit{перовскит}}{CaTiO_3} + \underset{\textit{магнетит}}{(Mg,Fe)Fe_2O_4} + CO_2$$

По сути, данные блоки из перовскита и магнетита (титаномагнетита или Cr-Ti-содержащего шпинелида) представляют собой «обрывки» реакционных кайм, образование которых происходило в результате взаимодействия зерен с кимберлитовым расплавом. Для образования перовскита и магнетита по пикроильмениту необходим, в первую очередь, высокий потенциал кальция и температура выше 900 °C [3]. Однако только этих условий все же недостаточно, так как дефицит кальция для кимберлитов на самом деле не характерен, и «порог» данных температур они проходят все. Основное условие для успешного протекания реакции — достаточно продолжительное пребывание пикроильменита в условиях данных температур [3], что может достигаться в результате длительного становления кимберлитовых тел. При быстром подъеме магматической колонны в условиях закалки минералов данного замещения вообще может не быть, а если и будет происходить, то незначительно, что выразится в наличии на пикроильменитах лишь тонких реакционных кайм из новообразованных минеральных фаз. При достаточной интенсивности данного процесса замещение может распространяться вглубь зерна в виде отдельных «карманов» и даже проникать внутрь кристалла, что иллюстрируют рис. 3.30–3.31. При определенных благоприятных условиях пикроильменит почти полностью может заместиться новообразованными минералами, и неизмененный минерал будет присутствовать лишь в центральной части зерна или в виде небольших участков по всей площади. Нечто подобное можно наблюдать на снимке зерна из пробы 3118 (см. рис. 3.31*в*). Таким образом, как бы зачатки «изъеденного» рельефа (впоследствии шиповидного или микропирамидального) начинают зарождаться еще в магматическую стадию, когда зерна пикроильменита с поверхности в результате достаточно длительного реакционного взаимодействия с кимберлитовым расплавом были замещены новообразованными минеральными фазами, проникающими в виде «заливов» в тело кристалла.

Довольно часто отдельные участки из перовскита и титаномагнетита окружены лейкоксеном, а иногда как бы погружены в лейкоксеновую массу (см. рис. 3.30*а*). Лейкоксен — более низкотемпературный минерал, и по оценкам разных авторов лейкоксенизация пикроильменитов в кимберлитах происходит в гидротермальную стадию [13, 17, 107, 109]. В конкретном случае данный процесс проходил легче и интенсивнее, так как ослабленные в результате длительного высокотемпературного прокаливания, к тому же дефектные и трещиноватые поверхности зерен минерала обусловливали повышенную проницаемость для внешних растворов. В результате минералы реакционных кайм быстрее замещались лейкоксеном по сравнению с неизмененным пикроильменитом. На рис. 3.30*а* можно заметить, что иногда граница лейкоксена совпадает с границей замещаемого титаномагнетита и как

бы является его продолжением, а местами лейкоксенизация ограничена трещиной и не пошла вглубь зерна. Растрескивание глубинных минералов — распространенный процесс, реализуемый в довольно широком диапазоне физико-химических условий [17]. Но данная трещиноватость вдоль поверхности зерен пикроильменитов является первичной, т. е. ее образование происходило в кимберлите непосредственно при формировании тел. При этом она образовалась либо на последних стадиях магматического процесса, либо в высокотемпературных постмагматических условиях под действием термальных растворов, но еще до начала лейкоксенизации. В противном случае лейкоксеновые «карманы» послужили бы препятствием для развития трещин. Из рис. 3.30*б* видно, что трещина проходит через тело пикроильменита и далее, минуя пустоты, трассируется через два «шипа», причем пустоты между «шипами» не послужили ей помехой. В то же время в левой части рис. 3.30*а* можно увидеть, что трещиноватость вдоль поверхности зерна одинаково рассекает как тело неизмененного пикроильменита, так и заместивший его титаномагнетит, а также прослеживается и через изолированный лейкоксеном от основного зерна небольшой реликтовый участок титаномагнетита. Трещина прослеживается и по лейкоксену в виде более сгущенных, линейно ориентированных микропустоток. Данное обстоятельство также свидетельствует в пользу того, что трещиноватость образовалась после процесса реакционного замещения пикроильменита новообразованными минералами (или почти одновременно с ним), но еще до лейкоксенизации. Некоторыми исследователями [47] развитие трещин на поверхности ильменита связывается с проявлением так называемого эффекта Киркендаля, т. е. с процессом метасоматической усадки кристаллов, происходящим за счет неравномерной диффузии вещества при образовании вторичных минералов [75].

Присутствующий в кайме серпентин (см. рис. 3.30*а*, ан. 3) не является примазками основной массы кимберлита, поскольку отчетливо видно, что на одних участках он как бы прорастает через лейкоксен, а на других является продолжением титаномагнетита с полным совпадением границ. Небольшие участки серпентина отмечаются также внутри зерна пикроильменита совместно с лейкоксеном и титаномагнетитом. Это свидетельствует о том, что серпентин в данном случае, так же как и лейкоксен, представляет собой продукт постмагматического замещения или непосредственно пикроильменита, или реакционных новообразований.

Из рис. 3.30–3.31 также видно, что «шипы» вовсе не представляют собой наросты из каких-то иных минеральных фаз, а являются продолжением основного зерна и сложены пикроильменитом. Резкого отличия по составу «шипов» от пикроильменита не отмечается, хотя и наблюдается незначительное обогащение краевых частей MgO, TiO_2, в отдельных случаях — Cr_2O_3 и MnO и некоторое обеднение железом. Аналогичное обстоятельство позволило В. И. Вуйко [36] отнести шиповидные поверхности на пикроильменитах Хатырыкского ореола (Мало-Ботуобинский район) к вторичным, образовавшимся в гипергенных условиях. По его мнению, в пикроильменитах под воздействием выветривания не выносятся или уходят очень медленно Ti, Mg и Cr (происходит накопление этих элементов в краевых зонах) и относительно быстро выщелачивается железо, так как трехвалентные элементы являются «неудобными» в структурном отношении. Из рассматриваемого нами примера с тайгикунскими пикроильменитами следует, что изменение химического состава краевых частей зерен происходило в постмагматическую (гидротермально-метасоматическую) стадию, так как повышенная трещиноватость стимулировала проявление диффузионных процессов. Именно при лейкоксенизации, по мнению В. П. Афанасьева, осуществляется вынос Fe, иногда Mg и происходит накопление в краевых частях Ti и Cr [13], что и наблюдается в пикроильменитах Тайгикун-Нембинского поля. Частичное перераспределение химических элементов могло иметь место и в магматическую ста-

дию. О том, что в крупных ксенокристаллах пикроильменита из кимберлитов от ядра к периферии возможно возрастания магния, хрома и марганца, отмечал еще Дж. Доусон [49]. Изменение химического состава внешней зоны могло произойти в результате образования реакционных кайм, что выразилось не только в повышенном содержании хрома в титаномагнетитах, но и некотором увеличении хромистости и магнезиальности краевых частей пикроильменита.

После становления кимберлитовых тел, в экзогенных условиях в пределах Тайгикун-Нембинского поля на кимберлитовых минералах сказались и процессы гипергенеза. Но на пикроильменитах они проявились лишь в виде коррозионного растрескивания зерен, из-за чего какая-то их часть и приобрела такое состояние, когда при незначительном усилии они рассыпаются. В гипергенных условиях мог также произойти вынос какой-то части химических элементов, например железа, но данный процесс если и имел место, то был наложенным, а не главенствующим. В коре выветривания, по оценкам многих авторов [17, 109] и как показывают собственные наблюдения, не происходит значительной лейкоксенизации пикроильменитов, поскольку примеси марганца и, особенно, магния замедляют этот процесс [107, 109]. К тому же, если и происходит лейкоксенизация, то она осуществляется по несколько иному пути: замещение идет объем на объем и рельефа растворения при этом не возникает [13, 17, 107, 109]. В данном случае формирование кайм происходило с поверхности зерен и сразу по всему контуру. В то же время на рис. 3.30*б* виден небольшой изолированный участок зерна овальной формы практически нацело выполненный рутилом (анатазом?), а пикроильменит присутствует лишь в виде небольших искривленных ламелеобразных выделений. На первый взгляд может сложиться впечатление, что данные выделения пикроильменита представляют структуры распада твердого раствора. Однако в конкретном случае данные новообразования таковыми не являются, поскольку замещение пикроильменита рутиловой фазой идет путем прорастания удлиненных выделений через весь объем зерна (см. рис. 3.30*в*). В то же время можно увидеть, что в замещаемых рутилом участках сохраняются вытянутые остаточные реликты пикроильменита. При более глубоком протекании данного процесса зерно почти полностью может заместиться рутилом и от первоначального минерала останутся лишь небольшие ламелеобразные выделения. В данном случае замещение идет совершенно по иному пути, чем образование реакционных кайм и последующее их замещение вторичными продуктами: не с поверхности зерна, а именно объем на объем. Как уже отмечалось выше, образование рутила по пикроильмениту может осуществляться в широком диапазоне обстановок [13, 17], в том числе замещение пикроильменита как рутилом, так и анатазом могло произойти в постмагматическую (гидротермальную) стадию [94]. В то же время нельзя исключать того, что данные замещения произошли именно в гипергенных условиях. Имеются и другие объяснения образования рутила, например, как результат термального разложения армолколита [49] ($FeMgTiO_3 \rightarrow \rightarrow FeMgTiO_5 + TiO_2$). В некоторых случаях пикроильменит под воздействием растворов, богатых серой и щелочами, может разрушаться, при этом железо связывается с серой, что приводит к образованию пирита, а титан выделяется в виде самостоятельной фазы TiO_2 — рутила, без существенных изоморфных примесей [41]. Где происходил данный процесс в конкретном случае, сказать трудно, для этого нужны более детальные исследования. Отметим лишь, что для остаточных выделений пикроильменита характерно аномально высокое содержание титана, достигающее 66,59 мас.% TiO_2, что совершенно не характерно для обычных зерен. При этом отмечается высокое содержание магния и низкое марганца, а также довольно низкие значения общего железа (21,6–27,6 мас.%) при полном отсутствии Fe_2O_3.

В пределах ЯАП шиповидный рельеф и каймы на пикроильменитах изучены на

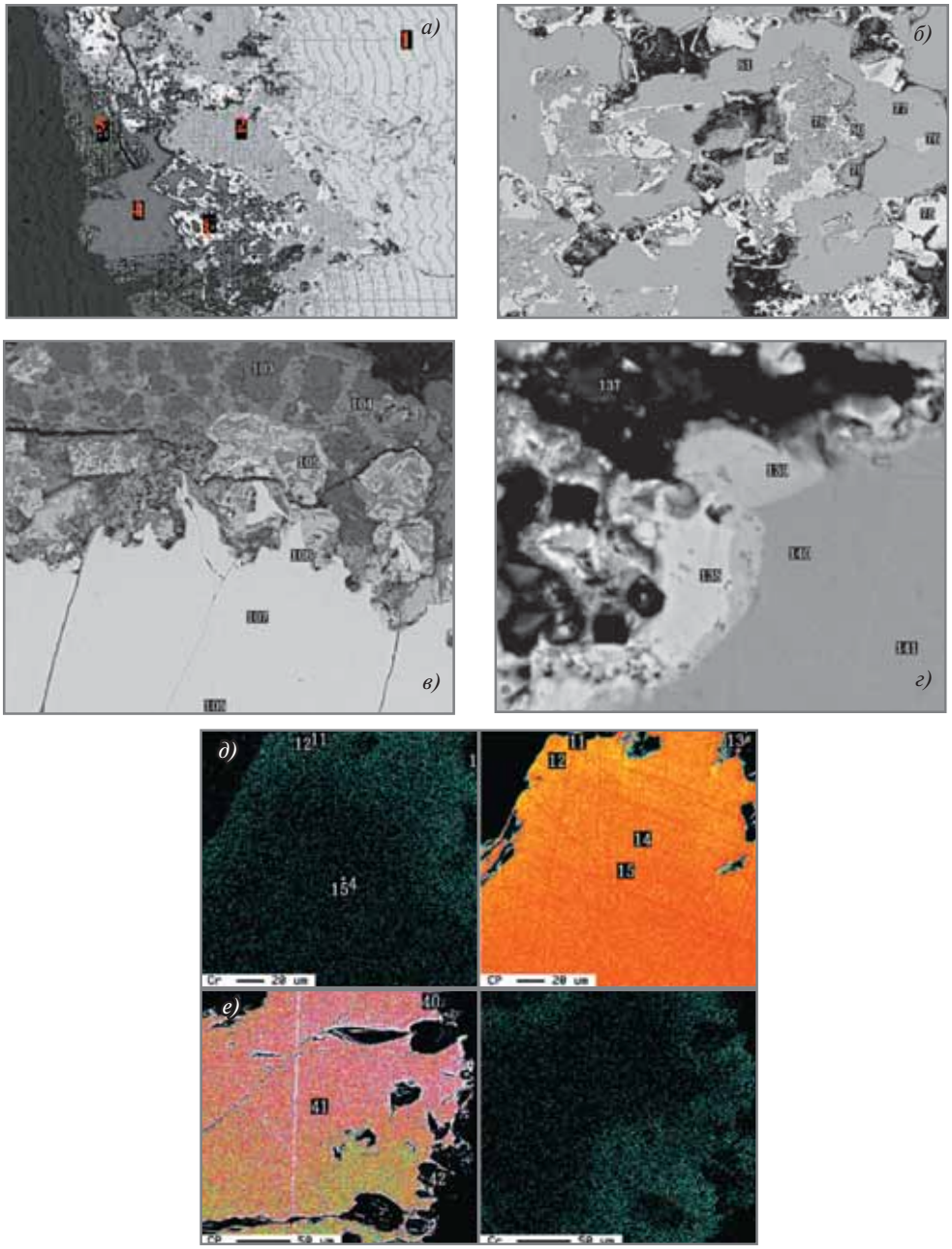


Рис. 3.32. **Особенности строения кайм на пикроильменитах ЯАП:**
а–б — Западно-Укукитское поле, ан. 16, пр. 8225/9;
в — Толуопское поле, элювий кимберлита, ан. 238/90;
г — Западно-Укукитское поле, элювий кимберлита, ан. 134;
д–е — Муно-Тюнгский район, аллювий р. Серки, пр. 3077 (*д*) и 12225 (*е*) в растровых режимах CP — в цветовой гамме фазового контраста и Cr — рентгеновских импульсах анализируемой линии хрома (масштабная линейка в микронах)

примере отдельных тел Толуопского (ан. 74/90, 238/90), Западно-Укукитского (тр. Галенитовая, тр. Бабье Лето, ан. 16, ан. 134) и Эбеляхского (уч. Очуос) полей, а также современного аллювия р. Серки (пр. 3077, 3103, 3137, 12225). На рис. 3.32 показаны наиболее характерные фотографии по изученным объектам, а в табл. 3.3 приведены составы краевых частей пикроильменитов, а также минералов, слагающих каймы. Как видно из рис. 3.30–3.32, в строении краевых частей зерен и составе кайм между пикроильменитами различных полей и районов наблюдается удивительное сходство. Так, наиболее часто в реакционных каймах по периферии зерен пикроильменитов присутствуют перовскит и титаномагнетит. Примером может служить аномалия № 16 Западно-Укукитского поля (см. рис. 3.32*а*, табл. 3.3). На рис. 3.32*б* более крупным планом показана краевая часть пикроильменита с этой аномалии с большим количеством анализов. Так же как и в пикроильменитах Эвенкии, здесь для титаномагнетитов из реакционных кайм характерны более высокие содержания хрома по сравнению с неизмененным пикроильменитом краевых частей. В отдельных случаях среди новообразованных минеральных фаз отмечались шпинели сложного состава (ан. 16), а иногда ильменит (ан. 134, см. рис. 3.32*г*). Из рис. 3.32*г* видно, что между пикроильменитов и ильменитом, а также между ильменитом и титаномагнетитом наблюдаются четкие фазовые границы. Реакционная природа ильменита и титаномагнетита в данном случае не вызывает сомнений. Среди вторичных минералов рыхлых составляющих кайм также отмечались серпентин и лейкоксен, в отдельных случаях хлорит (см. рис. 3.32*а*), иногда серпентин-карбонатные (см. рис. 3.32*в*) и серпентин-хлоритовые (см. рис. 3.32*г*) агрегаты. Редко в кайме в тесном срастании с пикроильменитом отмечался рутил (см. рис. 3.32*в*). В каймах на пикроильменитах уч. Очуос (Эбеляхское поле) отмечался исключительно только лейкоксен. Примечательно, что на шиповидных пикроильменитах из руслового аллювия р. Серки ни реакционные образования, ни вторичные минералы по периферии зерен минералов не зафиксированы (см. рис. 3.32*д*, *е*). Данное обстоятельство свидетельствует в пользу механической неустойчивости кайм. Топография «изъеденных» поверхностей (шиповидного рельефа) на пикроильменитах бассейна р. Серки аналогична минералам из других рассмотренных объектов. Для проб 3077 и 12225 отмечается лишь зональность по содержанию окиси хрома (см. рис. 3.32*д*, *е*): в краевых частях зерен содержания Cr_2O_3 более 3 мас.%, тогда как в центре менее 1 мас.% (см. табл. 3.3). На фазовых снимках видна тонкая кайма более хромистого минерала (см. рис. 3.32*д*). Возможно, это остатки реакционной каймы, представленной Cr-Ti-шпинелидами, но, к сожалению, с данных участков анализы выполнить не удалось.

Таким образом, можно заключить, что образование кайм и характерного рельефа на пикроильменитах — достаточно длительный процесс. В упрощенном виде схема образования шиповидной поверхности представлена на рис. 3.33. На первом этапе, в магматическую стадию, происходит образование реакционных кайм, вначале незначительных по мощности (см. рис. 3.33, поз. 2), а затем довольно интенсивных (см. рис. 3.33, поз. 3). При достаточно длительном взаимодействии зерна с кимберлитовым расплавом пикроильменит может почти нацело замещаться реакционными минеральными фазами (см. рис. 3.33, поз. 4), которые в свою очередь в гидротермальную стадию будут замещаться вторичными минералами. В результате зерно пикроильменита будет выполнено почти исключительно вторичными продуктами. Новообразованные минеральные фазы, образующиеся в магматическую (позднемагматическую) стадию, представлены преимущественно перовскитом и титаномагнетитом, но могут присутствовать и другие минералы (шпинели сложного состава, ильменит и др.). Различие минеральных ассоциаций в реакционных каймах отражает изменения активности Mg, Ti и Al и локальные колебания f_{O_2} [41]. Именно в ходе данного этапа происходит как бы предварительное оформление «изъеден-

Таблица 3.3

Результаты анализов краевых частей пикроильменитов ЯАП и минералов, слагающих каймы

Привязка	Номер анализа	Минерал	Al_2O_3	CaO	TiO_2	MgO	FeO	SiO_2	K_2O	Cr_2O_3	Na_2O	MnO	Сумма
Западно-Укукитское поле, ан.16, пр. 8225/9 (рис. 3.32*а*)	1	пикроильменит	0,56	0,00	49,23	8,50	40,95	0,00	0,00	0,10	0,09	0,20	99,63
	2	перовскит	0,09	38,13	57,54	0,07	1,26	0,00	0,01	0,09	0,73	0,08	98,01
	3	титаномагнетит	0,53	0,15	4,06	3,34	82,10	4,40	0,01	0,89	0,17	0,85	96,50
	4	серпентин	0,38	0,17	0,11	35,12	3,37	39,67	0,04	0,02	0,18	0,04	79,10
	5	хлорит	7,31	1,21	0,39	10,03	13,49	31,79	0,57	0,04	0,52	0,06	65,41
Западно-Укукитское поле, ан.16, пр. 8225/9 (рис. 3.32*б*)	75	титаномагнетит	1,5	0,2	4,5	8,5	80,2	н.о.	н.о.	1,3	н.о.	0,5	96,7
	76	титаномагнетит	2,6	1	21,8	10,2	62,4	н.о.	н.о.	0,6	н.о.	0,6	99,2
	77	перовскит	0,1	38	57,1	0	1,1	н.о.	н.о.	0	н.о.	0	97
	78	перовскит	0,1	24,8	49,2	0,9	22,3	н.о.	н.о.	0	н.о.	1,8	99,6
	79	перовскит	0,1	38,6	56,7	0	1,3	н.о.	н.о.	0	н.о.	0	97,4
	80	титаномагнетит	1,8	1,7	7,4	6,7	75,8	н.о.	н.о.	0,1	н.о.	0,6	94,2
	81	перовскит	0,1	38,5	56,4	0,1	1,1	н.о.	н.о.	0	н.о.	0,1	97
	82	титаномагнетит	1,4	1,8	11,9	7,5	73,1	н.о.	н.о.	0,3	н.о.	1	97
	83	перовскит	0	33,9	56,8	0,6	4,1	н.о.	н.о.	0	н.о.	0,9	96,8
Толуопское поле, элювий кимберлита, ан. 238/90 (рис. 3.32*в*)	103	серпентин	2,2	0,9	0,1	27,9	7,4	42,3	н.о.	0,1	н.о.	0,1	81
	104	карбонат	0	51,2	0	0,1	0,2	0,1	н.о.	0	н.о.	0	51,6
	105	рутил	0	2,7	91,7	0	2,9	0,1	н.о.	0,1	н.о.	0	97,5
	106	пикроильменит	0,5	0,1	47,4	7,7	45,4	0	н.о.	0,1	н.о.	0,2	101,4
	107	пикроильменит	0,5	0	47,7	7	46,1	0	н.о.	0,1	н.о.	0,2	101,6
	108	пикроильменит	0,5	0	47	6,9	46,2	0	н.о.	0	н.о.	0,3	100,9
Западно-Укукитское поле, элювий кимберлита, ан. 134 (рис. 3.32*г*)	137	серпентин-хлорит	4,6	0,4	2,7	19,9	9,5	26,2	0,6	0,4	н.о.	0,1	64,4
	138	титаномагнетит	0	0,1	4,6	0,5	88,6	0,7	0	0	н.о.	0,2	94,7
	139	ильменит	0	0	54,1	0,3	43	0	0	0	н.о.	5	102,4
	140	пикроильменит	0,8	0	50,7	12,4	36,7	0	0	0	н.о.	0,3	100,9
	141	пикроильменит	0,7	0	50,6	12	37	0,1	0	0,1	н.о.	0,3	100,8
Муно-Тюнгский район, аллювий р. Серки, пр. 3077 (рис. 3.32*д*)	11	пикроильменит	0,4	0	50,7	10,5	35,7	0	0	3,6	0	0,3	101,2
	12	пикроильменит	0,4	0	51,1	10,7	35,3	0	0	3,4	0	0,4	101,3
	13	пикроильменит	1,1	0,4	31,5	4,4	32,6	3,1	0,2	2	0,1	2,1	77,5
	14	пикроильменит	0,8	0	50,6	10,9	38,7	0	0	0,3	0	0,2	101,5
	15	пикроильменит	0,7	0	50,2	10,7	38	0	0	0,4	0	0,3	100,3
Муно-Тюнгский район, аллювий р. Серки, пр. 12225 (рис. 3.32*е*)	40	пикроильменит	0,5	0,1	52,5	12	32,7	0	0	2,1	0,1	0,4	100,4
	41	пикроильменит	0,9	0	52	12,3	34,4	0	0	0,1	0	0,3	100
	42	пикроильменит	0,4	0	53,3	11	35	0	0	0,9	0	0,3	100,9

ного» рельефа в результате образования глубоких заливов в теле пикроильменита, выполненных перовскитом и титаномагнетитом (Cr-Ti-содержащим шпинелидом, ильменитом и т. д.). На втором этапе, в постмагматическую стадию, под действием агрессивных термальных растворов происходит замещение (коррозия) минералов реакционных кайм, а также дефектных (трещиноватых) участков пикроильменита вторичными минералами (см. рис. 3.33, поз. 5). Среди вторичных минералов, образующихся в постмагматическую стадию, наиболее характерны лейкоксен и серпентин, однако может присутствовать хлорит, рутил, карбонат или агрегаты из названных минералов. Как в первую, так и во вторую стадии замещение дефектной поверхностной зоны происходит с изменением интегрального химического состава краевой части пикроильменитов. Именно в постмагматическую стадию окончательно оформляется реакционно-коррозионный рельеф (см. рис. 3.33, поз. 6), причем его образование происходит с уменьшением исходного объема зерна за счет выщелачивания вторичных продуктов из краевой зоны. В результате «шипы» частично препарируются и зерна приобретают тот облик, который мы и наблюдаем на пикроильменитах Эвенкии или ЯАП и которые нередко называют пикроильменитами-«ежиками» (см. рис. 3.28–3.29). При более интенсивном процессе замещения, новообразованные минеральные фазы реакционных кайм могут быть полностью замещены вторичными минералами, такими как лейкоксен, серпентин и др. Более того, в гипергенных условиях, в том числе и в осадочном коллекторе, может происходить интенсивное выветривания данных кайм, в результате чего произойдет их разрушение до полного выщелачивания и даже замещения глинистыми или другими образованиями осадочного происхождения. В итоге зерна пикроильменита будут приобретать более контрастный, «изъеденный» вид, а сами «шипы» и впадины, как и в целом поверхности зерен в результате растворения, приобретать характерный блеск. В этом случае может создаться ложное впечатление о вторичном (экзогенном) происхождении подобного рельефа. Тем не менее данные поверхности следует считать первичными, подчеркивая этим их образование непосредственно при становлении кимберлитовых тел, и правильнее называть образовавшийся рельеф реакционно-коррозионным. Независимо от того, сохранились или нет реакционные новообразования и даже вторичные минералы по периферии зерен пикроильменита, данные поверхности первичны, прежде всего в поисковом отношении, поскольку облик минералов, окончательно сформировавшийся на заключительном этапе постмагматической стадии, является первичным в отношении процессов формирования шлиховых ореолов [13].

Внешняя топография поверхности зерен в некоторой степени будет зависеть от строения вторичных минеральных агрегатов, выполняющих каймы, и морфологических особенностей отдельных их кристаллов. Так, например, если каймы будут иметь вид сплошных эмалевидных агрегатов, то поверхность зерен под ними будет относительно ровной, с отдельными «заливами». Если каймы будут в виде зернистых агрегатов, то и поверхность может быть шиповидной, а сам рельеф под каймой выглядеть в виде чередования «шипов» и неглубоких впадин. Если же в строении кайм будут преобладать игольчатые и лучистые агрегаты, то поверхности зерен будут иметь грядово-холмистый вид, аналогичный пикроильменитам, показанным на рис. 3.28*а*, а рельеф под каймой будет выглядеть в виде чередования удлиненных впадин и вытянутых бугорков. Такие поверхности весьма чувствительны к механическому воздействию, и наличие зерен пикроильменита с реакционно-коррозионным рельефом будет свидетельствовать о близости их коренных источников. Пренебрежение данными фактами и принятие первичного реакционно-коррозионного рельефа за гипергенное растворение может привести к «пропускам» кимберлитовых тел.

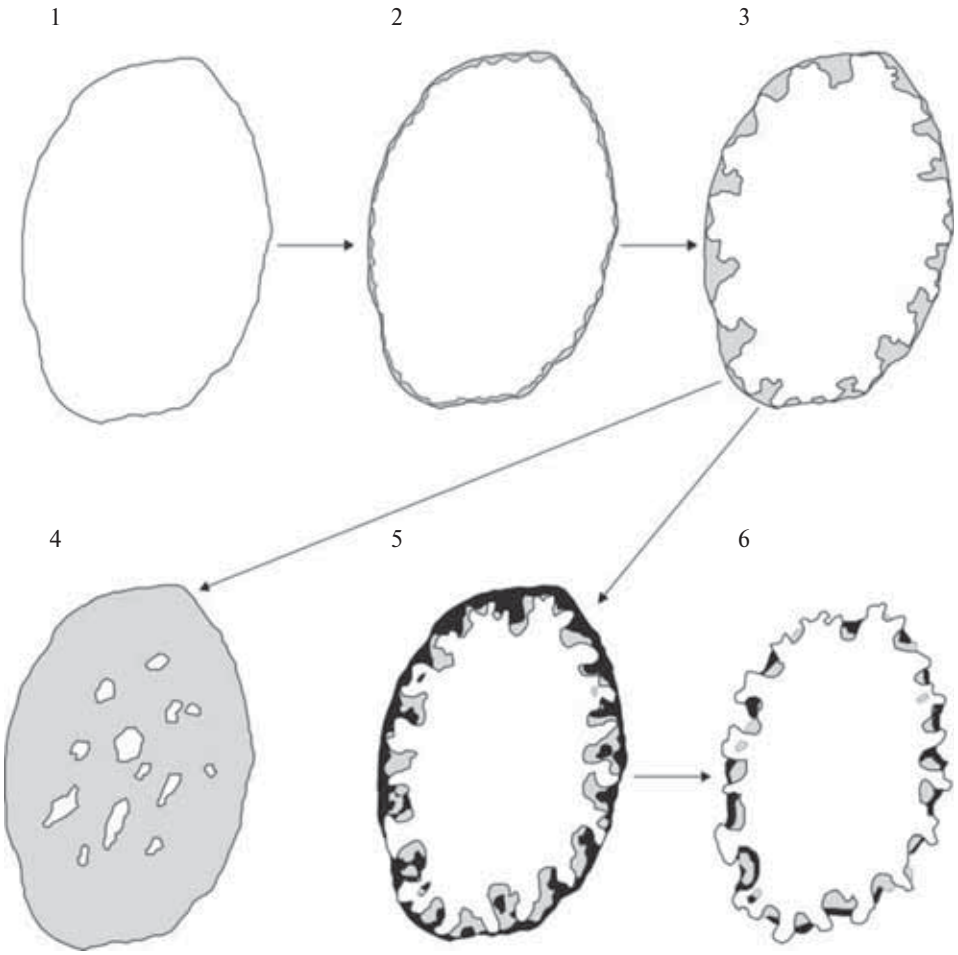


Рис. 3.33. **Схема образования шиповидной поверхности на пикроильмените в процессе его эволюции в магматическую (1–4) и постмагматическую (5–6) стадии при формировании кимберлитовых тел** (белое — пикроильменит; серое — новообразованные минеральные фазы (типа перовскита и титаномагнетита), формирующиеся в магматическую стадию; черное — вторичные минералы (типа лейкоксена и серпентина), образующиеся в постмагматическую стадию):

1 — исходное неизмененное зерно пикроильменита;

2 — появление на пикроильмените тонкой реакционной каймы из новообразованных минеральных фаз;

3 — предварительное оформление «изъеденного» рельефа в виде формирования глубоких «заливов» из новообразованных минеральных фаз в теле пикроильменита;

4 — практически полное замещение пикроильменита новообразованными минеральными фазами;

5 — замещение (коррозия) минералов реакционных кайм и дефектных участков пикроильменита вторичными минералами;

6 — окончательное формирование реакционно-коррозионного шиповидного рельефа на поверхности зерен пикроильменита

Подчеркнем, что шиповидный реакционно-коррозионный рельеф отмечается не только на пикроильменитах из россыпей, он встречается и непосредственно в кимберлитовых телах. В частности, подобный рельеф отмечен на пикроильменитах из тр. Хоркич (см. рис. 3.31*а*). Типичный шиповидный рельеф наблюдался на пикроильменитах из отдельных кимберлитовых тел Западно-Укукитского поля, например, в трубках Бабье Лето и Галенитовая (см. рис. 3.29), ан. 16 и ан. 134. Данные поверхности отмечаются на пикроильменитах Толуопского поля (ан. 76/90, 74/90, 238/90), о чем упоминалось выше. Пикроильмениты-«ежики» встречаются и в кимберлитовых телах Юго-Западной Анголы, в частности в тр. Шикуатите (материалы В/О «Зарубежгеология»). Такой же характерный рельеф свойственен для пикроильменита из тр. Амакинская и жилы Ан-21 Мало-Ботуобинского поля [90], причем эти факты известны достаточно давно [4 ф]. Несмотря на это, многими специалистами данные факты игнорируются, и по-прежнему считается, что шиповидный рельеф характерен исключительно для пикроильменитов из россыпей и не встречается в кимберлитах. Образование шиповидных поверхностей на пикроильменитах непосредственно в осадочном коллекторе в результате гипергенного растворения противоречит имеющимся сведениям о химической устойчивости минерала. Известно, что пикроильменит химически очень устойчив и практически не растворяется в кислотах, подвергаясь лишь коррозионному растрескиванию [17]. Но даже если предположить, что характерный шиповидный рельеф на пикроильменитах является результатом гипергенного растворения в коре выветривания, среда для этого должна быть неимоверно агрессивной. В этом случае химически менее устойчивый гранат должен частью раствориться полностью, а оставшаяся часть должна быть представлена исключительно кубоидами как крайней формой растворения. Ничего подобного в природе не наблюдается. Практика показывает, что для гранатов, ассоциирующих с пикроильменитами-«ежиками», не характерно сколько-либо повышенное содержание кубоидов, а нередко они отсутствуют вообще. Преобладание мелких размеров зерен (преимущественно менее 0,5 мм) среди пикроильменитов с шиповидными поверхностями является не результатом гипергенного растворения, а именно результатом образования данных характерных форм непосредственно при становлении кимберлитов, поскольку при этом происходит уменьшение первоначального объема зерна (см. рис. 3.33, поз. 5). Кстати, в жиле Ан-21 размер пикроильменитов также не превышает 0,3 мм [90]. К тому же характерный шиповидный рельеф будет выглядеть в виде «ежиков» именно на достаточно мелких зернах пикроильменита. Точно такие же, сопоставимые по размеру, шипы на более крупных выделениях пикроильменита будут выглядеть или в виде мелкобугорчатого, или вообще грубошероховатого рельефа (рис. 3.34).

Рис. 3.34. **Характерный шиповидный рельеф на крупных зернах пикроильменита.**
Бассейн р. Серки, пр. 3103, кл. -2+1 мм

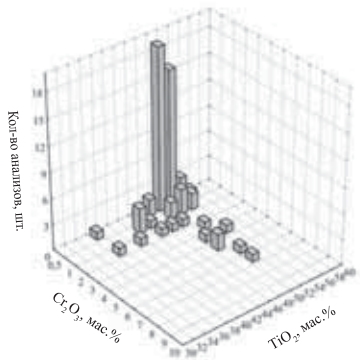
Пикроильмениты с шиповидными поверхностями имеют широкое распространение на Муно-Тюнгском междуречье, в частности, на участке Водораздельный, где ореол рассеяния МИК приурочен к образованиям эйкской свиты плейстоцена и к отложениям плинсбахского яруса нижней юры. Из кимберлитовых минералов в данном ореоле преобладает пикроильменит, среди которого, наравне с изношенными зернами, присутствуют зерна I–II классов сохранности. Размер таких зерен, в основ-

ном, не превышает 1,0 мм. Зерна хорошей сохранности представлены преимущественно пикроильменитами-«ежиками» со специфическими шиповидными поверхностями. Имелись утверждения, что шиповидные поверхности на пикроильменитах данного ореола образовались непосредственно в осадочном коллекторе за счет изношенных зерен. С данного участка был исследован раздельно состав пикроильменитов IV и I–II классов сохранности. Отдельно для изношенных зерен и пикроильменитов хорошей сохранности были построены трехмерные гистограммы по методике, рассматриваемой в разделе 5. Из рис. 3.35 видно, что пикроильмениты хорошей сохранности резко отличаются по составу от изношенных зерен по всем трем проекциям. Так, зерна хорошей сохранности обладают максимумом в 10–12 мас.% MgO, а IV класса сохранности — лишь в 6–8 мас.% MgO. Среди зерен хорошей сохранности присутствуют низкомагнезиальные пикроильмениты с содержанием MgO < 6 мас.% при Cr_2O_3 0,5 мас.%, которые среди зерен IV класса сохранности практически отсутствуют. На проекциях TiO_2–Cr_2O_3 у пикроильменитов хорошей сохранности пик «более титанистый» (50–52 мас.% TiO_2) по сравнению с изношенными зернами (48–50 мас.% TiO_2). Данные пикроильмениты различаются и по развертке FeO–MgO. Для пикроильменитов IV класса сохранности характерен максимум с координатами 40–45 мас.% FeO, но пикроильменитов хорошей сохранности такие зерна почти отсутствуют. Все вышеизложенное свидетельствует о том, что шиповидные пикроильмениты не могли образоваться за счет изношенных зерен и источники у них совершенно разные, несмотря на совместное нахождение. Это также дополнительный довод в пользу первичности шиповидного рельефа.

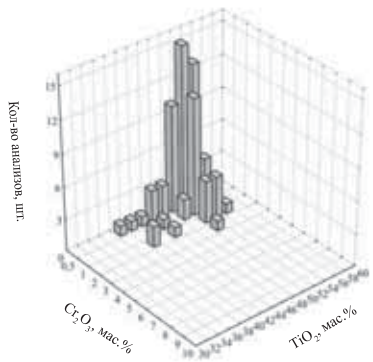
Следует отметить, что наличие довольно интенсивного реакционно-коррозионного шиповидного рельефа является отрицательным фактором алмазоносности кимберлитовых тел. Связано это с тем, что формирование его происходит в результате довольно длительного становления кимберлитов, что, в свою очередь, является неблагоприятным фактором сохранности алмазов. К тому же CO_2, выделяющийся при образовании перовскита с магнетитом в условиях высоких температур (выше 900 °C), служит сильным окислителем алмаза [3]. Данное предположение нуждается в дальнейшей проверке на конкретных кимберлитовых телах, хотя на сегодняшний день те кимберлитовые тела, где отмечены интенсивные шиповидные поверхности на пикроильменитах, обладают убогой алмазоносностью или неалмазоносны вообще.

В гипергенных условиях пикроильменит, как отмечалось выше, более устойчив по сравнению с гранатом, существенного рельефа растворения в большинстве случаев не возникает. Характерным признаком пребывания пикроильменита в зоне гипергенеза является характерный блеск на зернах (суммарный отблеск) (рис. 3.36). Иногда на зернах пикроильменита химрастворение может напоминать шелковистость, аналогичную приведенной на рис. 3.37*б*, полученной после 6-месячного пребывания изношенных зерен пикроильменита (рис. 3.37*а*) в соляной кислоте. В зависимости от химического состава реагентов растворения зерна пикроильменита, как и пиропа, могут подвергаться коррозионному растрескиванию, что приводит к их шелушению или образованию секущих трещин [129]. Содержание трещиноватых зерен пикроильменита в древних ореолах может достигать более 50 %. При значительной агрессивности среды, в коре выветривания латеритного типа, на зернах пикроильменита может возникать отрицательный рельеф — корродированные поверхности (рис. 3.38, см. также рис. 2.7*в*), аналогичные зернам пикроильменита из коры выветривания на тр. им. XXIII съезда КПСС [140]. Гипергенная лейкоксенизация пикроильменита менее распространена, как правило, проявлена незначительно, при этом на поверхности зерна коррозионный рельеф не возникает, и она сохраняет все первичные морфо-

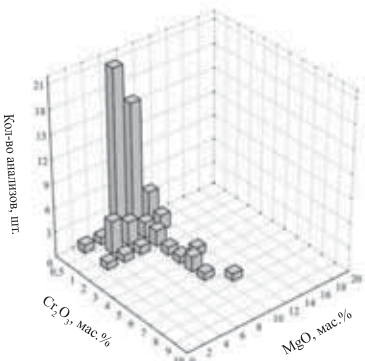
Уч. Водораздельный, пикроильменит, IV кл., Л.V, ш. 13, n=66



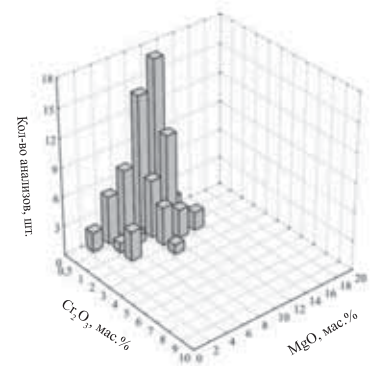
Уч. Водораздельный, пикроильмениты-"ёжики", I-II кл., Л.V, ш. 13, *n*=79



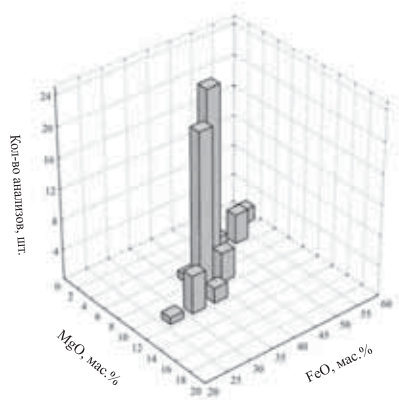
Уч. Водораздельный, пикроильменит, IV кл., Л.V, ш. 13, n=66



Уч. Водораздельный, пикроильмениты-"ёжики", I-II кл., Л.V, ш. 13, *n*=79



Уч. Водораздельный, пикроильменит, IV кл., Л.V, ш. 13, n=66



Уч. Водораздельный, пикроильмениты-"ёжики", I-II кл., Л.V, ш. 13, *n*=79

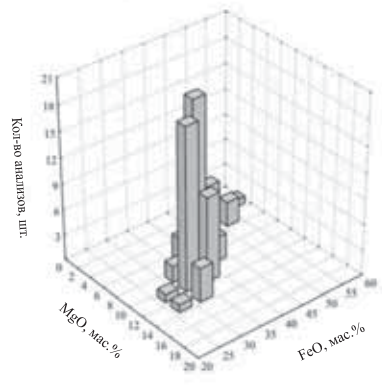


Рис. 3.35. **Трехмерные гистограммы для пикроильменитов различной степени сохранности уч. Водораздельный в разных проекциях**

логические особенности, включая блеск [17]. В гипергенных условиях неустойчивы агрегатные пикроильмениты.

В процессе ореолообразования, так же как и у других МИК, трансформируются первичные свойства пикроильменита: происходит перераспределение целых, трещиноватых, первично и вторично колотых зерен, осуществляется их раскалывание, разубоживание и т. д. В результате транспортировки с разной степенью интенсивности истираются первичные поверхности минерала, причем износ пикроильменита происходит быстрее и интенсивнее по сравнению с пиропом ввиду его меньшей физико-механической прочности. Уже в элювии кимберлита содержание вторично колотых зерен пикроильменита может достигать 80 %, а в ореоле, в делювиальных образованиях, по мере удаление от источника количество трещиноватых зерен сокращается от 35 % до 10–15 % на расстоянии 3 км [14 ф]. Уменьшается на данном расстоянии по мере удаления от источника и количество целых и первично колотых зерен — от 40 % до 10 %, а содержание зерен с примазками кимберлита падает от 80 % до 10 %. Первичные поверхности на пикроильмените из делювиальных образований в ореоле такие же, как и в элювии и не несут следов износа. Попадая в русловой аллювий, трещиноватые зерна пикроильменита обычно

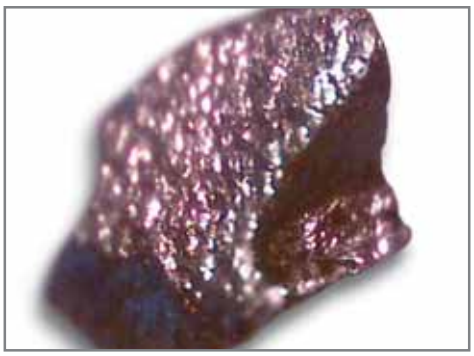


Рис. 3.36. **Зерно пикроильменита с вторичной поверхностью гипергенного растворения в виде характерного блеска.**
Муно-Тюнгский район, бассейн р. Серки, юра, скв. III/19, кл. -1+0,5 мм

распространяются порядка нескольких сотен метров от области питания. Первично колотый пикроильменит обычно устанавливается лишь в непосредственной близости от области питания, причем содержание его не превышает 10 %, а количество вторично колотых зерен в русловом аллювии, как правило, составляет 100 %. В процессе транспортировки зерен пикроильменита в аллювиальной среде и сопутствующего ей механического износа прежде всего истираются такие первичные поверхности, как матированная, затем шероховатые и, наконец, бугорчатые, по-

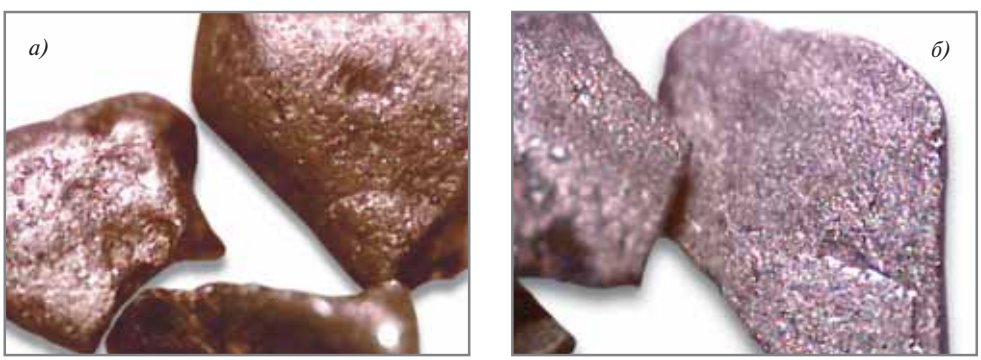


Рис. 3.37. **Результаты растворения изношенных зерен пикроильменита в соляной кислоте:**
а — зерна пикроильменита до растворения;
б — зерна пикроильменита с шелковистой поверхностью растворения после 6-месячного пребывания в HCl

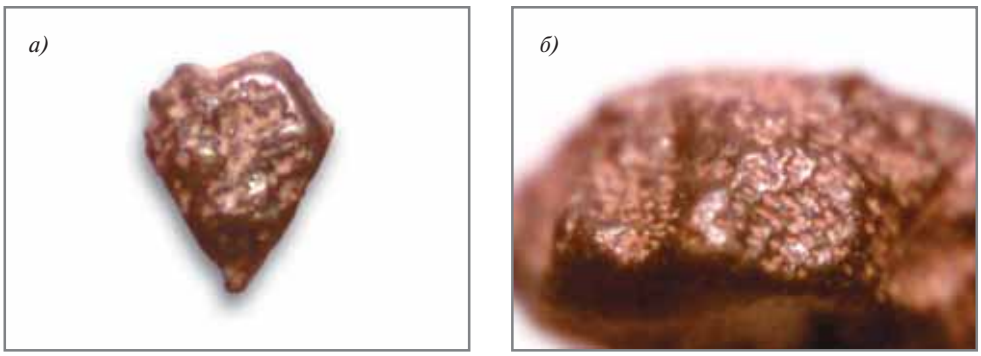


Рис. 3.38. **Корродированные поверхности гипергенного происхождения на зернах пикроильменита из аллювия (Муно-Тюнгский район):**
а — пр. 3143, бассейн р. Серки, кл. -1+0,5 мм;
б — пр. 6299, бассейн р. Себирдэх, кл. -2+1 мм

скольку последние характеризуются относительно крупными размерами элементарных микроформ и для их уничтожения требуются большие расстояния. Характерным признаком существенного механического износа зерен пикроильменита свидетельствует появление своеобразного графитового блеска, придающего истертой поверхности серый цвет. Зависимость дальности транспортировки и степени механического износа пикроильменита рассмотрены в разделе 4, здесь лишь отметим, что в «стерильных» (от посторонних источников) районах на расстоянии 10 км от первоисточника присутствуют только зерна пикроильменита I класса сохранности [14 ф], а дальность распространения сколько-либо заметных содержаний (> 10 %) пикроильменита данного класса оценивается расстоянием 29–30 км, более которого количество зерен не превышает первых процентов на шлиховую пробу объемом 20 литров. Для II класса сохранности данное расстояние превышает 40 км. В районах с посторонними источниками зерна пикроильменита только I класса встречаются непосредственно в ореоле рядом с телом (2–3 км), расстояния переноса зерен I и II классов сохранности с содержанием выше 10 % составляют 17–18 и 24–25 км соответственно, далее которых зерна хорошей сохранности в шлихах встречаются спорадически. То есть, так же как и для пиропа, для пикроильменита граница максимального распространения зерен как I, так и II класса сохранности, в зависимости от содержания «инородных» зерен, не связанных с непосредственным размывом кимберлитов, сдвигается в сторону коренного источника. И чем больше влияние промежуточных коллекторов, тем меньше дальность распространения «сохранных» зерен пикроильменита. В процессе формирования шлиховых ореолов после полного стирания первичных поверхностей начинает эволюционировать морфология зерен пикроильменита. В континентальных условиях, в процессе переноса в водной среде, зерна пикроильменита, несмотря на значительный механический износ, могут приобретать лишь угловато-округлую форму (см. рис. 2.9). Максимальную степень износа, в результате которого зерна приобретают округлую и лепешковидную формы (см. рис. 2.9), пикроильменит может приобрести лишь в прибрежно-морских обстановках. В ореолах нередко встречаются зерна пикроильменита гексагональной формы (см. рис. 2.9), относимые ранее В. П. Афанасьевым к идиоморфным, происхождение которых связывалось с неизвестными кимберлитовыми жилами [8]. Однако в более поздних своих работах [12, 17] таблитчатые зерна пикроильменита В. П. Афанасьев отнес к равновесным фор-

мам истирания. Причиной псевдоогранения минерала в процессе истирания, по мнению данного автора, служит значительная анизотропия механических свойств пикроильменита. Однако такое объяснение гексагональной формы пикроильменитов вызвало определенное недоверие у производственников, и в первую очередь по причине его противоречия с общепринятыми представлениями о том, что в процессе механического износа всё выступающее на поверхности зерен минералов должно истираться. К тому же подобные формы связаны не только непосредственно с прибрежно-морскими ореолами; гексагональные пикроильмениты часто встречаются в современном русловом аллювии. В этой связи возникает несколько вопросов: округлая форма пикроильменита — предшествующая гексагональной или последующая? Если предшествующая [17], то как в дальнейшем эволюционирует форма пикроильменита после псевдоогранения? Если после приобретения гранатом крайней формы истирания в виде трехосного эллипсоида при дальнейшем износе его форма не меняется, а изменяется только размер зерен, значит ли это, что и после приобретения пикроильменитом таблитчатой формы дальнейший износ не меняет формы, уменьшая лишь размер зерен? Нами был изучен состав гексагональных пикроильменитов из различных водотоков Муно-Тюнгского района, данные по которым приведены в табл. 3.4. В этой же таблице приведены также данные по составу пикроильменитов обычных угловато-округлых зерен, причем только зерен IV класса сохранности, и типичных округлых пикроильменитов без признаков огранки. Из данной таблицы видно, что, несмотря на, казалось бы, в целом схожий состав, при более внимательном анализе все же просматриваются некоторые отличия гексагональных пикроильменитов от обычных изношенных зерен, и в первую очередь эти отличия касаются содержания хрома. В одних случаях содержания хрома в гексагональных табличках существенно ниже, чем в угловато-округлых разностях, как, например, в одной из проб по руслу р. Серки (0,16 мас. % Cr_2O_3), в других — выше. Менее заметны отличия в содержании титана и железа, которые имеют место в отдельных случаях. По остальным оксидам отличия не существенны. Однако для двух проанализированных выборок типично округлых зерен из аллювия рек Серки и Чимидикян в обоих случаях отмечено максимальное содержание хрома (1,08 и 0,77 мас.% Cr_2O_3), по сравнению как с гексагональными, так и угловато-округлыми зернами. Таким образом, некоторые отличия в составе пикроильменита различной формы не позволяют утверждать, что существует непрерывный морфологический ряд от угловато-округлых зерен до округлых и далее — до гексагональных, по крайней мере в нашем случае. Хотя данные отличия могут свидетельствовать лишь о том, что у каждой морфологической разновидности ильменита совершенно разные источники и каждая из них прошла свой индивидуальный путь экзогенного развития. В то же время нельзя сказать, что для гексагональных пикроильменитов характерен какой-то свой индивидуальный характерный состав, что свидетельствовало бы в пользу их каких-либо своеобразных источников. Как видно из табл. 3.4, их состав достаточно разнообразен и меняется от бассейна к бассейну. В то же время ни в одном случае среди гексагональных табличек не было отмечено зерен, по составу отвечающих типичным низкомагнезиальным ильменитам, тогда как среди окатанных угловато-округлых зерен такие составы встречаются постоянно и повсеместно (по округлым зернам выборки малопредставительные). То есть получается, что псевдоогранение присуще только пикроильмениту и не характерно для ильменита. Видимо, окончательно снять все вопросы касательно гексагональной морфологической особенности пикроильменита и возможности образования таких зерен в результате механического износа могут лишь экспериментальные исследования на представительном материале. Причем доказательством псевдоогранения должно служить получение гексагональных табличек для основной, большей, части зерен, для остальной ча-

Таблица 3.4

Особенности состава пикроильменитов Муно-Тюнгского района различной морфологии

№ п/п	Водоток	Форма	n (ан.)	x, TiO_2, мас.%	x, Cr_2O_3, мас.%	x, MgO, мас.%	x, Al_2O_3, мас.%	x, FeO, мас.%	x, MnO, мас.%
1	р. Хахчан	гекс.	50	50,47	0,63	9,28	0,45	37,45	0,24
		угл.-окр.	46	47,43	0,32	9,02	0,42	38,91	0,25
		угл.-окр.	45	49,2	0,5	9,27	0,4	39,01	0,24
2	р. Серки	гекс.	22	49,17	0,16	7,74	0,86	41,57	0,13
		гекс.	15	48,80	0,52	8,68	0,48	39,70	0,23
		округл.	6	46,41	1,08	7,87	0,31	42,12	0,21
		угл.-окр.	62	48,89	0,41	8,33	0,84	41,01	0,15
		угл.-окр.	65	49,07	0,54	9,15	0,48	39,97	0,25
		угл.-окр.	69	49,38	0,59	8,39	0,4	41,04	0,26
		угл.-окр.	66	49,82	0,71	9,22	0,45	39,43	0,25
		угл.-окр.	72	49,6	0,55	8,89	0,45	40,48	0,26
		угл.-окр.	51	49,19	0,83	9,36	0,49	39,92	0,25
		угл.-окр.	45	50,28	0,62	8,68	0,41	40,10	0,26
		угл.-окр.	37	48,66	0,77	8,39	0,35	40,87	0,28
		угл.-окр.	39	49,79	0,53	9,49	0,51	38,57	0,29
		угл.-окр.	38	49,21	0,35	7,9	0,4	41,22	0,23
3	р. Самальджикан	гекс.	4	48,49	0,32	9,78	0,62	25,97	0,23
		угл.-окр.	67	49,52	0,59	9,06	0,93	38,96	0,20
4	р. Улахан-Далдын	гекс.	7	49,41	0,70	9,52	0,51	37,82	0,23
		угл.-окр.	40	49,72	0,40	8,28	0,42	39,29	0,29
		угл.-окр.	30	48,81	0,44	8,94	0,42	39,56	0,25
5	р. Чимидикян	гекс.	19	51,40	0,66	9,76	0,43	37,34	0,33
		округл.	8	49,32	0,77	8,47	0,44	40,52	0,31
		угл.-окр.	44	49,24	0,45	9,37	0,49	38,30	0,24
		угл.-окр.	64	50,92	0,59	9,04	0,44	39,51	0,27
		угл.-окр.	63	50,24	0,47	9,28	0,44	39,40	0,27
		угл.-окр.	46	49,96	0,74	9,74	0,43	37,17	0,25
6	р. Улах-Юрэх	гекс.	11	50,06	0,28	8,74	0,52	40,13	0,31
		угл.-окр.	28	50,58	0,37	8,77	0,45	38,83	0,27
		угл.-окр.	23	49,04	0,46	8,04	0,31	40,75	0,26
		угл.-окр.	43	49,89	0,62	9,61	0,48	38,47	0,26

Примечание: гекс. — гексагональная форма, угл.-окр. — угловато-округлая, округл. — округлая.

сти — форма зерен должна хотя бы приближаться к гексагональной. Получение единичных зерен с подобными формами может быть следствием своеобразного обкалывания зерен, которая в результате износа будет напоминать гексагональную.

Довольно часто в россыпях в переменных количествах встречаются агрегатные пикроильмениты. Традиционно считается, что агрегатные пикроильмениты механически неустойчивы и наличие их может свидетельствовать о близости коренного источника. Однако механическая прочность агрегатных желваков во многом зависит от степени «сцепления» отдельных блоков. Пикроильмениты агрегатного строения, не затронутые выветриванием, достаточно прочны и механически устойчивы. В отдельных случаях они могут переноситься на значительные расстояния. При выполнении маршрутных работ в пределах ЯАП в современном аллювии отдельных водотоков (бассейны рек Хахчан и Кюленке, Муно-Тюнгский район)

нередко встречались пикроильмениты агрегатного строения со значительной степенью механического износа, вплоть до IV класса сохранности (рис. 3.39). По данным некоторых исследователей, пикроильменит с агрегатным внутренним строением устойчив к истиранию даже в коллекторах прибрежно-морского генезиса. Так, в морских отложениях позднетриасового возраста наблюдались зерна пикроильменита с агрегатным строением, изношенные до шариков [9 ф]. Таким образом, агрегатные зерна пикроильменита, не затронутые выветриванием, так же прочны, как и монокристальные. Однако химическое выветривание, ослабляя связи между субиндивидумами, снимает прочность агрегатных выделений пикроильменита, поэтому в древних шлиховых ореолах их количество резко снижается по сравнению с коренными источниками [2 ф].

Опыт проведения алмазопоисковых работ позволяет сделать вывод о том, что зерна пикроильменитов агрегатного строения являются не только результатом глубинного морфогенеза минерала, но могут образовываться и в экзогенных условиях, например в зоне метасоматоза под воздействием трапповых интрузий. Другими словами, природа агрегатного строения может быть вторичной. В одной из скважин Марха-Моркокинского междуречья (Далдыно-Алакитский район) из осадочного коллектора карбонового возраста был получен шлиховый материал, значительная часть кимберлитовых минералов которого (гранат, пикроильменит) при предварительном изучении по сокращенной схеме была отнесена к I классу сохранности. Присутствие МИК хорошей сохранности в повышенном количестве по сравнению с сопредельными скважинами предполагало наличие близлежащего коренного источника. Однако при детальном изучении минералов было отмечено, что часть зерен пикроильменита имела

Рис. 3.39. **Внешний вид агрегатных пикроильменитов с сильным механическим износом.** Бассейн р. Хахчан, Муно-Тюнгский район, кл. -4+1 мм

значительный мехизнос (рис. 3.40*а*), а пикроильмениты хорошей сохранности были представлены исключительно агрегатными зернами (рис. 3.40*б*). Среди гранатов преобладали трещиноватые, значительно измененные зерна (рис. 3.40*г*), представленные только одной цветовой гаммой — оранжевыми разностями (рис. 3.40*в*). При этом и на тех, и на других отсутствовали какие-либо следы магматической коррозии. Все это выглядело несколько необычным и вызывало определенные сомнения. Было отмечено, что совместно с агрегатными пикроильменитами, не имеющими следов механического износа (сильно колотые), присутствуют отдельные зерна с агрегатным строением, на которых сохранились незначительные участки с изношенной поверхностью. При раскалывании целых изношенных зерен пикроильменитов внутренняя их часть оказывалась агрегатной. При этом зерна раскалывались без значительного усилия. К тому же агрегатное строение также выглядело не совсем обычно: блоки были достаточно мелкими по размеру, на «гранях» агрегатных пикроильменитов из коллектора отмечался характерный блеск, отчего зерна больше напоминали мелкозернистую структуру, чем блочное строение (см. рис. 3.40*б*). На агрегатных пикроильменитах из кимберлитовых тел (см. рис. 2.12*б*) блоки обычно имеют более крупные размеры, кроме этого на большинстве из них присутствует тонкая матировка магматического происхождения. Все это указывало на то, что

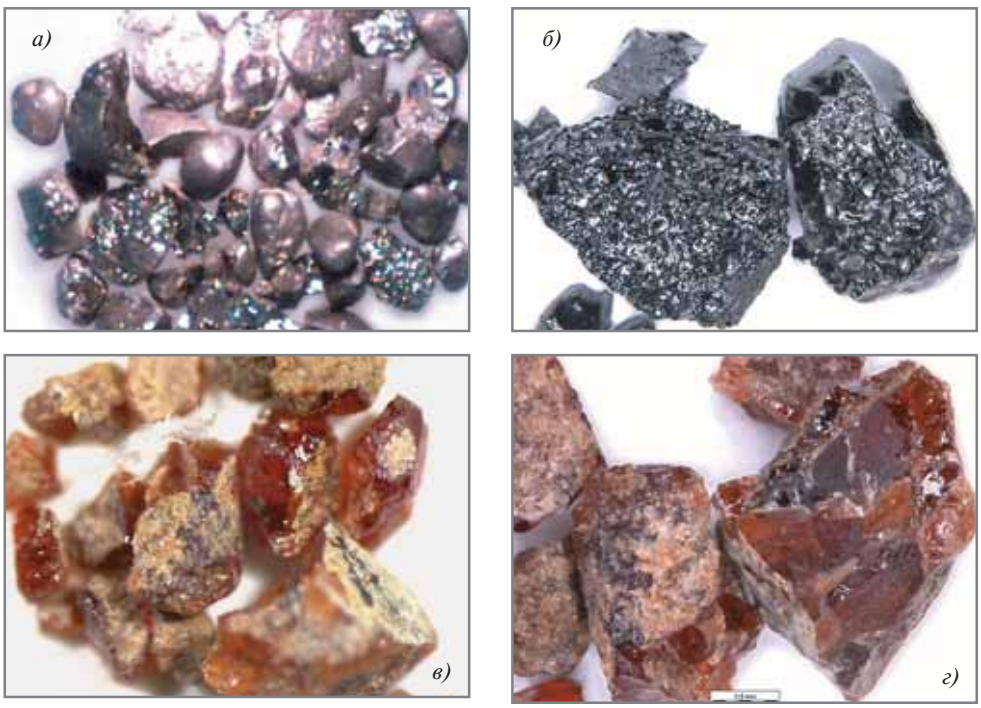


Рис. 3.40. **Внешний вид кимберлитовых минералов из зоны метасоматоза на контакте осадочного коллектора (песчаников) с трапповой интрузией (Алакит-Мархинское поле, скв. 524/3, инт. 145–147 м):**

а — общий вид зерен пикроильменита, кл. -0,5 мм;
б — зерна пикроильменита с вторичной агрегативностью;
в — общий вид гранатов, кл. -0,5 мм;
г — трещиноватые измененные зерна граната, кл. -0,5 мм

агрегирование зерен пикроильменитов из осадочного коллектора произошло уже после механического износа. Таким образом, снижение прочности агрегатных выделений пикроильмента в данном конкретном случае никак не связано с формированием кор выветривания.

На основной массе трещиноватых зерен гранатов отмечалось вещество светло-серого цвета (см. рис. 3.40*в*), которое присутствовало не только в поверхности зерен, но и распространялось вглубь по трещинам (см. рис. 3.40*г*). На поверхности некоторых зерен под данным веществом имела место тонкорельефная пирамидально-черепитчатая поверхность. Пирамидально-черепитчатый рельеф, как уже отмечалось, является конвергентным и реализуется в широком диапазоне условий, в том числе и в зоне метасоматоза. При электронно-зондовых исследованиях было установлено, что во внешней зоне гранатов имеет развитие хлоритоподобное вещество (мас.%: MgO — 2,6; Al_2O_3 — 13,9; SiO_2 — 38,5; TiO_2 — 0,1; CaO — 0,8; Cr_2O_3 — 0,1; MnO — 0,1; FeO — 8,2). Наличие хлорита также указывает на инконгруэнтный характер растворения гранатов под действием термальных растворов [17]. Сами зерна гранатов, несмотря на оранжевую окраску, по составу (мас.%: MgO — 20,3; Al_2O_3 — 21,3; SiO_2 — 41,4; TiO_2 — 0,9; CaO — 4,5; Cr_2O_3 — 0,6; MnO — 0,3; FeO — 11,2) относятся к низкохромистым титанистым альмандин-пиропам из равномернозернистых (часто катаклазированных) ильменитовых лерцолитов [41]. При анализе геологической обстановки в районе скв. 524/3 оказалось, что карбоновый коллектор имеет незначительную мощность, буквально первые метры, и сверху перекрыт интрузией траппов. Таким образом, было установлено, что ассоциация кимберлитовых минералов из скв. 524/3 была подвергнута метасоматическому воздействию на контакте осадочного коллектора с трапповой интрузией, и возникновение агрегатного строения зерен пикроильменитов является вторичным процессом, образовавшимся на месте, непосредственно в промежуточном коллекторе. Каких-либо отличительных особенностей в составах пикроильменитов с первичной и вторичной природой агрегатного строения не отмечено: по составу отдельные блоки как первых, так и вторых существенно не различаются между собой. Для агрегатных пикроильменитов из кимберлитовых тел лишь отмечается в отдельных случаях присутствие карбонат-серпентинового вещества между блоками (рис. 3.41*а*). Вместе с этим наблюдаются некоторые морфологические отличия в строении кристаллов, которые хорошо видны и на микроснимках. Так, первичное агрегатное строение выглядит контрастнее, с ярко выраженными блоками, с четкими межзерновыми границами (см. рис. 3.41*а*). На пикроильменитах с вторичной агрегативностью межзерновые границы проявлены нечетко, отдельные блоки просматриваются лишь в краевых частях зерна, в центральной части зерен они почти не проявляются (рис. 3.41*б*).

Таким образом, простое наличие в шлиховых ореолах неизношенных пикроильменитов агрегатного строения не может являться признаком наличия близрасположенных коренных источников. Требуется более детальное изучение морофологии и состава всей минеральной ассоциации. Следует также заметить, что агентами растворения в зоне взаимодействия геологического тела с трапповой интрузией служат термальные растворы [17]. В связи с этим не исключается возможность образования вторичного агрегатного строения пикроильменитов и в более широком диапазоне обстановок со схожими условиями, а именно в условиях метагенеза (начального эпигенеза) в складчатых областях. Исходя из этого, вполне возможно, что изношенные до шариков агрегатные пикроильмениты из прибрежно-морских осадков в районе Приверхоянского прогиба, о которых упоминалось выше [9 ф, 17], характеризуются вторичной природой агрегатного строения, приобретенной непосредственно в осадочном коллекторе уже после их износа, а именно в условиях метагенеза при формировании складчатости.

Как видим, несмотря на то, что пикроильменит наравне с гранатом явля-

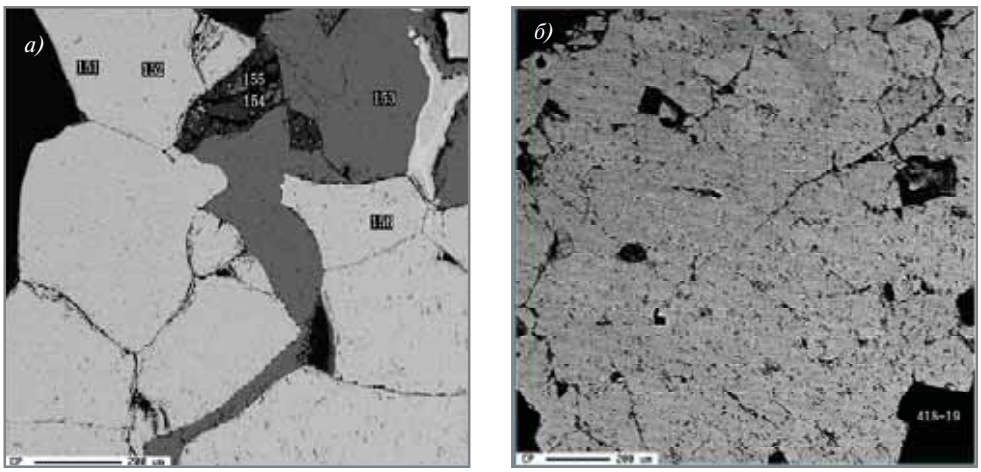


Рис. 3.41. **Пикроильмениты с первичной (*а*) и вторичной (*б*) агрегативностью на микроснимках**:
а — Толуопское поле, ан. 74/90 (151, 152, 156 — пикроильменит (светлое); 153, 155 — карбонат (серое); 154 — серпентин (темное));
б — Алакит-Мархинское поле, междуречье Марха-Моркока, скв. 524/3

ется одним из наиболее изученных минералов, многие вопросы относительно генезиса этого минерала и его отдельных морфологических особенностей остаются дискуссионными. Не ясно, имеет ли пикроильменит из кимберлита стадию идиоморфного роста, не выяснены причины, по которым выделения пикроильменита имеют и овальную форму [17]. Остается спорным механизм образования гексагональных табличек, имеющих широкое распространение в ореолах, и данный вопрос нуждается в дальнейшем изучении. Во всяком случае, псевдоогранение в результате истирания представляется не столь очевидным, учитывая к тому же возможность наличия таблитчатых форм и в кимберлитах, о чем упоминалось выше. Недостаточно изучены внутреннее строение этого минерала и его слоистость.

3.5. Хромшпинелид

Хромшпинелид является одним из наиболее важных минералов-индикаторов кимберлитов [78, 137, 17]. Однако в поисковых целях он используется ограниченно в связи с невысокими содержаниями в коренных источниках и по причине его полигенности. В ореолах кроме кимберлитов его источниками могут быть альпинотипные ультрабазиты, щелочные базальтоиды, пикриты, мелилититы, меймечиты, лампрофиры и др. [140]. Кроме этого хромшпинелиды известны в офиолитах, траппах, альнеитах, современных вулканах, метеоритах и хондритах, метаморфических породах [10 ф].

Источником хромшпинелида в кимберлитах являются ксенолиты деплетированных ультраосновных пород с уровня верхней мантии. Имеются основания предполагать, что железистый хромшпинелид относится к эклогитовым и пироксенитовым парагенезисам [17]. Источником низкохромистых шпинелидов являются шпинелевые и катаклазированные лерцолиты, пироксениты, вебстериты и алькремиты [26]. Хотя данный минерал является все же малораспространенным (по весу и объему), но, тем не менее, он встречается в кимберлитах практически постоянно. Содержание его в породе обычно является низким — от отдельных знаков до нескольких сотых долей процента к весу кимберлита, только в единичных случаях оно повышается до 0,3–0,5 % [90]. Повышенные содержания хромшпинелей характерны для тр. Айхал Алакит-Мархинского поля (0,56 г/л). Характерной особенностью

хромшпинелей, отличающей их от большинства других МИК, является отсутствие крупных индивидов: зерна крупнее 4 мм в поперечнике встречаются крайне редко, обычно их размер не превышает 1–2 мм [78]. Хромшпинелид в кимберлитах по степени идиоморфизма уступает только алмазу [109]. В. П. Афанасьевым выделяются три морфологических типа кристаллов (см. рис. 2.9): 1) октаэдры; 2) октаэдры, вершины и ребра которых притуплены множеством мелких граней (вициналями); 3) мириоэдрические кристаллы, оформленные массой мелких гранок и искривленных поверхностей, среди которых теряются грани октаэдра [17]. Следует добавить, что помимо данных форм в кимберлитах встречаются округлые кристаллы, а также зерна неправильной угловатой формы и остроугольные осколки, редко сростки октаэдров (рис. 3.42). Соотношения морфологических типов хромшпинелида в кимберлитовых телах существенно различаются, в связи с чем его морфологические особенности приобретают поисковое значение [136].

Хромшпинелиды в кимберлитовых концентратах характеризуются широкими вариациями состава: Al_2O_3 (1–58 мас.%), Cr_2O_3 (4–69 мас.%), TiO_2 (0,1–14 мас.%), FeO (10–26 мас.%), MgO (6–28 мас.%), магнетитового (1–36 мол. %) и ульвошпинелевого (0–34 мол. %) компонентов [17]. В кимберлитовых породах присутствует несколько генетических разновидностей хромшпинелидов, и трудно какой-либо из них достоверно приписать собственно кимберлитовое происхождение [78]. Выделяют две тенденции изменения состава хромшпинелидов: 1 — переменное взаимосвязное изменение Al_2O_3 и Cr_2O_3, обусловленное изоморфным замещением Al^{3+} и Cr^{3+}, при низкой постоянной примеси Fe_2O_3 и низком содержании TiO_2; 2 — низкое количество Al_2O_3 при переменном содержании Cr_2O_3, Fe_2O_3 и TiO_2 в связи с изоморфизмом между $Cr^{3+} – Fe^{3+}$ и Ti^{4+} [106]. Именно поэтому на бинарной диаграмме Cr_2O_3–Al_2O_3 хромшпинелиды образуют два четких тренда — перидотитовый вдоль линии хромит – алюмохромит – хромпикотит и пикритовый (хромит – ульвошпинель+магнетит), сочетание которых предложено называть кимберлитовым трендом, что является главным отличительным признаком кимберлитовых пород [140]. Основная масса хромшпинелидов в кимберлитовых породах представлена хромитами и алюмохромитами, в то время как для кимберлитоподобных пород типа пикритов и щелочных базальтоидов характерны более железистые и титанистые шпинелиды с пониженным содержанием хрома и магния, с существенной примесью ульвошпинелевого и магнетитового миналов.

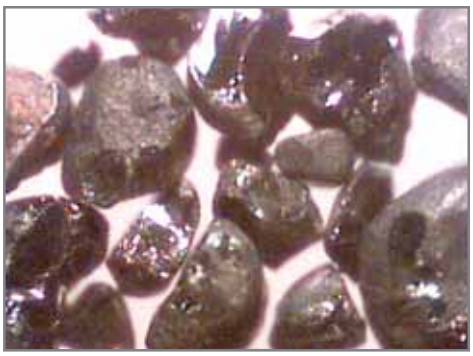


Рис. 3.42. **Внешний вид хромшпинелидов из кимберлитовой трубки Заполярная (Верхне-Мунское поле), кл. -1+0,5 мм**

Значение хромшпинелидов для прогнозирования алмазоносных кимберлитов исключительно велико, так как часть его кристаллизуется в поле термодинамической стабильности алмаза, что используется в качестве критерия алмазоносности кимберлитов [78, 111, 125, 137, 140, 164, 41]. Хромшпинелидам в ассоциации с алмазом, как правило, характерны высокие содержания Cr_2O_3 — более 62 мас.%, низкие примеси Al_2O_3 (< 7,5 мас.%), TiO_2 (< 0,5 мас.%), Fe_2O_3 и MnO. Именно такого состава хромиты в повышенных количествах отмечаются в алмазоносных трубках [120, 127]. Исходя из того, что в промышленно алмазоносных телах содержится от 16 до 28 % хромшпинелидов алмазной ассоциации от общего содержания хромитов в тяжелой фракции [10 ф], был предложен критерий оценки потенциальной алмазоносности коренных источ-

ников по наличию в шлиховых ореолах зерен алмазной ассоциации. Однако данные, полученные в последние годы, ставят под сомнение четкость типоморфизма хромитов из алмаза. Так, высокохромистые хромшпинелиды с содержанием более 62 мас.% Cr_2O_3 установлены в ультрабазитах Полярного Урала (до 65,92 мас.%), Корякского Нагорья (68,44 мас.%), Восточного Сахалина (63,05 мас.%), Индии (66,30 мас.%), Новой Каледонии (68,00 мас.%), Папуа — Новой Гвинеи (68,52 мас.%), Тасмании (68,83 мас.%), Южной Эфиопии (66,00 мас.%) и др., и даже в основных базальтах Западных Саян, в которых содержание Cr_2O_3 достигает 66,60 мас.% [66].

Для кимберлитов не характерно преобладание правильных остроребериых октаэдров среди хромшпинелидов, содержание которых колеблется от 12 до 31 %. Основное количество составляют зерна неопределенной формы (от 52 до 74 %), редко их содержание может достигать 80 % и более [16]. Поверхность зерен хромшпинелидов изменяется от гладкой блестящей (зеркальная поверхность) до матированной, реже шероховатой (см. рис. 2.6). Редко встречаются октаэдрические кристаллы хромшпинелидов, на корродированной поверхности граней которых расположены обратно параллельные гладкие блестящие треугольники (рис. 3.43*а*), а иногда треугольные впадины (рис. 3.43*б*), место и условия образования которых не вполне ясны.

Хромшпинелид химически устойчив и гипергенные изменения на зернах данного минерала проявляются слабо. При интенсивном выветривании теряется блеск кристаллов, зерна разрыхляются, могут образовываться редкие секущие трещины или развиваться микротрещиноватость с проявлением на сколах красноватых внутренних рефлексов [17].

Механически данный минерал также достаточно устойчив. Благодаря своей значительной твердости и химической стойкости хромшпинелид может переноситься на большие расстояния от коренного источника [122]. Исследования по оценке дальности переноса хромшпинелидов в зависимости от степени механического износа не проводились. Поэтому по классу сохранности хромшпинелидов трудно количественно определить пройденный ими путь. Можно лишь утверждать, что этот путь несоизмеримо больше пути, пройденного пиропом или пикроильменитом соответствующего класса сохранности. Тем не менее даже в аллювиальных отложениях встречаются сильно затертые зерна данного минерала, вплоть до IV класса сохранности, на которых полностью отсутствуют следы каких-либо первичных поверхностей (рис. 3.44). В прибрежноморских условиях зерна хромшпинелидов могут истираться до шариков без всяких признаков кристаллографической огранки. В процессе вызревания минеральной

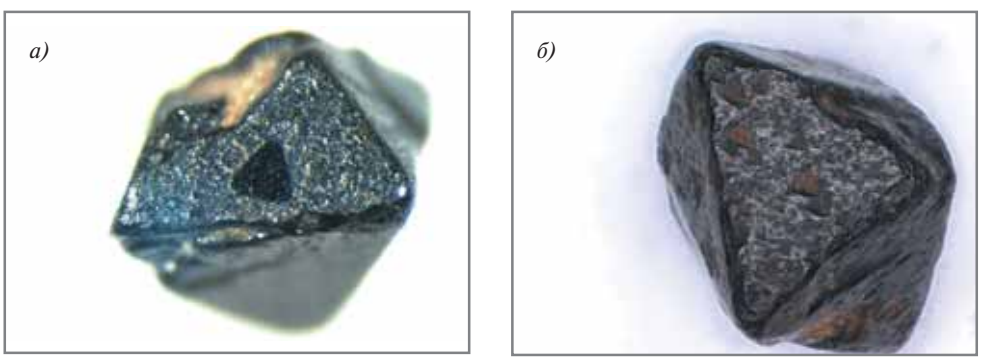


Рис. 3.43. **Октаэдрические кристаллы хромшпинелида из руслового аллювия р. Чимидикян:**
а — с гладким выпуклым треугольником на поверхности корродированной грани (кл. -0,5 мм);
б — с треугольными впадинами на изношенной поверхности грани (кл. -0,5 мм)

ассоциации происходит ее обеднение высокохромистыми хромшпинелидами, которые в химической и механической среде менее устойчивы, и обогащение низкохромистыми разностями [140].

Учитывая полигенность данного минерала, в осадочных коллекторах наряду с хромшпинелидом из кимберлитов могут встречаться шпинелиды и некимберлитового генезиса, которые ошибочно могут быть приняты за минерал-индикатор кимберлитов [16]. В пределах ЯАП известна специфическая разновидность хромшпинелидов, получивших по своему географическому местоположению название «курунгские» [16, 17]. Более 30 % данных зерен по химическому составу относится к алмазной ассоциации, в связи с чем предполагалось, что их источниками являются высокоалмазоносные кимберлитовые тела. Вместе с тем интенсивные поиски их коренных источников положительных результатов не дали. При дальнейшем изучении «курунгских» хромшпинелидов В. П. Афанасьевым было выяснено, что для них свойственно однообразие составов и наравне с повышенным содержанием хрома (> 57 мас.% Cr_2O_3) они характеризуются низкой титанистостью (< 0,5 мас.% TiO_2) и низкой глиноземистостью (в среднем 7–8 мас.% Al_2O_3). Для «курунгских» хромшпинелидов характерен ярко выраженный октаэдрический габитус кристаллов с преобладанием остроребер ных, островершинных форм. Однако в связи с дефектностью кристаллической решетки целостность кристаллов низкая и большинство из них имеют сколы. Из-за скелетного и полицентрического механизма роста грани обычно имеют слоистое строение, в результате на ребрах формируется штриховка, иногда наблюдается расщепление вершин. Для «курунгских» хромшпинелидов совершенно не характерны вицинали и отсутствуют признаки магматической коррозии [17]. Исходя из того, что по химическому составу «курунгские» хромшпинелиды схожи с хромшпинелидами из ультраосновных массивов (Кемпирсай, Чад и др.), а также идентичны им по морфологии, было высказано предположение, что источником

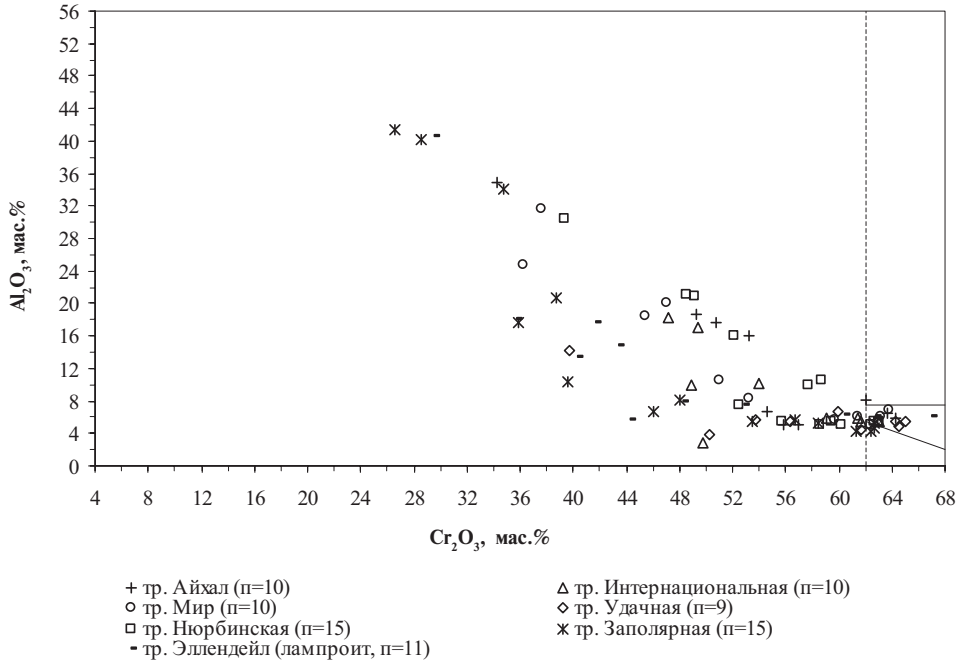
Рис. 3.44. **Общий вид хромитов из руслового аллювия.**
Бассейн р. Кюленке, Муно-Тюнгский район, кл. -1+0,5 мм

поступления хромитов «курунгского» типа в осадочные коллектора также являются ультраосновные массивы [16], не имеющие генетического родства с кимберлитами или лампроитами. Было предложено выделять два морфогенетических типа хромшпинелидов — «мантийный», свойственный кимберлитам, алмазоносным лампроитам и ксенолитам в них, и «коровый», характерный для ультраосновных массивов [16].

В связи со сложностью разбраковки по составу «коровых» и «мантийных» хромшпинелидов до сегодняшнего дня нередко предпринимаются попытки поисков кимберлитов по «ложным» хромитам.

Несмотря на однообразие состава, предыдущими исследователями не отмечалось существенных отличий по химизму типичных «курунгских» хромшпинелидов от кимберлитовых. Действительно, на традиционных бинарных диаграммах в координатах Cr_2O_3–Al_2O_3 поля «курунгских» и кимберлитовых хромшпинелидов перекрываются между собой (рис. 3.45). Однако отметим, что как типичные «курунгские» хромшпинелиды, так и хромшпинелиды из ультраосновных массивов ложатся преимущественно в перидотитовый тренд [140], тогда как для кимберлитовых хромшпинелидов в большинстве случаев характерно наличие двойного, кимберлитового, тренда, о чем упоминалось выше. Однако более наглядной и информативной для от-

а)



б)

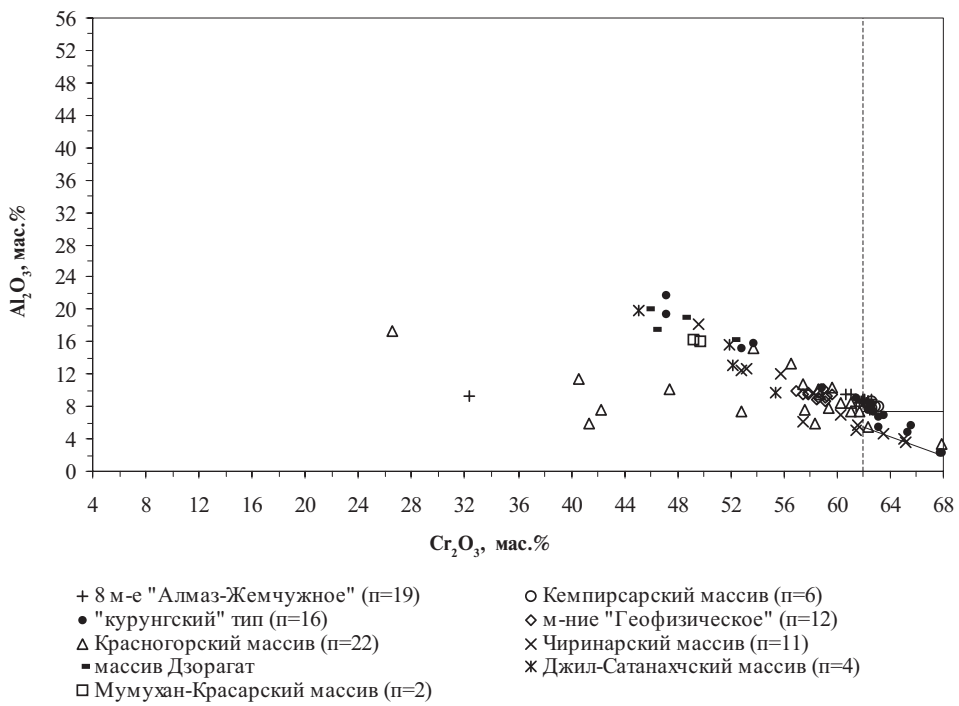


Рис. 3.45. **Диаграммы содержания Cr_2O_3–Al_2O_3 в хромшпинелидах:**
а — из кимберлитов и лампроитов;
б — из ультраосновных массивов и «курунгского» типа

личия хромшпинелидов различного генезиса является трехкомпонентная диаграмма в координатах Cr_2O_3–TiO_2–Al_2O_3 [147], которая позволяет более отчетливо уловить отличительные особенности хромшпинелидов из кимберлитов и лампроитов как от типичных «курунгских» [16], так и от разностей из массивов ультраосновных пород [121, 68] (рис. 3.46, 3.47). Хромиты из ультраосновных массивов, как и «курунгские», ложатся практически исключительно по оси Cr_2O_3 (см. рис. 3.47), составляя на данной диаграмме всего 0–1 % TiO_2 (одно зерно — 2 % TiO_2). Хромшпинелиды же из кимберлитов и лампроитов более равномерно распределяются в интервале значений 0–10 % для TiO_2, причем значительная их часть с 5–7 % и даже 15 % TiO_2 (см. рис. 3.46). Кроме этого, «курунгские» хромиты обладают более узким диапазоном содержания Cr_2O_3, и большинство зерен укладываются в интервал значений 77–97 % Cr_2O_3, тогда как у кимберлитовых он гораздо шире — 40–95 %. Такая же ситуация просматривается и по глинозему: максимальное количество точек «курунгских» хромитов содержат 0–23 % Al_2O_3, при единичных зернах не более 38 %. Хромшпинелиды кимберлитового (лампроитового) генезиса содержат до 50 % и более глинозема. Данные особенности состава могут использоваться как характерная отличительная черта «курунгских» и кимберлитовых хромшпинелидов. В целом применение треугольных диаграмм в координатах Cr_2O_3–TiO_2–Al_2O_3 может оказать некоторую дополнительную помощь в выяснении генезиса хромшпинелидов и избежать ошибок и, следовательно, дополнительных затрат при проведении поисковых работ на алмазы. Следует также отметить, что при совместном нахождении в осадочном коллекторе кимберлитовых и «курунгских» хромшпинелидов определить присутствие в конкретной минеральной ассоциации «курунгского» типа и отличить последние по химизму довольно сложно даже графически. Особенно в том случае, когда «курунгский» тип будет представлен единичными зернами. В этом случае выделить их из общей массы кимберлитовых минералов можно будет лишь по морфологии. Если основная масса хромшпинелидов будет представлена «курунгскими» разностями при незначительной примеси кимберлитовых (или даже наполовину), это сразу можно будет увидеть на графике, поскольку большинство анализов расположатся вдоль оси хрома. Данное обстоятельство, безусловно, должно насторожить, так как среди кимберлитовых хромшпинелидов непосредственно по оси Cr_2O_3 ложатся лишь единичные зерна. То есть и в этом случае, с большой долей вероятности, можно будет определить, что в конкретной выборке минералов присутствуют «курунгские» хромшпинелиды и сделать определенные выводы. К тому же следует иметь в виду, что «курунгские» хромшпинелиды, прошедшие интенсивную механическую обработку, по морфологии трудно будет диагностировать, так как в этом случае исчезнут, или снивелируются, некоторые важные их отличительные особенности (слоистые грани, штриховка по ребрам и т. д.). В этом случае типохимизм данного минерала будет являться основным критерием для его разбраковки. Как правило, хромшпинелиды «курунгского» типа встречаются самостоятельно и образуют ореолы, независимые от распространения МИК [16]. По этой причине применение треугольных диаграмм может оказать неоценимую услугу в определении генетической принадлежности данных хромшпинелидов и поможет избежать необоснованных дорогостоящих работ, связанных с поисками по «ложным» минералам-индикаторам кимберлитов. Так, например, на Чукша-Тангуй-Удинской площади (Муро-Ковинский район), в пределах которой строились определенные перспективы на поиски коренных источников алмазов, до настоящего времени не установленные в этом районе, имелись находки хромшпинелидов, в отношении которых высказывались сомнения касательно их генезиза. При нанесении составов хромшпинелидов данного района на тройную диаграмму в предложенных координатах, несмотря на незначительное количество анализов, ста-

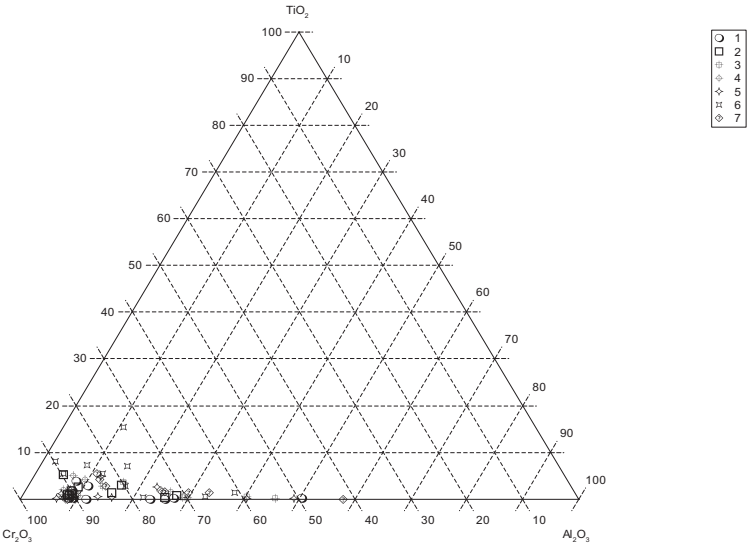


Рис. 3.46. **Положение фигуративных точек хромшпинелидов из кимберлитов и лампроитов:**
1 — тр. Айхал ($n = 10$); 2 — тр. Интернациональная ($n = 10$); 3 — тр. Мир ($n = 10$); 4 — тр. Удачная ($n = 9$); 5 — тр. Нюрбинская ($n = 10$); 6 — тр. Заполярная ($n = 10$); 7 — тр. Эллендейл-4 (лампроит, $n = 11$)

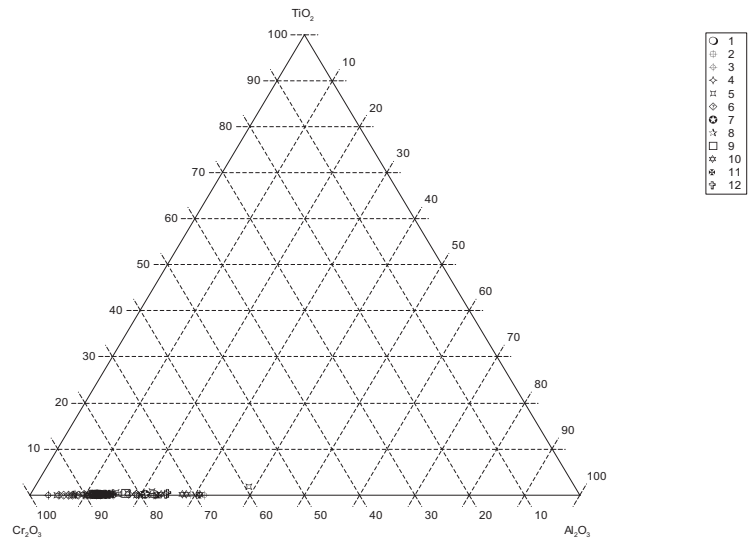


Рис. 3.47. **Положение фигуративных точек рудных хромитов некимберлитового генезиса:**
1 — месторождение «Алмаз-Жемчужное» ($n = 19$); 2 — Хромтау (Кемпирсайский массив, Южный Урал, $n = 6$); 3 — курунгский тип ($n = 16$); 4 — месторождение «Геофизическое-12» ($n = 12$); 5 — Красногорский массив (Корякия, $n = 22$); 6 — Чирынайский массив (Корякия, $n = 11$); 7 — Оспинский массив (Восточный Саян, $n = 1$); 8 — Среднетерсинский массив (Кузнецкий Алатау, $n = 2$); 9 — Войкаро-Сынньинский массив (Полярный Урал, $n = 2$); ультрамафиты Малого Кавказа: 10 — массив р. Дзорагат ($n = 4$); 11 — Джил-Сатанахачский массив ($n = 4$); 12 — Мумухан-Красарский массив ($n = 2$)

ло ясно, что данные хромиты относятся к «курунгскому» типу и никакого отношения к кимберлитам не имеют (рис. 3.48).

Несколько необычное положение на диаграмме Cr_2O_3–TiO_2–Al_2O_3 занимают хромшпинелиды из тр. Хоркич мезозойского возраста (Эвенкия), породы которой красноярскими геологами отнесены к кимберлитам (рис. 3.49). Имея минимальные содержания титана, они располагаются, почти как и «курунгские» хромиты, вдоль оси Cr_2O_3 (0–2 % TiO_2). Однако по содержанию хрома (40–70 % Cr_2O_3) и глинозема (30–60 % Al_2O_3) данные хромшпинелиды довольно резко отличаются как от «курунгских», так и от кимберлитовых, занимая особое положение. Исключение составляют единичные зерна, которые обособились от основной массы самостоятельным полем в интервале 80–90 % Cr_2O_3 и по положению фигуративных точек идентичны типичным кимберлитовым разностям. Учитывая нехарактерный для кимберлитовых пород состав данных хромшпинелидов, не исключено, что породы тр. Хоркич по своим петрохимическим параметрам могут существенно отличаться от типичных кимберлитов.

В последнее время создалась такая практика, когда к «курунгскому» типу стали относить хромшпинелиды только на основании их морфологических особенностей без учета состава, что не вполне правомочно. В россыпях северо-западного борта Вилюйской синеклизы (бассейны рек Линде, Кюлюнке, Хахчан, нижнего течения р. Муна и др.) имеют широкое распространение шпинелиды с набором морфологических признаков, характерных для «курунгских» хромитов, но резко отличающихся от них по составу. На тройной диаграмме Cr_2O_3–TiO_2–Al_2O_3 тренд распространения составов данных шпинелидов, назовем их «серкинским» типом (по водотоку, где первоначально был изучен их состав), идентичен кимберлитовому (рис. 3.50). При нанесении их составов на бинарную диаграмму в координатах $Cr/(Cr+Al)$–$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$, заимствованную из работы Р. Митчелла [161], где показано поле хромшпинелидов «курунгского» типа [16], оказалось, что поле составов шпинелидов «серкинского» типа гораздо шире поля «курунгских» хромшпинелидов (рис. 3.51). Часть анализов попадает в поле типичных кимберлитовых разностей и ксенолитов из кимберлитов. Отдельные анализы располагаются в пределах полей меймечитов, коматиитов и даже базальтов. Вместе с этим было отмечено, что среди «серкинских» хромшпинелидов практически полностью отсутствуют хромиты алмазной ассоциации [124], в то время как среди ассоциирующих с ними гранатов повсеместно встречаются разности алмазной ассоциации. Известно, что в кимберлитовых телах, содержащих минералы алмазных парагенезисов, процент хромшпинелидов алмазной ассоциации соизмерим с содержанием пиропов алмазоносного гарцбургит-дунитового парагенезиса, а зачастую и гораздо выше. Данное обстоятельство, учитывая их морфологические особенности, позволило предположить какой-то иной коренной источник данных шпинелидов, отличный как от кимберлитового, так и от «курунгского». Для «серкинских» шпинелидов в отличие от «курунгских» характерно повышенное содержание титана (до 9 мас.% TiO_2), нередко железа (до 42 мас.% $\sum FeO$), а также низкие и умеренные содержания хрома (обычно 28–56 мас.% Cr_2O_3) и алюминия (в среднем 8–9 мас.% Al_2O_3). На бинарной диаграмме Cr_2O_3–Al_2O_3 основная масса данных хромитов ложатся в так называемый пикритовый тренд по А. Д. Харькиву [140] (рис. 3.52, см. с. 114), расположенный вдоль оси хрома с изоморфизмом между Cr и Fe^{3+}, Ti. В отличие от них типичные «курунгские» хромшпинелиды, как уже отмечалось, ложатся преимущественно в перидотитовый тренд (см. рис. 3.45*б*). Пикритовый тренд, в общем-то, характерен и для кимберлитовых хромшпинелидов, в том числе и алмазоносных, но у кимберлитовых он, как правило, ультракороткий при безусловном преобладании перидотитового тренда. У «серкинских» хромшпинелидов пикритовый тренд гораздо шире, начинаясь от хромита и заканчиваясь в ульвошпинель-магнетитовой области.

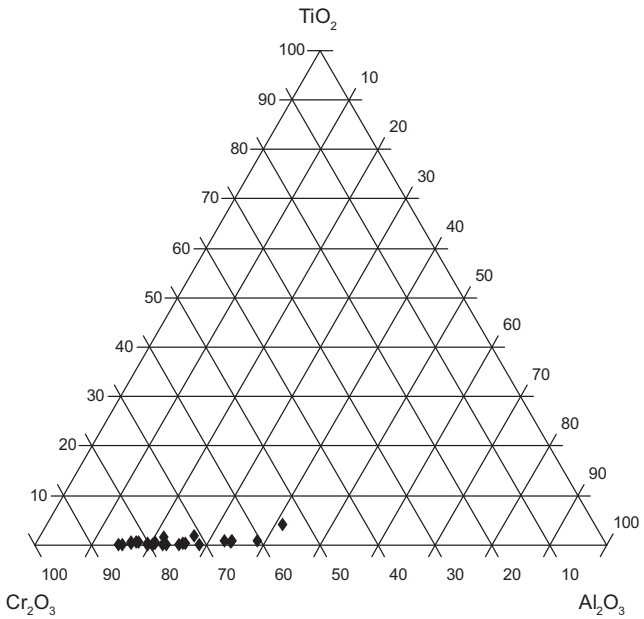


Рис. 3.48. **Составы хромшпинелидов Чукша-Тангуй-Удинской площади (*n* = 27)**

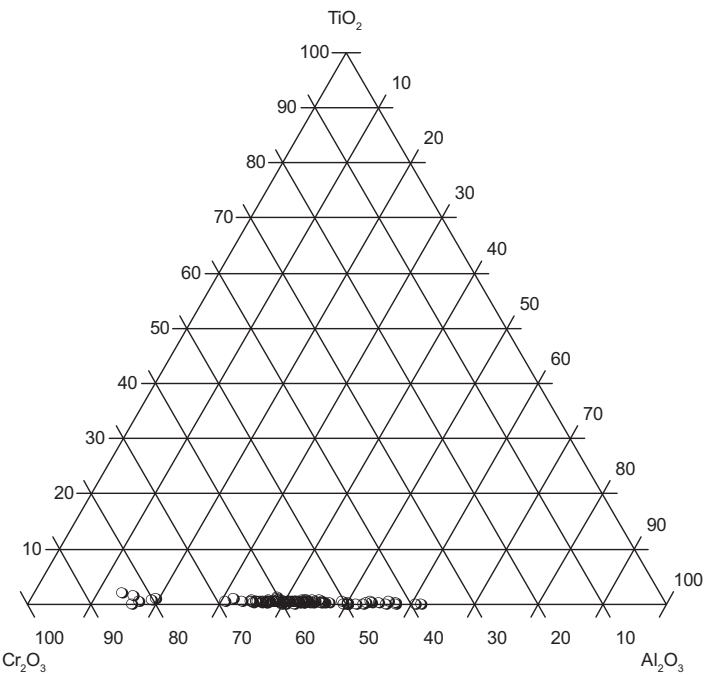


Рис. 3.49. **Составы хромшпинелидов из тр. Хоркич**
Тайгикун-Нембинское поле, Эвенкия, *n* = 103

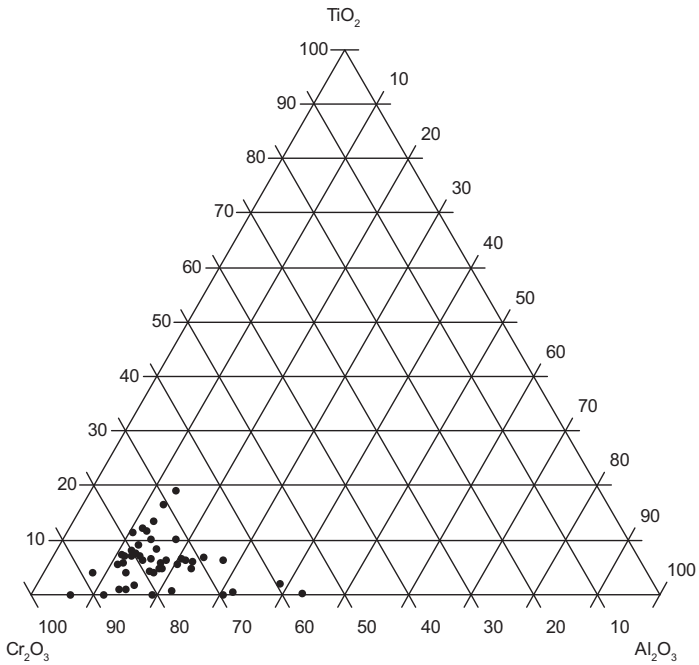


Рис. 3.50. **Положение фигуративных точек шпинелидов «серкинского» типа на трехкомпонентной диаграмме Cr_2O_3–Al_2O_3–TiO_2.**
Бассейн р. Серки, Муно-Тюнгский район, *n* = 33

И если одиночный перидотитовый тренд встречается у кимберлитов, в том числе и алмазоносных (тр. Нюрбинская), то одиночный пикритовый тренд не характерен для типичных кимберлитов, тем более алмазоносных. По составу, и в первую очередь по повышенному содержанию титана и железа, данные разности соответствуют ферришпинелям и аналогичны таковым из катаклазированных лерцолитов [17, 27], а более глиноземистые — из катаклазированных дунитов [137]. Однако ксенолиты катаклазированных ультрабазитов в кимберлитах чрезвычайно редки, к тому же сами хромшпинелиды в данных ксенолитах встречаются крайне редко [17]. На тройной диаграмме Al_2O_3–Cr_2O_3–Fe_2O_3+TiO_2 [27] «серкинские» ферришпинели в отличие от основной массы кимберлитовых хромшпинелидов, располагающихся вдоль ребра Cr_2O_3–Al_2O_3, ложатся вдоль стороны Cr_2O_3–Fe_2O_3+TiO_2 (рис. 3.53, см. с. 115). К тому же часть «серкинских» ферришпинелей характеризуется более высоким

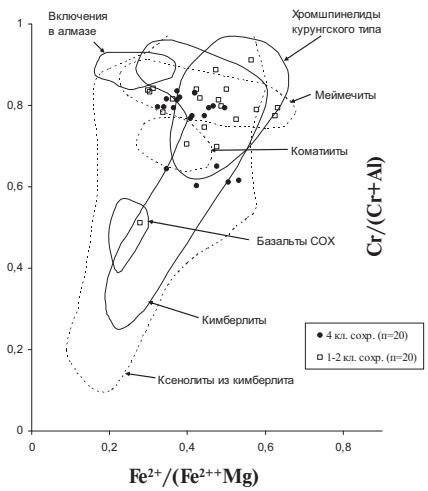


Рис. 3.51. **Положение фигуративных точек шпинелидов «серкинского» типа на бинарной диаграмме отношений $Cr/(Cr+Al)$–$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ по [16, 161].**
Бассейн р. Серки, Муно-Тюнгский район, *n* = 40

содержанием окисного железа и титана, в связи с чем на данной диаграмме значительная их часть выпадает за поля перидотитовых разностей. Аналогичное положение занимают микрокристаллические оксиды основной массы кимберлитов [74], кристаллизация которых происходит на заключительном этапе из остаточного расплава с повышенной железистостью при значительном уменьшении температуры и высоком окислительном потенциале. Такие шпинелиды не являются глубинными образованиями.

Однако следует отметить, что среди макрокристаллов шпинелидов из кимберлитовых концентратов, к примеру трубок Заполярная и Новинка Верхне-Мунского поля, присутствуют разности с повышенным содержанием ульвошпинели и магнетита, аналогичные «серкинским» феррихромитам. Но доля их среди общей массы кимберлитовых хромшпинелидов не превышает 20 %, составляя обычно всего 10–15 %. Среди «серкинских» шпинелидов доля таких феррихромитов по отдельным пробам колеблется от 80 до 100 %. В связи с чем предположение о катаклазированных ультрабазитах в качестве возможного источника «серкинских» ферришпинелей представляется маловероятным. Учитывая повышенную долю в «серкинских» шпинелидах ульвошпинелевого и магнетитового компонентов, их образование происходило при высоком окислительном потенциале и возрастании роли Fe^{3+} в системе, что, вероятнее всего, возможно при пониженных давлениях и, как следствие, на небольшой глубине. Таким образом, следует признать, что кристаллизация ферришпинелей «серкинского» типа скорее всего также осуществлялась в коровых условиях. Сравнительный анализ составов «серкинских» ферришпинелей с акцессорными шпинелидами из пород трапповой формации Сибирской платформы [101, 116] показал их значительное сходство. Так, для рудных шпинелидов из пород трапповой формации также характерны повышен-

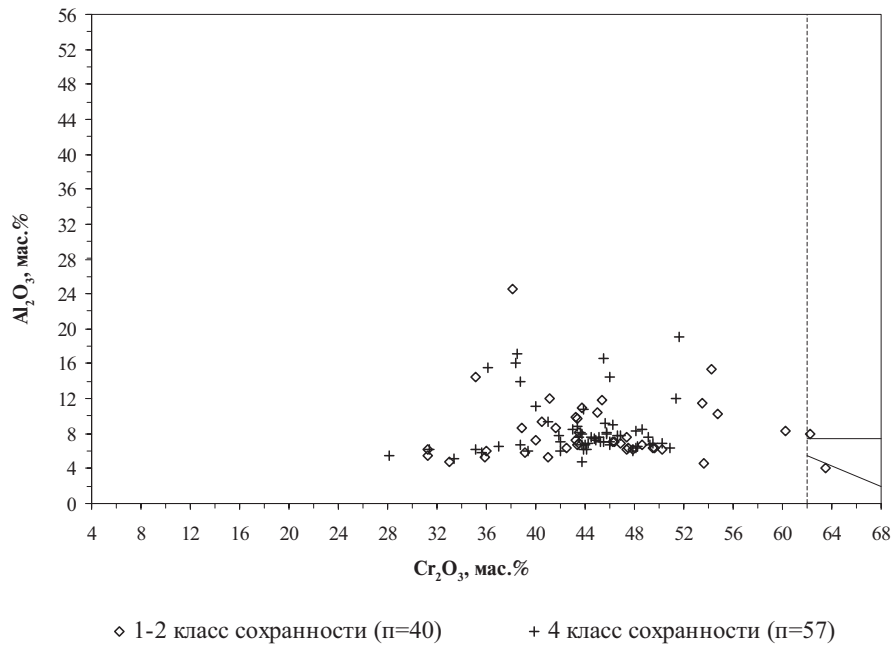


Рис. 3.52. **Диаграмма содержания Cr_2O_3–Al_2O_3 в шпинелидах «серкинского» типа с набором «курунгских» морфологических признаков.**
Муно-Тюнгский район, бассейны рек Серки, Кюленке

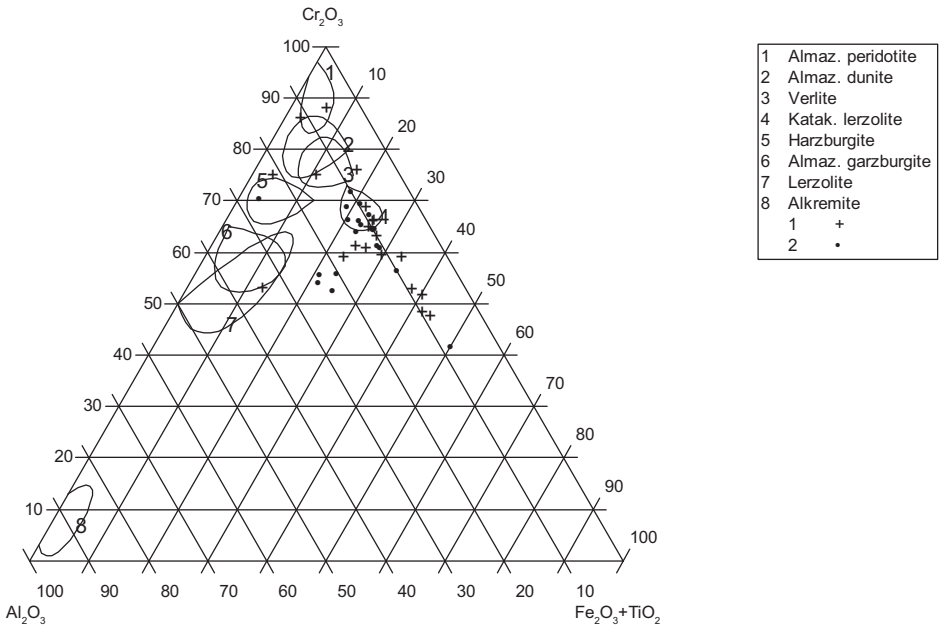


Рис. 3.53. **Положение фигуративных точек шпинелидов «серкинского» типа на трехкомпонентной диаграмме Al_2O_3–Cr_2O_3–Fe_2O_3+TiO_2 с полями по [27] с дополнениями автора** (р. Линдекит, Муно-Тюнгский район, пр. 1116, № 1 — I–II класс сохранности, n = 20; № 2 — IV класс сохранности, n = 20).

Поля составов:

1) из включений в алмазе и алмазоносных перидотитов;
2) из потенциально алмазоносных дунитов; 3) из верлитов;
4) из катаклазированных лерцолитов; 5) из гарцбургитов;
6) из потенциально алмазоносных гарцбургитов;
7) из равномерно-зернистых лерцолитов; 8) из алькремитов

ные содержания титана и железа. В связи с чем на бинарных диаграммах Cr_2O_3–Al_2O_3 и на тройных диаграммах в координатах Al_2O_3–Cr_2O_3–Fe_2O_3+TiO_2, Cr_2O_3–TiO_2–Al_2O_3 распределение их составов схоже с распределением типичных кимберлитовых разностей (рис. 3.54). Исходя из этого не исключено, что источником основной массы ферришпинелей «серкинского» типа являются породы основного состава, в том числе и кимберлитоподобные (типа трубок щелочных базальтоидов), учитывая их сходство по отдельным параметрам с кимберлитовыми разностями. Примером таких кимберлитоподобных пород может являться Курханское проявление Приморья [82], имеющее также схожий состав шпинелидов с «серкинскими». Аналогичный состав отмечался А. Д. Харькивым у шпинелидов из концентратов трубок пикритовых брекчий Зимнего Берега [140], имеющих более широкое распространение, чем кимберлитовые трубки в восточной части поля, в частности из тр. Октябрьская, основная масса которых также располагается в пикритовом тренде. Ферришпинели подобного состава отмечаются в телах кимберлитоподобных пород целого ряда полей Приенабарья, о чем упоминалось выше. Феррихромиты, похожие по составу на «серкинские», присутствуют в щелочно-ультраосновных породах Уджинского поднятия, на Эбеляхской площади они ассоциируют с МИК в карбоновых конгломератах, составляя 80 % общего количества шпинелей [10 ф].

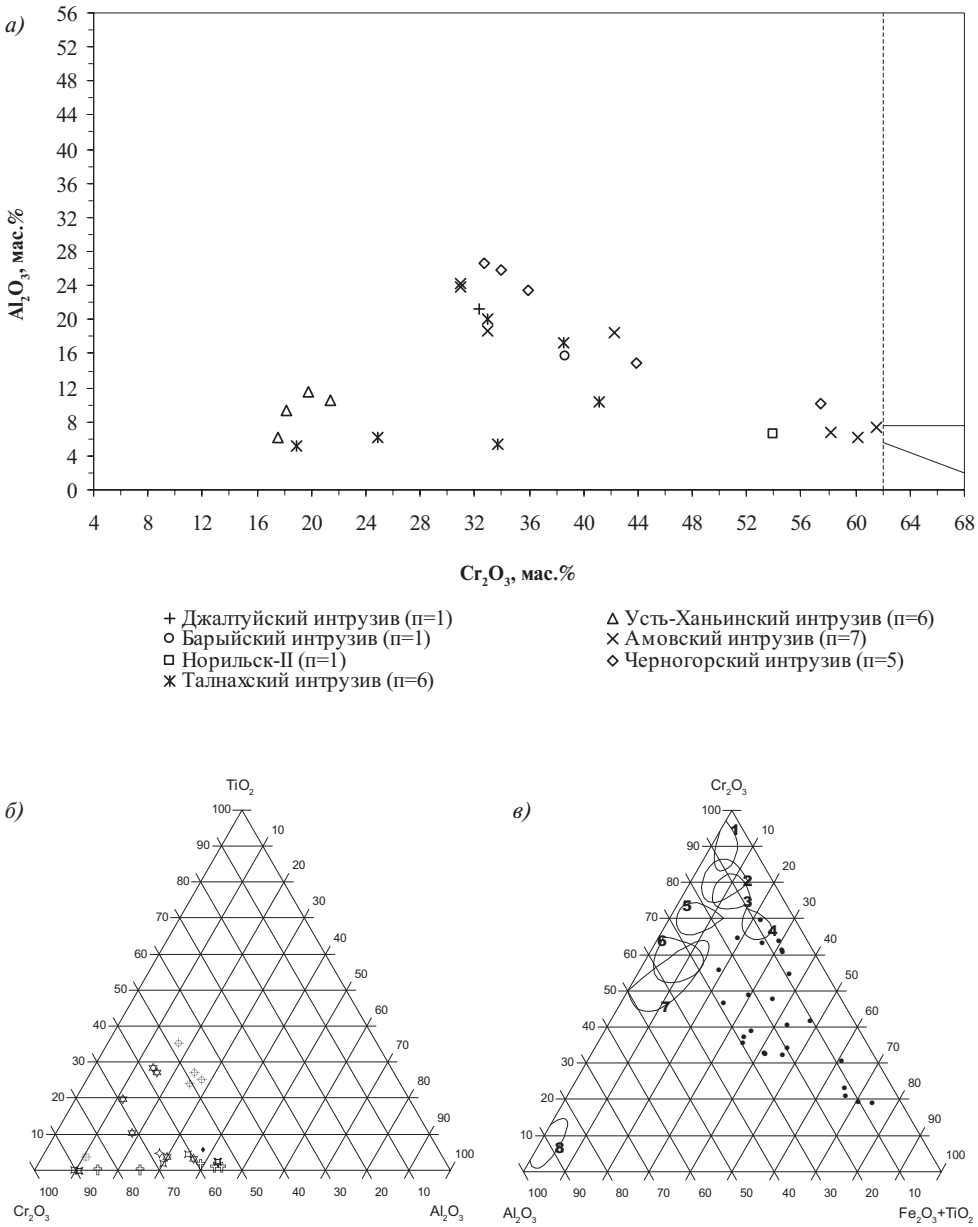


Рис. 3.54. **Положение фигуративных точек шпинелидов из пород траппoвой формации:**
а — на бинарной диаграмме Cr_2O_3–Al_2O_3;
б — на тройной диаграмме Cr_2O_3–TiO_2–Al_2O_3;
в — на тройной диаграмме Al_2O_3–Cr_2O_3–Fe_2O_3+TiO_2
(условные обозначения см. рис. 3.53)

Шпинелиды с пикритовым трендом на диаграмме Cr_2O_3–Al_2O_3 встречаются и в современном аллювии ряда водотоков ЯАП, например в бассейнах рр. Молодо, Сололи, Усунку и др., однако не в массовых количествах. Вместе с этим ни в одном из тел Западно-Укукитского поля, в пределах которого для отдельных трубок титаномагнетиты не являются редкостью, ферришпинели подобного состава не встречены.

Таким образом, следует очень осторожно относиться к феррихромитам «серкинского» типа как к минералам-индикаторам кимберлитов, поскольку, скорее всего, данная разновидность, как и «курунгский» тип, имеет некимберлитовый генезис и может играть роль «ложных» индикаторов кимберлитов. Вместе с этим существенные различия по составу «серкинских» ферришпинелей, по сравнению как с типичными «курунгскими» хромшпинелидами, так и с хромитами из ультраосновных массивов, предполагают совершенно иной тип их коренного источника. С другой стороны, «серкинские» ферришпинели могут свидетельствовать о наличии на площади кимберлитоподобных тел, что может являться косвенным признаком возможного присутствия и традиционных кимберлитовых пород. Однако прямым поисковым признаком последних могут являться лишь традиционные глубинные минералы кимберлитов, такие как гранат и пикроильменит, или хромшпинелиды с типичным кимберлитовым составом и морфологией.

Из основных отличительных особенностей составов «мантийных» хромшпинелидов из кимберлитов (лампроитов) и «коровых» шпинелей «курунгского» и «серкинского» типов следует отметить следующее:

1) для кимберлитовых хромшпинелидов «мантийного» генезиса характерно значительное разнообразие составов с наличием в большинстве своем двойного (перидотитового и пикритового) тренда на бинарной диаграмме Cr_2O_3–Al_2O_3; расположение на трехкомпонентной диаграмме Cr_2O_3–TiO_2–Al_2O_3 в области с содержанием до 10–15 % TiO_2, 40–95 % Cr_2O_3 и до 50 % и более глинозема;

2) для «коровых» хромшпинелидов «курунгского» типа, источниками которых являются предположительно ультраосновные породы некимберлитового генезиса, характерно однообразие состава с наличием в большинстве своем одиночного перидотитового тренда на бинарной диаграмме Cr_2O_3–Al_2O_3; повышенная хромистость (> 57 мас.% Cr_2O_3), низкая титанистость (< 0,5 мас.% TiO_2) и низкая глиноземистость (в среднем 7–8 мас.% Al_2O_3); расположение на трехкомпонентной диаграмме Cr_2O_3–TiO_2–Al_2O_3 в поле с содержанием < 1 % TiO_2, > 75 % Cr_2O_3 и < 40 % Al_2O_3;

3) для «коровых» ферришпинелей «серкинского» типа, источниками которых являются предположительно породы основного состава, в том числе и кимберлитоподобные, характерно однообразие состава с наличием в большинстве своем одиночного пикритового тренда на бинарной диаграмме Cr_2O_3–Al_2O_3 вдоль линии хрома по тренду хромит – ульвошпинель+магнетит, что, безусловно, является их типоморфным признаком; пониженная хромистость (28–56 мас.% Cr_2O_3) и глиноземистость (8–9 мас.% Al_2O_3), высокая титанистость (до 9 мас.% TiO_2) и повышенное содержание суммарного железа (до 42 мас.%), что обусловливает высокое содержание ульвошпинелевого и магнетитового компонентов; расположение на тройной диаграмме Al_2O_3–Cr_2O_3–Fe_2O_3+TiO_2 вдоль стороны Cr_2O_3–Fe_2O_3+TiO_2 с «выпадением» за поля перидотитовых разностей.

Приведенные выше сведения позволяют констатировать, что кимберлитовые хромшпинелиды «мантийного» генезиса довольно уверенно отличаются от «коровых» шпинелей «курунгского» и «серкинского» типов по составу. Показанные критерии отличия предоставляют возможность разбраковывать «ложные» минералы-индикаторы кимберлитов. Как видим, совместное использование особенностей состава и морфологии минералов помогают трактовать их генезис. Поэтому не следует, видимо, игнорировать химизм хромшпинелидов и рассматривать морфологию минерала отдельно от его состава, как и наоборот. Диагностика хромшпи-

нелидов только по морфологии кристаллов и на этом основании отнесение их к «курунгскому» типу не может считаться достоверной без детального исследования состава.

Несмотря на все приведенные выше сведения, следует признать, что состав хромшпинелидов еще недостаточно используется для типизации и идентификации шлиховых ореолов. Не совсем ясно, как переносится минерал в аллювии и как меняется при этом его сохранность. Есть определенные вопросы в отношении генезиса некоторых форм микрорельефа. Не до конца ясен и генезис первоисточников так называемых «курунгских» и «серкинских» шпинелидов. Все отмеченные вопросы требуют дополнительных исследований и решения. Кроме этого, учитывая полигенность данного минерала, хромшпинелиды могут играть также роль «ложных» минералов-индикаторов кимберлитов, что необходимо учитывать. Стоит признать, что проблема «ложных» минералов кимберлитов сегодня стоит достаточно остро, поэтому при производстве поисковых работ необходимо комплексное изучение морфологии и состава данного минерала и более корректная интерпретация полученных данных.

3.6. Магнетит

Магнетит довольно широко распространен в кимберлитовых породах ЯАП и в выделениях различной формы входит в состав основной массы, участвует в строении псевдоморфоз по первичным минералам, а также образует гидротермальные прожилки и гнезда [22, 52, 104]. Например, нередко магнетит (титаномагнетит) развивается по пикроильмениту, образуя каймы по периферии зерен, и данное замещение имеет реакционный генезис [3, 43, 151]. Основное же его количество находится в виде мелких выделений (сотые доли миллиметра), тонкораспыленных в основной массе кимберлитов [54]. Более крупные зерна магнетита имеют неправильную угловатую форму размером до нескольких миллиметров, часто образуют тесные срастания с породой [1]. Отмечаются крупные агрегаты радиально-лучистого строения или почковидные натечные образования. Иногда встречаются крупные одиночные кристаллы или друзы из кристаллов октаэдрического габитуса. К примеру, в трубках Верхне-Мунского поля встречаются прожилки магнетита мощностью до 1 см, а в тр. Зарница Далдынского поля наблюдались друзы магнетита размером до 3–5 см.

Магнетит в кимберлитах, как правило, имеет вторичное происхождение [43, 52] и практически не содержит Cr, Ti, Ni при минимальной примеси Mg [22, 49]. Специальные исследования показали, что образование его происходит при относительно низких термобарических параметрах среды в постмагматическую стадию изменения пород [54]. Количество магнетита в кимберлитовых телах довольно широко варьирует и зависит как от первоначального содержания железа в кимберлитовом расплаве, физико-химических условий его кристаллизации, так и от степени и характера вторичного преобразования кимберлитов [106]. Не исключается и ксеногенная природа магнетита, причем источниками его предполагаются породы как корового субстрата, так и более глубинного эклогитового парагенезиса [42]. Помимо типичных кимберлитов, магнетит характерен для кимберлитоподобных пород. Наравне с кальцитом и апатитом магнетит является самым распространенным минералом в карбонатитах [2].

Наибольший интерес в практическом плане вызывают крупные выделения магнетита из кимберлитов — моно- и полиминеральные прожилки и желваки. По составу, согласно литературным данным [106], такие выделения минерала относятся к беспримесному стехиометрическому, в той или иной степени маггемитизированному магнетиту. Имеются сведения, что кимберлитовый магнетит и трапповый титаномагнетит резко различаются по температурам Кюри — 560–570 и 500–520 °С соответственно [71, 106, 109], что предоставляет возможность изучения магнитных свойств тяжелых фракций шлихов экспрессным методом термомагнитного анализа.

Следует отметить, что среди кимберлитовых тел нередко встречаются трубки с довольно высоким содержанием магнетита. Но особенно высокими концентрациями данного минерала отличаются трубки Бабье Лето, Галенитовая и Рока Западно-Укукитского кимберлитового поля, в которых содержание магнетита достигает нескольких десятков килограмм на тонну. В кимберлите из тр. Бабье Лето в пробе объемом 20 литров содержится до 10–12 тысяч зерен данного минерала. Отличительной особенностью магнетита из вышеназванных тел является его размер: крупные изометричные выделения размером до 1 см, внешне очень похожие на пикроильменит (рис. 3.55). Значительная часть зерен имеет первичные, преимущественно матированные, поверхности, аналогичные развитым на пикроильменитах. Очень редко на зернах магнетита наблюдалась своеобразная каплевидная поверх-

Рис. 3.55. **Внешний вид магнетита из кимберлитовой тр. Бабье Лето, кл. -8+4 мм**

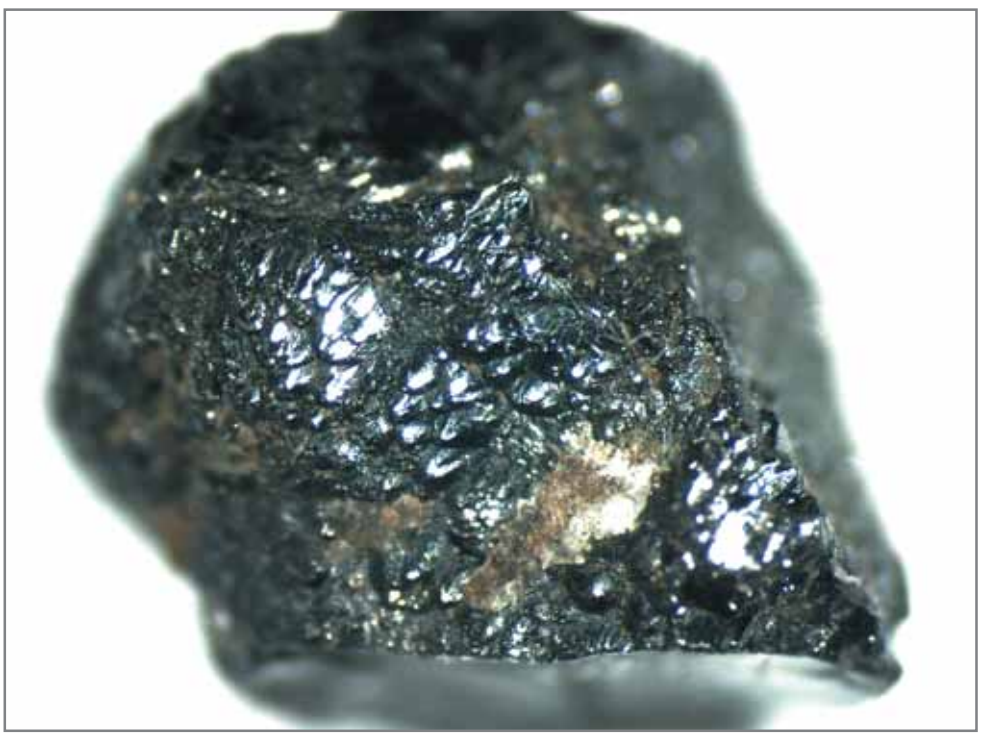


Рис. 3.56. **Магнетит с каплевидной поверхностью из тр. Бабье Лето, Западно-Укукитское поле, кл. -4+2 мм**

ность (рис. 3.56), которая ранее отмечалась только на гранатах. Внимательное изучение данной поверхности на магнетитах показало, что это не натечные формы, а типичный каплевидный рельеф растворения, аналогичный кубоидному типу растворения на гранатах, образование которого осуществляется в гипергенных условиях. Генезис образования подобного рельефа на магнетитах не вполне понятен и требует выяснения. Не исключено, что его формирование также осуществляется в коре выветривания, учитывая равную, относительно невысокую, химическую устойчивость гранатов и магнетитов.

Примечательно, что в полевых условиях магнетит от пикроильменита зачастую можно отличить визуально лишь по магнитным свойствам первого (вращает стрелку компаса). В отдельных телах (тр. Галенитовая, ан. 205/78) магнетит преобладает в тяжелой фракции шлихов, кроме которого установлены лишь единичные зерна пикроильменита.

В кимберлитовых телах Западно-Укукитского поля магнетит представлен всеми гранулометрическими классами в интервале от -8+4 мм до +0,3 мм. В тр. Бабье Лето по гранулометрии преобладают зерна из класса -8+4 мм (более 50 мас.%) при подчиненном количестве зерен класса -4+0,3 мм. Форма зерен угловатая и угловато-округлая. Большинство зерен колотые, излом плоскораковистый. Часть сколов являются первичными с тонкоматированным рельефом. На отдельных зернах наблюдается иризация в виде розовато-синего отлива на свежих сколах. На значительной части зерен, как правило менее колотых, наблюдается первичный микрорельеф. В основном это тонко- и грубоматированные поверхности, которые хорошо видны на отдельных зернах из рис. 3.55. Реже отмечается мелкошероховатая и даже бугорчатая поверхность.

Химический состав магнетитов из тр. Бабье Лето приведен в табл. 3.5. Для магнетитов характерны устойчивые примеси магния, хрома и титана. Содержания MgO колеблются от 1,33 до 2,11 мас.%, составляя в среднем 1,67 мас.%, что сопоставимо с содержанием магния в обычных кимберлитовых магнетитах низкотемпературного гидротермального генезиса [22, 52]. В то же время отмечаются несколько повышенные по сравнению с гидротермальным магнетитом содержания TiO_2 (в среднем 4,39 мас.%), а также пониженные — MnO (в среднем 0,19 мас.%) и Al_2O_3 (в среднем 0,04 мас.%). Кроме того, иногда в магнетитах наблюдаются повышенные содержания Cr_2O_3, достигающие 2,61 мас.%. Такое содержание хрома является достаточно высоким даже для кимберлитовых пикроильменитов. Хотя известны случаи, когда в титаномагнетитах из реакционных кайм, развивающихся по зернам пикроильменитов, содержание хрома значительно выше, чем в самих пикроильменитах [151], о чем упоминалось выше. Таким образом, по составу данный минерал более соответствует титаномагнетиту.

Пересчет минального состава показал, что преобладающим компонентом является магнетит (Fe_3O_4), содержание которого колеблется в отдельных зернах от 73,8 до 86,5 %, составляя в среднем 77,4 %. Кроме этого отмечается относительно высокое содержание ульвошпинелевого (Fe_2TiO_4) и магнезиоферритового ($MgFe_2O_4$) миналов, содержание которых в среднем составляет 12,4 и 8,5 % соответственно. В виде незначительной примеси отмечается присутствие магнезиохромита ($MgCr_2O_4$) — до 3,86 %, якобсита ($MnFe_2O_4$) — до 0,99 %, а в отдельных зернах вюстита (FeO) — до 1,76 % и шпинели ($MgAl_2O_4$) — до 0,39 %. При этом полностью отсутствуют ильменитовая и гематитовая составляющие. Отметим, что шпинелевый минал отмечается только в тех зернах, где зафиксирована, соответственно, примесь глинозема (табл. 3.5).

Одно зерно магнетита из тр. Бабье Лето было подвергнуто более детальному исследованию. В частности, было изучено его внутреннее строение и выполнено шесть электронно-зондовых определений состава по диаметру зерна (через 150 мкм). При просмотре изображения зерна в отраженных электронах с вещественным кон-

трастом установлено, что зерно является гомогенным, имеет однородное строение и никаких иных минеральных фаз или структур распада твердого раствора не зафиксировано (рис. 3.57). Видимая шероховатость поверхности зерна связана с его грубой полировкой и значительным увеличением. Результаты электронно-зондовых определений через центр зерна (от края к краю) приведены в табл. 3.6.

По составу данное зерно практически не отличается от других зерен, анализы которых приведены в табл. 3.5, особенно от анализов № 21–27. Индивидуальная особенность данного зерна — минимальная примесь хрома. Из табл. 3.6 видно, что зерно отличается удивительным постоянством состава. Едва выражена зональность по Cr_2O_3, TiO_2 и MgO: в центральной части зерна этих примесей меньше.

Таблица 3.5

Химический состав магнетитов из кимберлитовой тр. Бабье Лето (Западно-Укукитское поле)

№ п/п	MnO	Cr_2O_3	MgO	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	Fe_2O_3	FeO (общ.)	Сумма
1	0,15	0,64	1,67	0,1	0,02	5,34	33,23	58,22	85,62	93,54
2	0,13	0,54	1,69	0,09	0,07	5,19	33,08	58,63	85,84	93,54
3	0,16	0,96	1,61	0,02	0	5,17	32,69	57,59	84,51	92,44
4	0,15	0,42	1,65	0	0,03	5,13	32,73	58,63	85,49	92,87
5	0,29	0,02	1,46	0	0	1,74	30,09	66,34	89,79	93,3
6	0,2	0,01	1,35	0	0	2,96	31,45	63,87	88,92	93,44
7	0,18	0,02	1,59	0,03	0,06	4,56	32,66	60,79	87,36	93,8
8	0,17	0,07	1,66	0,02	0	5,15	33,03	59,6	86,66	93,74
9	0,19	0,02	1,33	0,05	0	4,26	32,66	61	87,55	93,4
10	0,16	0,12	1,57	0,1	0	4,7	32,91	60,27	87,15	93,79
11	0,16	0,02	1,55	0	0	4,21	32,43	61,74	87,99	93,94
12	0,15	0,27	1,73	0,04	0,05	5,34	33,01	58,64	85,78	93,36
13	0,21	0,07	1,49	0,03	0	3,54	31,76	62,62	88,1	93,44
14	0,15	0,91	1,68	0,07	0,05	5,3	33,04	57,83	85,07	93,24
15	0,17	0,06	1,6	0	0	4,7	32,58	60,26	86,81	93,35
16	0,31	2,61	1,9	0	0	3,59	31,21	60,49	85,64	94,04
17	0,17	0,23	1,41	0	0	3,23	31,91	63,76	89,28	94,32
18	0,19	0,01	1,59	0,02	0	5,27	33,16	59,24	86,47	93,56
19	0,28	0,02	1,36	0	0	1,69	30,13	66,21	89,71	93,07
20	0,16	0,68	1,64	0,02	0,12	5,45	33,41	58,32	85,89	93,96
21	0,24	0	2,11	н. о.	0,11	4,85	32,84	62,33	88,92	96,22
22	0,2	0	2	н. о.	0,07	4,85	32,9	62,01	88,7	95,82
23	0,19	0,04	1,92	н. о.	0,08	4,89	33,14	61,99	88,92	96,04
24	0,18	0,05	1,86	н. о.	0,08	3,41	31,85	64,76	90,13	95,71
25	0,16	0,15	1,49	н. о.	0,18	5,37	34,34	60,67	88,93	96,27
26	0,17	0	2,1	н. о.	0,07	5,05	32,96	61,67	88,45	95,83
27	0,19	0,03	1,96	н. о.	0,07	3,7	32,12	64,64	90,28	96,22
Мин.	**0,13**	**0**	**1,33**	**0**	**0**	**1,69**	**30,09**	**57,59**	**84,51**	
Макс.	**0,31**	**2,61**	**2,11**	**0,1**	**0,18**	**5,45**	**34,34**	**66,34**	**90,28**	
Средн.	**0,19**	**0,29**	**1,67**	**0,03**	**0,04**	**4,39**	**32,49**	**61,19**	**87,55**	

Примечание. Анализы 1–20 выполнены в ЯИГН СО РАН г. Якутска, аналитик С. К. Попова; анализы 21–27 в ЦАЛ БГРЭ г. Мирного, аналитик А. С. Иванов; закисное и окисное железо расчетные.

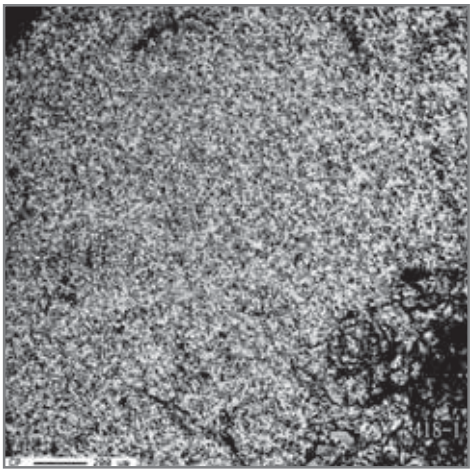


Рис. 3.57. **Микрофотография зерна магнетита из тр. Бабье Лето в режиме фазового контраста** (масштабная линейка в микронах)

Несколько зерен магнетита из трубки Бабье Лето, анализы по которым представлены в табл. 3.5 (ан. 21–27), были подвергнуты дифференциальному термомагнитному анализу (ДТМА) [31]. Наиболее характерные термомагнитные кривые приведены на рис. 3.58–3.59. Из них видно, что температура Кюри исследованных магнетитов лежит в пределах 480–520 °С. Данная температура заметно отличается от температуры Кюри чистого стехиометрического магнетита (580 °С) [38, 96]. В то же время температура Кюри магнетитов из тр. Бабье Лето отличается от таковой и для вторичного кимберлитового магнетита (560–570 °С), приближаясь к температуре Кюри этого минерала из траппов (500–520 °С) [38, 71, 98, 106, 109]. Известно, что температура Кюри, как и размеры элементарной ячейки, зависит от состава твердого раствора [113]. Смещение температуры Кюри в область более низких температур, по-видимому, объясняется наличием ульвошпинелевой компоненты в составе данного минерала. Кроме этого, на термомагнитной кривой первого нагрева отмечаются дополнительные характеристические участки в областях 90, 160, 515 °С (см. рис. 3.58) и 80, 180, 220, 490 °С (см. рис. 3.59). Данные дополнительные участки могут служить отличительным признаком кимберлитовых титаномагнетитов от трапповых. Их появление связано с присутствием различных фаз и изоморфных примесей в кристаллической структуре минерала [38] и в первую очередь, очевидно, с примесями хрома. Незначительная амплитуда этих участков (графики ТМА) может свидетельствовать о невысоком содержании изоморфных примесей в основной фазе — магнетите, что подтверждается данными электронно-зондового анализа (см. табл. 3.5). При более значительном их содержании дополнительные характеристические участки лучше выражены. На относительную «нечистоту» магнетита также указывает не резкий, а расплывчатый спад намагниченности в области температуры Кюри. Из рис. 3.58–3.59 видно, что термомагнитные кривые, приближаясь к температурной оси в области температуры Кюри, не касаются ее, а на каком-то отрезке располагаются как бы параллельно на незначительном расстоянии от оси (обычно до Т = 700 °С). Этот «хвост» намагниченности, скорее всего, связан с зависимостью парамагнетика от температуры. Наличие парамагнитного «хвоста» довольно часто

Таблица 3.6

Состав магнетита из тр. Бабье Лето в нескольких точках по диаметру зерна

№ пп	Na_2O	TiO_2	MgO	Al_2O_3	SiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO (общ.)	FeO	Fe_2O_3	Сумма	Примечание
1	0,06	3,86	1,97	0,06	0,10	0,08	0,22	90,81	32,36	64,95	97,16	край
2	0,01	3,74	1,96	0,06	0,08	0,06	0,20	89,68	32,05	64,05	95,79	
3	0	3,65	1,87	0,06	0,09	0,03	0,20	90,41	32,32	64,55	96,31	центр
4	0	3,77	2,03	0,04	0,08	0,06	0,22	90,34	32,25	64,56	96,53	
5	0	3,80	2,01	0,09	0,08	0,05	0,20	90,38	32,34	64,50	96,62	
6	0	3,78	1,81	0,02	0,11	0,07	0,18	90,12	32,52	64,01	96,08	край

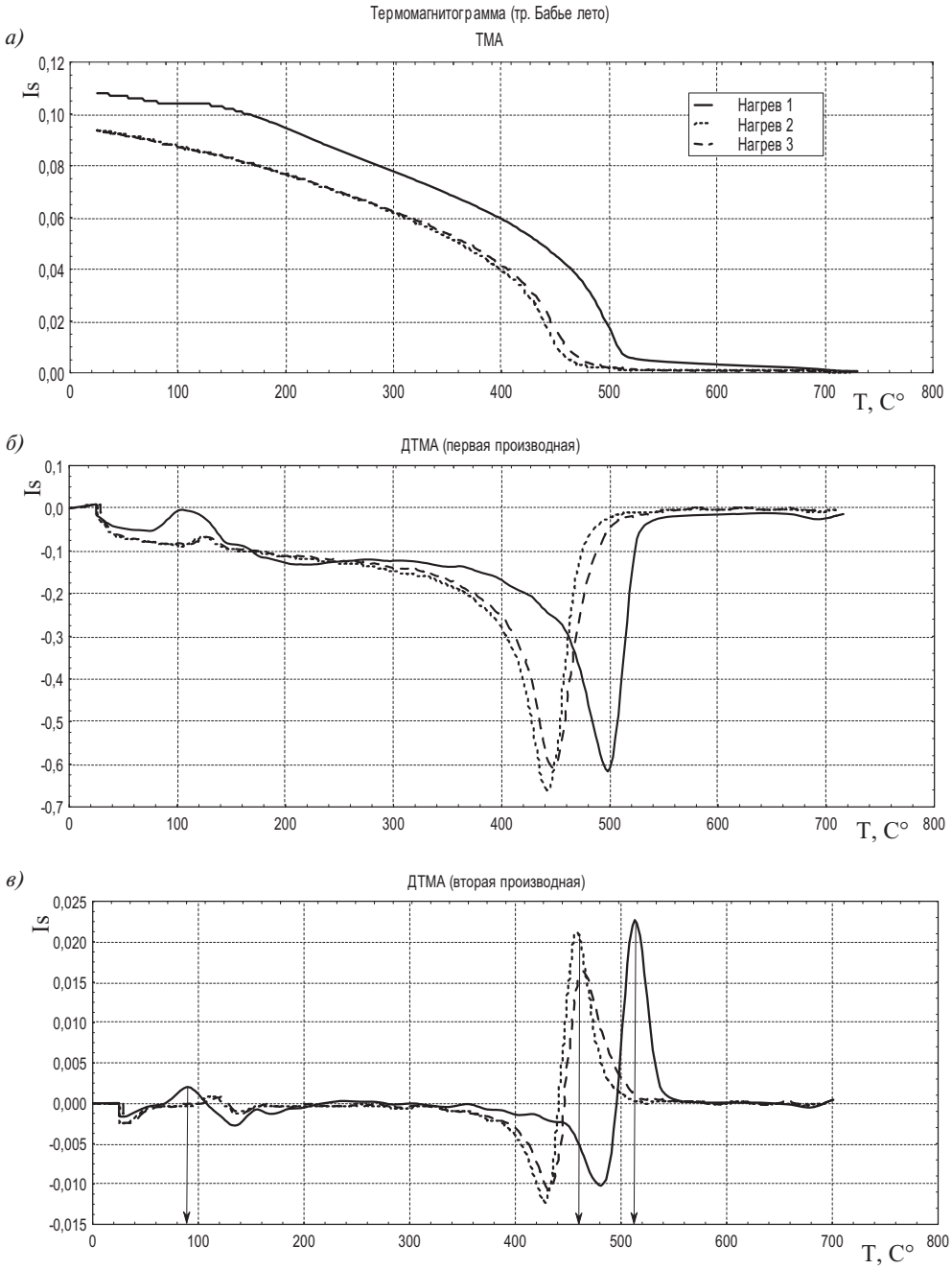


Рис. 3.58. **Наиболее типичные кривые зависимости намагниченности от температуры титаномагнетитов из трубки Бабье Лето, кл. -8+4 мм:**

а — кривые ТМА;

б — кривые ДТМА (первая производная);

в — кривые ДТМА (вторая производная)

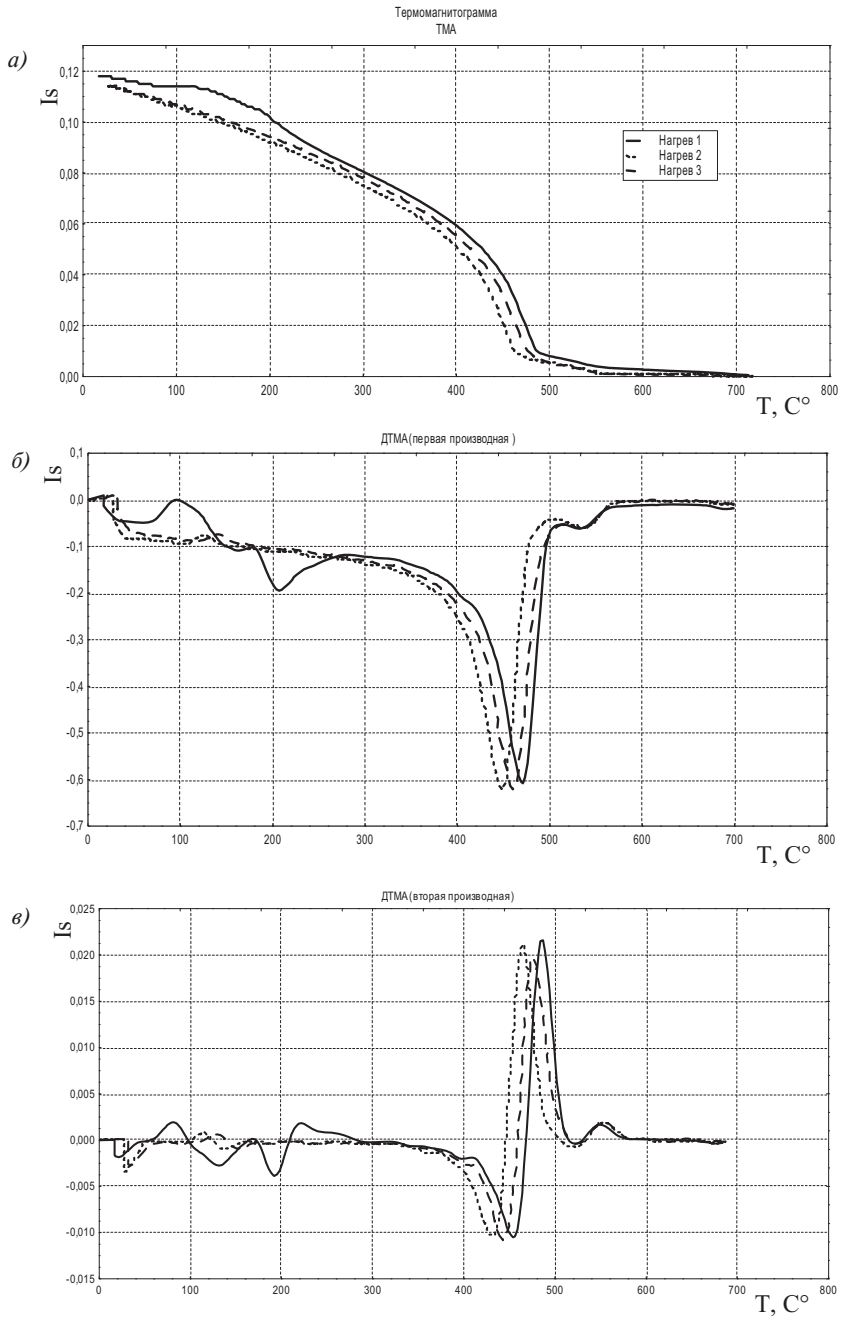


Рис. 3.59. **Наиболее типичные кривые зависимости намагниченности от температуры титаномагнетитов из трубки Бабье Лето, кл. -4+2 мм:**

а — кривые ТМА;

б — кривые ДТМА (первая производная);

в — кривые ДТМА (вторая производная)

наблюдается и у трапповых титаномагнетитов, что может являться отличительной особенностью в целом титаномагнетитов от относительно чистого магнетита, в том числе и кимберлитового (гидротермального).

Таким образом, утверждение о том, что кимберлитовый магнетит отличается от траппового титаномагнетита по температурам Кюри [38, 71, 106, 109], справедливо лишь в отношении вторичного гидротермального магнетита без существенных изоморфных примесей в структуре минерала. Как показано выше, в кимберлитах могут присутствовать выделения магнетита с различным содержанием изоморфных примесей, по составу отвечающим титаномагнетитам, температура Кюри которых будет такой же, как и у трапповых. Отличительной особенностью кимберлитовых титаномагнетитов от трапповых в этом случае может служить наличие дополнительных характеристических участков на термомагнитных кривых. Однако существенные примеси могут содержать и трапповые титаномагнетиты. К примеру, в пикритовых габбро-долеритах из дифференцированных интрузий Норильского рудного района титаномагнетиты содержат до 4 мас.% Cr_2O_3 [116]. Отличить такие титаномагнетиты от кимберлитовых по физическим свойствам, по-видимому, будет практически невозможно. В этом случае отличительными особенностями титаномагнетитов из кимберлитов могут служить их морфологические особенности, в первую очередь размер зерен и наличие реакционных поверхностей. Так, для траппов не характерны крупные выделения данного минерала.

Следует отметить, что наличие крупных своеобразных выделений магнетита в столь высоких концентрациях в кимберлитах, по составу и физическим свойствам, отвечающих титаномагнетиту, — явление не совсем обычное. Наличие первичных реакционных поверхностей и достаточно высокое содержание элементов-примесей свидетельствуют в пользу его глубинного (магматического) происхождения. Большая схожесть крупных выделений титаномагнетитов по внешней морфологии зерен с пикроильменитом позволяет полагать его образование за счет последнего. Это подтверждается нередким наличием в составе реакционных кайм пикроильменитов новообразованных фаз от магнетита до ферришпинелей сложного состава, что обсуждалось выше. Развитие реакционных кайм по периферии зерен пикроильменита — явление достаточно распространенное и осуществляется в позднемагматическую стадию в связи с неустойчивостью этого минерала в кимберлитовом расплаве. Как уже упоминалось, для образования магнетита с перовскитом по пикроильмениту в первую очередь необходим высокий потенциал кальция и температура выше 900 °С. Примечательно, что в новообразованном магнетите (титаномагнетите) содержание оксида хрома, как правило, существенно выше, чем в самом пикроильмените. Вполне возможно допустить, что при достаточной интенсивности процесса замещения, в определенных условиях, пикроильменит может полностью заместиться вторичными продуктами, в том числе и титаномагнетитом. Подобное явление наблюдалось на пикроильменитах из тр. Хоркич (Эвенкия), когда неизмененный пикроильменит присутствовал лишь в центральной части зерна или в виде небольших участков по всей площади. Такое интенсивное замещение, пожалуй, возможно лишь при длительном становлении кимберлитовых тел и постепенном снижении PT-параметров. Но длительное охлаждение минерала от высоких температур должно бы привести к распаду твердого раствора в его структуре. Как отмечалось выше, титаномагнетиты имеют однородное строение и никаких иных минеральных фаз в структуре минерала не зафиксировано, по крайней мере в пределах чувствительности прибора (см. рис. 3.57). Возможны и иные механизмы образования титаномагнетита, а именно в результате субсолидусного восстановления пикроильменита, которое осуществляется в интервале температур T = 900–1200 °С и фугитивности кислорода $f_{O_2} = 10^{-8}–10^{-14}$, или в результате субсолидусного окисления ульвошпинели [37]), связанного с понижением температуры флюида. Как

следует из экспериментальных данных, ульвошпинель также очень легко переходит в ильменит, иногда по ульвошпинели образуются мирмекитовые срастания магнетита и ильменита [2].

Не исключено, что титаномагнетит в данном конкретном случае имеет первичное протомагматическое происхождение, и его кристаллизация из кимберлитового расплава происходила в условиях повышенного окислительного потенциала среды минералообразования и высокой фугитивности кислорода. При достаточно высоких этих параметрах и возрастании роли Fe^{3+} в системе магнетит, по-видимому, может преобладать над пикроильменитом. При дальнейшем повышении данных параметров не исключено, что может остаться лишь одна оксидная фаза — магнетит, при полном отсутствии пикроильменита. Учитывая, что первичный магнетит возникает при температуре свыше 900 °С, образование титаномагнетита в этом случае также должно происходить при достаточно высоких температурах. Причиной обогащения магнетита титаном является возрастание парциального давления кислорода с уменьшением глубины [2]. Любая из рассмотренных схем образования титаномагнетита крайне неблагоприятна для сохранности алмазов, поскольку именно при таких условиях в наибольшей степени проявляются процессы окисления (растворения) алмазов. По этой причине повышенное содержание в кимберлитах магнетита (титаномагнетита) магматического генезиса (протомагматического или реакционно-магматического) свидетельствует о неблагоприятных условиях сохранности алмаза.

Для выяснения условий, места и времени образования магнетитов в кимберлитах, подобных титаномагнетиту из тр. Бабье Лето, необходимы специальные, более глубокие исследования. Здесь лишь следует отметить, что при определенных условиях титаномагнетит может использоваться в качестве МИК при поисках кимберлитовых или кимберлитоподобных тел. В ореолах и потоках рассеяния от тел с незначительным содержанием традиционных глубинных минералов может фиксироваться лишь магнетит. Помимо этого, обладая средней устойчивостью к химическому выветриванию, сопоставимой с химической устойчивостью гранатов, магнетит может сохраняться и в промежуточных коллекторах. Таким образом, имеется потенциальная возможность использования магнетита при поисках по древним ореолам рассеяния в качестве дополнительного МИК. Отличительными особенностями первичного магматического магнетита (титаномагнетита) кимберлитового генезиса от магнетитов из иных пород будут являться, во-первых, его гранулометрия (достаточно крупный размер зерен), во-вторых, наличие первичных реакционных поверхностей, что будет фиксироваться на слабо изношенных зернах. Кроме этого, для первичных магнетитов кимберлитового генезиса характерны изоморфные примеси, которые по данным более экспрессного и дешевого термомагнитного анализа будут фиксироваться в виде дополнительных характеристических участков на кривых нагревания. Учитывая наличие первичных поверхностей на магнетите, к нему вполне применима такая же шкала сохранности, как и для обычных МИК. Помимо этого, обладая почти одинаковой твердостью с пикроильменитом, магнетит будет подвергаться примерно тем же механогенным изменениям в процессе формирования ореолов. При поисковых работах в пределах Западно-Укукитского и Восточно-Укукитского кимберлитовых полей магнетит довольно часто использовался в качестве «минерала-индикатора кимберлитов», путем прослеживания которого осуществлялся выход на отдельные тела [3 ф]. Как правило, это трубки с бедным содержанием традиционных глубинных минералов (трубки Рока, Галенитовая, аномалия 205/78 и некоторые другие). На склонах ниже таких тел, кроме магнетита, других кимберлитовых минералов в ореолах, как правило, шлихами не фиксировалось, и только при выходе в место расположения кимберлитового тела, непосредственно в элювии над трубкой, встречались единичные зерна пикроиль-

менита или хромшпинелида, иногда граната. В пределах выше названных полей при заверке аэромагнитных аномалий по магнетиту оконтурено несколько ореолов кимберлитовой природы (аномалии 73/65, 188/78, 119/78, 131/78, 154/78 и др.).

Магнетит не получил широкого применения в качестве поискового минерала при поисках кимберлитовых тел и практически не используется в шлихоминералогическом методе поисков. Однако практика поисковых работ показывает, что данный минерал при определенных условиях может довольно успешно использоваться в поисковых целях и даже способен обеспечить выход на коренной источник.

Состав магнетита в производственных организациях также практически не изучается. Кроме этого, мало уделяется внимания такому направлению, как магнитная минералогия, и, в частности, экспрессному и более дешевому, чем электронно-зондовый анализ, методу термомагнитного анализа. Как было показано выше, термомагнитный анализ может достаточно успешно использоваться для генетической диагностики титаномагнетитов, так как по термомагнитным кривым существуют некоторые отличия между кимберлитовым магнетитом вторичного (гидротермального) происхождения, первичным (протомагматическим) титаномагнетитом из кимберлитов и трапповым титаномагнетитом.

3.7. Циркон

Циркон — один из наименее изученных минералов кимберлитов [73], однако присутствие его в ряде кимберлитовых трубок и жил позволило рекомендовать данный минерал как индикатор кимберлитов при их поисках [68]. Принадлежность данного минерала к ультраосновному парагенезису не так очевидна, хотя в ряде цирконов изучены включения оливина, хромдиопсида, хромшпинелида, флогопита, ильменита, сульфидных минералов [17, 43]. Важно отметить присутствие циркона в качестве включений в алмазах [73]. Известно о наличии цирконов в ксенолитах ильменит-рутиловых эклогитов [38, 39]. Имеющие сведения позволяют судить о глубинном происхождении цирконов из кимберлитов, источником которого являются породы мантии, редкие ксенолиты которых встречены в трубках Южной Африки и Якутии [43]. Не исключено, что происхождение некоторых цирконов в кимберлитах связано и с начальными этапами собственно кимберлитового процесса, доказательством чего может служить наличие в цирконах включений магнетита, кальцита и доломита [85]. Сростки апатита с цирконом и совместное их нахождение в кимберлитах некоторых трубок свидетельствует о возможном генетическом родстве этих минералов [137].

Циркон при алмазопоисковых работах имеет подчиненное значение, в основном из-за его незначительных содержаний, к тому же присутствует он далеко не во всех кимберлитовых телах. Содержание циркона в якутских кимберлитах невелико, обычно не более 10, редко 50 г/т; средняя величина для кимберлитов Африки — 1 г/т [73]. Чаще это редкие зерна, которые благодаря свечению в рентгеновских лучах извлекаются из кимберлитов вместе с алмазами. Относительно повышенные содержания циркона отмечены в трубках Коллективная Алакит-Мархинского поля и Рассвет Севернэйского поля. Преобладают округлые, овально-угловатые зерна размером 0,5–1,5 мм, редко 2–3 мм, идиоморфные кристаллы редкость. Поверхность зерен матированная, реже шероховатая, корродированная на свежих сколах, с сильным алмазным блеском. Нередко на поверхности цирконов отмечаются треугольные впадины [22], а при значительном увеличении (100–600 раз) помимо треугольных впадин иногда наблюдаются такие формы травления, как микрочерепитчатая и занозистая поверхности [73]. Окраска цирконов изменяется от бледно-розовой, почти бесцветной, до буровато-оранжевой, редко отмечаются лимонно-желтые зерна [14 ф]. Буровато-желтая окраска кристаллов циркона термически неустойчива и выцветает при их прогреве до 300 °С [43]. Благодаря алмазному блеску

и высокому показателю преломления циркон блестит в воде и на лотке может быть принят за алмаз. Однако из-за своего высокого двупреломления он, как и исландский шпат, двоит изображение, поэтому с помощью лупы на лотке в воде, оказывающей иммерсионный эффект, циркон может быть достаточно надежно диагностирован [9 ф].

Кроме типичного кимберлитового генезиса, циркон генетически связан с породами кристаллического фундамента. Он отмечается в многочисленных метаморфитах: в чарнокитоидах, гранулитах, плагиоклазовых кристаллических сланцах, в гранитоидах и т. д. [22, 73]. Помимо этого, циркон встречается в средних и ультраосновных породах (цирконсодержащих пироксенитах) [21], а также в эруптивных брекчиях Тимана, в лимбургитах Среднего Урала [73], в карбонатитах, пегматитах, в трубках взрыва щелочных базальтоидов (Минусинская котловина) и кимберлитоподобных породах Алданского района [43]. По типу термолюминесценции, составу примесей и внешней морфологии зерен кимберлитовые цирконы не имеют аналогов среди цирконов, описанных в литературе [43]. Характерно постоянство состава цирконов из кимберлитов независимо от коренного тела. Содержание примесей редких и радиоактивных элементов исключительно низкое, что является типоморфным признаком этого минерала из кимберлитов, чем он и отличается от циркона из коровых пород. В кимберлитовых цирконах содержится повышенная примесь гафния (0,75–2,16 мас.% HfO_2), а отношение циркония к гафнию лежит в пределах 20–60 [17, 49, 137].

Несмотря на свидетельства о возможном генетическом родстве циркона и апатита [137], они характеризуются совершенно противоположными физико-механическими свойствами. Так, если апатит механически относится к одному из наименее устойчивых кимберлитовых минералов, то циркон по устойчивости к механическому истиранию превосходит даже хромит и уступает только алмазу [140]. Благодаря своей механической прочности циркон хорошо сохраняется в россыпях и довольно широко распространен как в современных отложениях, так и в древних коллекторах. В пределах ЯАП циркон в россыпях встречается нередко в заметных количествах. Вместе с этим, содержание этого минерала в кимберлитах обычно невелико, чаще он отмечается в ничтожных количествах, к тому же далеко не во всех телах [22, 140]. Некоторое несоответствие в содержании циркона из россыпей с его содержанием в кимберлитовых телах и ассоциирование в ореолах с типичными метаморфическими минералами невольно обращает на себя внимание. Кроме этого, несмотря на значительную механическую прочность, в россыпях циркон, как правило, имеет значительный механический износ, зачастую превосходящий износ на ассоциирующих с ним гранатах и пикроильменитах. Исходя из этого, невольно возникает предположение, что какая-то часть циркона из россыпей, учитывая факт его полигенеза, имеет некимберлитовый генезис и может играть роль «ложного» минерала-индикатора кимберлитов. Тем не менее состав данного минерала из шлиховых ореолов при производстве алмазопоисковых работ практически не изучается, а при фиксации циркона в шлихах в подавляющем числе случаев он автоматически относится к «трубочному» (кимберлитовому) типу.

По левобережью р. Лена в пределах Среднеленского района в свое время были проведены ревизионно-поисковые работы по оценке перспектив коренной алмазоносности Наманинской площади [21 ф]. Целевым назначением работ являлось выявление минералогических признаков кимберлитового магматизма в пределах района путем проведения выборочного шлихового и мелкообъемного опробования аллювия основной гидросети и приустьевых частей боковых притоков рассматриваемой территории. В результате проведения ревизионно-поисковых работ в современном аллювии ряда водотоков был обнаружен циркон, содержание которого в отдельных пробах достигало более 70 зерен на рядовой шлих объемом 20 л. Зерна

размером менее 1 мм, цвет желтый различных оттенков, форма угловато-округлая и округлая. Все цирконы без исключения имели значительный механический износ, IV класс по шкале сохранности (рис. 3.60). Помимо циркона в пробах, где он был установлен, другие МИК или отсутствовали полностью, или присутствовали в виде единичных зерен пикроильменита. Из наиболее представительной пробы 12508 было проанализировано 48 зерен цирконов на электронно-зондовом приборе. Составы данных цирконов полностью приведены в табл. 3.7. Как видно из таблицы, для данных цирконов характерно однообразие составов при низком содержании HfO_2 (0,31–1 мас.%) и высоком отношении ZrO_2/HfO_2 (в среднем 101) при его незначительной вариации. В цирконах кимберлитового генезиса, как отмечалось выше, содержание HfO_2 обычно составляет 0,75–2,16 мас.%, а отношение циркония к гафнию колеблется от 17 до 81 [17, 49], причем для основной масса зерен данный показатель варьирует в пределах 20–60 (табл. 3.8). На основании этого можно констатировать, что цирконы Наманинской площади имеют некимберлитовый генезис. Скорее всего, их источником являлись метаморфические породы ближайших выступов докембрийского фундамента, которыми являются Алданский щит и Патомское нагорье, расположенные к югу и юго-западу от территории, соответственно.

Цирконы имеют широкое распространение и в россыпях ЯАП, в том числе по северо-западному борту Вилюйской синеклизы. В частности, были довольно детально изучены цирконы из современного аллювия отдельных водотоков Муно-Тюнгского района. В большинстве своем они здесь также имеют мелкие размеры (менее 1 мм) и значительный механический износ (рис. 3.61). Данное обстоятельство, учитывая совместное нахождение с цирконом метаморфических минералов, в частности изношенного дистена, также предполагало его метаморфическое происхождение. Тем не менее электронно-зондовый анализ цирконов из аллювия некоторых водотоков Муно-Тюнгского района (см. табл. 3.8) показал его резкое отличие от «наманинских» цирконов (см. табл. 3.7) и соответствие по составу цирконам из кимберлитов. Хотя следует отметить, что для цирконов Муно-Тюнгского района отношение циркония к гафнию несколько повышенное (в среднем 48,77–53,77) по сравнению с кимберлитами Якутии (в среднем 33,76–34,78). Кроме того, существенный износ данного минерала, нередко превышающий износ на гранатах и пикроильменитах, свидетельствует о том, что последние являются лишь седиментационными спутниками циркона. Скорее всего, цирконы в пределах Муно-Тюнгского района имеют иные источники, чем гранат и пикроильменит, и рас-

Рис. 3.60. **Внешний вид цирконов Наманинской площади (Среднеленский район) некимберлитового генезиса (кл. -1+0,5 мм)**

Рис. 3.61. **Внешний вид цирконов кимберлитового генезиса (Муно-Тюнгский район).** Бассейн р. Серки, пр. 3110, кл. -1+0,5 мм

Таблица 3.7

Состав цирконов по Наманинской площади (Среднеленский район)

NN п/п	No пр.	ZrO_2	HfO_2	ThO_2	SiO_2	ZrO_2/HfO_2	Сумма
1	12508	63,56	0,80	0,00	33,84	79	98,20
2	12508	64,60	0,59	0,04	34,16	109	99,39
3	12508	65,16	0,61	0,00	34,09	107	99,86
4	12508	64,99	0,62	0,00	33,96	105	99,56
5	12508	65,47	0,77	0,00	34,17	85	100,41
6	12508	64,62	0,50	0,02	34,08	129	99,22
7	12508	64,54	0,91	0,03	34,14	71	99,61
8	12508	65,93	0,59	0,00	34,50	113	101,02
9	12508	65,20	0,68	0,12	33,99	96	99,99
10	12508	64,32	0,65	0,10	34,03	99	99,10
11	12508	64,67	0,69	0,00	34,28	94	99,64
12	12508	64,92	0,53	0,11	34,63	122	100,19
13	12508	64,50	0,65	0,00	34,01	99	99,15
14	12508	64,95	0,77	0,00	34,39	85	100,11
15	12508	64,24	0,80	0,08	34,17	80	99,28
16	12508	65,22	0,55	0,00	34,35	119	100,11
17	12508	65,05	0,65	0,00	34,64	100	100,34
18	12508	64,58	0,73	0,00	34,60	88	99,91
19	12508	64,64	0,72	0,00	34,26	90	99,62
20	12508	64,61	0,92	0,00	34,08	70	99,60
21	12508	65,44	0,69	0,01	34,37	95	100,52
22	12508	65,75	0,49	0,03	34,34	134	100,62
23	12508	65,57	0,64	0,03	34,34	102	100,58
24	12508	65,05	0,74	0,00	33,98	88	99,77
25	12508	65,67	0,48	0,14	34,33	138	100,61
26	12508	65,24	0,62	0,00	34,40	105	100,27
27	12508	64,97	0,80	0,10	34,42	82	100,28
28	12508	65,11	0,73	0,03	34,08	89	99,94
29	12508	64,60	0,69	0,00	34,34	94	99,63
30	12508	65,52	0,62	0,13	34,61	106	100,88
31	12508	65,18	0,66	0,03	34,27	100	100,13
32	12508	65,37	0,66	0,05	34,34	99	100,41
33	12508	64,11	1,00	0,00	34,23	64	99,34
34	12508	65,49	0,65	0,00	34,16	101	100,30
35	12508	65,27	0,61	0,05	34,46	107	100,39
36	12508	65,29	0,85	0,01	34,43	77	100,57
37	12508	65,52	0,54	0,00	34,50	121	100,56
38	12508	65,11	0,70	0,04	34,50	93	100,36
39	12508	64,44	0,69	0,01	34,52	93	99,67
40	12508	64,86	0,67	0,02	34,48	96	100,03
41	12508	65,52	0,68	0,04	34,26	97	100,49
42	12508	64,79	0,73	0,05	34,28	89	99,85
43	12508	65,36	0,31	0,00	34,88	213	100,55
44	12508	65,45	0,74	0,02	34,71	88	100,93
45	12508	65,12	0,72	0,09	34,82	91	100,75
46	12508	64,05	0,72	0,00	34,50	89	99,26
47	12508	65,40	0,52	0,09	34,69	126	100,70
48	12508	65,08	0,52	0,10	34,47	125	100,17
	x	**65,00**	**0,67**	**0,03**	**34,33**	**101**	
	min	**63,36**	**0,31**	**0**	**33,84**	**64**	
	max	**65,93**	**1**	**0,14**	**34,88**	**213**	

Таблица 3.8

Особенности состава цирконов из кимберлитов и россыпей ЯАП

	ZrO_2	HfO_2	ThO_2	SiO_2	ZrO_2/HfO_2
Кимберлиты Якутии, *n*=11 [137]					
Средн.	65,21	1,74	—	32,70	34,78
Кимберлиты Якутии, *n*=8 [22]					
Мин.	64,82	1,78	—	32,34	30,20
Макс.	65,32	2,16	—	32,94	36,42
Средн.	65,16	1,93	—	32,64	33,76
Муно-Тюнгский район, р. Серки, пр. 3110, *n*=26					
Мин.	63,30	0,86	0,00	33,19	33,27
Макс.	66,40	1,98	0,20	33,84	75,07
Средн.	65,20	1,25	0,04	33,59	53,50
р. Орто-Кюлюнке, пр. 6470, *n*=21					
Мин.	62,49	0,88	0,00	33,22	43,99
Макс.	65,77	1,46	0,48	33,93	72,21
Средн.	64,13	1,21	0,09	33,59	53,77
р. Хахчан, пр. 6585, *n*=44					
Мин.	61,92	0,84	0,00	33,25	35,72
Макс.	66,32	1,78	0,23	33,94	76,71
Средн.	64,61	1,27	0,04	33,59	52,62
р. Чимидикян, пр. 1150, *n*=49					
Мин.	61,71	0,9	—	32,74	29,63
Макс.	65,25	2,13	—	33,84	70,99
Средн.	63,36	1,27	—	33,32	51,63
р. Чимидикян, пр. 2098, *n*=31					
Мин.	61,23	0,95	—	32,85	37,59
Макс.	63,84	1,66	—	33,72	64,38
Средн.	62,73	1,26	—	33,18	50,89
р. Улахан-Далдын, пр. 1191, *n*=29					
Мин.	60,8	0,99	—	32,82	41,02
Макс.	63,89	1,54	—	33,55	62,81
Средн.	62,56	1,30	—	33,15	48,77

положены они на значительном удалении от места их захоронения.

Таким образом, наличие в россыпях повышенных концентраций изношенных цирконов должно настораживать. Во всяком случае, использовать цирконы в качестве МИК кимберлитов для прогнозных построений без изучения их состава, хотя бы выборочного, следует с большой осторожностью, так как в отдельных случаях они могут играть роль «ложных» минералов-индикаторов кимберлитов. Отличить цирконы кимберлитового генезиса от минерала метаморфического или иного происхождения можно только по составу, так как по морфологическим особенностям изношенные цирконы из различных источников практически не отличаются. Так, для кимберлитовых разностей характерно более высокое содержание HfO_2 (> 1 мас.%) при большем разнообразии состава и более низкое отношение циркония к гафнию (20–60). Кроме этого, для кимберлитов, как правило, не характерны высокие концентрации данного минерала, поэтому повышенное содержание изношенных цирконов в россыпях также является косвенным признаком «ложного» минерала-индикатора кимберлитов.

3.8. Апатит

Апатит — характерный минерал многих кимберлитов ЯАП и других регионов. Отнесение данного минерала к ультраосновному парагенезису проблематично, для него установлена ассоциация с оранжевым гранатом [17]. Выделяют три генерации этого минерала [137]. Первая генерация представлена довольно крупными (от 1–2 мм до 1 см) угловато-овальными зернами, а также их обломками. Апатит второй генерации в виде мелких одиночных кристаллов, рассеянных в основной массе кимберлита, встречается во многих трубках. В большинстве случаев он имеет неправильную форму: длинно- или короткопризматические кристаллы нередко с дипирамидальными головками, размером 0,05×0,5 – 0,015×0,3 мм. Для апатита третьей генерации характерны радиально-лучистые веерообразные агрегаты, сконцентрированные, чаще всего, в пустотах и прожилках кимберлитов (тр. Уральская Чомурдахского поля). Практическое значение имеет лишь апатит первой генерации, который наиболее изучен из кимберлитов и кимберлитоподобных пород [22, 34, 137]. По химическому составу и оптическим свойствам он отвечает фторапатиту. Благодаря бледной желто-зеленой окраске весьма напоминает оливин. От последнего отличается по оптическим свойствам, а также по четкой микрореакции на фосфор (желтый осадок в капле азотной кислоты с молибденокислым аммонием). Кроме кимберлитов апатит характерен для кимберлитопободных пород, карбонатитов, для пород щелочных массивов, нефе-

линовых сиенитов, пегматитов, габроидов и даже отмечен в базальтах Западной Австралии [43, 137].

Апатит не получил такого широкого применения в поисковой практике по сравнению с гранатом, пикроильменитом, хромшпинелидом или оливином, и среди МИК ему отведено одно из самых последних мест. В связи с чем поведение этого минерала при формировании шлиховых ореолов и потоков рассеяния практически не изучалось. Тем не менее, предполагается, что апатит является малотранспортабельным минералом кимберлитов. Считается, что он крайне неустойчив при переносе и на удалении нескольких сотен метров, максимум 1–2 км от коренного источника, в шлихах практически не встречается [140]. Однако практика работ показывает, что апатит в отдельных случаях может переноситься на расстояния в первые десятки километров. Ограниченное использование апатита в поисковых целях объясняется прежде всего тем, что апатит присутствует далеко не в каждом теле и содержание его, в основном, незначительно. Кроме этого, диагностика апатита в полевых условиях несколько затруднена, и его легко спутать с другими минералами (кальцитом, оливином). К тому же из-за невысокой плотности (3,1–3,2 г/см^3) при отмывке шлиховой пробы он довольно легко смывается с лотка. Вместе с тем апатит обладает твердостью равной 5 (к примеру, твердость пикроильменита равна 5–6). В кимберлитовых телах в сколько-либо заметных количествах апатит встречается редко, обычно его содержание невелико и представлено редкими знаками, иногда долями процента (0,3–0,4 %). Среди тел, в которых встречается апатит, наиболее часто в литературе упоминаются трубки Светлая и Коллективная (Алакит-Мархинское поле), тр. Русловая (Бенчимэ-Куойкское поле), тр. Хризолитовая, дайка Снежная и жила Апатитовая (Молодинское поле) [137]. Несколько повышенные концентрации встречаются в отдельных трубках и жилах Африки (Лесото) [43]. Вместе с этим, в пределах Западно-Укукитского кимберлитового поля, в бассейне р. Укукит, расположена трубка Бабье Лето, содержание апатита в которой достигает весовых значений (до нескольких десятков килограмм на тонну). Визуально в любом образце кимберлита размером 15×15 см можно увидеть до 20 и более зерен апатита. Апатит в трубке представлен двумя разновидностями: мелкими белесыми зернами овальной формы размером менее 1 мм и крупными целыми зернами и их обломками угловатой формы размером до 1 см серовато-зеленого, зеленовато-желтого, оливкового цветов (рис. 3.62). По гранулометрии преобладают зерна из класса -8+1 мм (75–80 мас.%) при подчиненном количестве зерен класса -1+0,3 мм (20–25 мас.%). По внешнему виду крупные зерна апатита очень похожи на оливин. На большинстве зерен апатита наблюдаются первичные реакционные поверхности — матированная и шероховатая (рис. 3.62). Данное обстоятельство свидетельствует о глубинном (мантийном) генезисе крупных желваков апатита. Химический состав апатита из тр. Бабье Лето приведен в табл. 3.9.

Таблица 3.9

Химический состав апатита из кимберлитовой трубки Бабье Лето

№№ п/п	$FeO_{(общ.)}$	CaO	BaO	SrO	P_2O_5	F	Сумма
1	0,08	53,56	0,02	1,41	40,36	2,57	98,01
2	0,01	55,31	—	0,38	40,90	1,93	98,63
3	0,02	55,32	0,01	0,53	41,04	2,40	99,32
4	0,04	54,64	—	0,92	40,84	2,05	98,50
5	0,17	55,17	0,03	0,34	40,72	1,80	98,22
6	0,02	54,43	0,12	0,10	40,95	2,43	99,05
Среднее	**0,06**	**54,74**	**0,05**	**0,61**	**40,80**	**2,20**	

Рис. 3.62. **Апатит из трубки Бабье Лето (Западно-Укукитское кимберлитовое поле), кл. -8+1 мм**

Трубка Бабье Лето расположена на левом склоне р. Улахан-Кутугуна и служит основным поставщиком апатита в русловой аллювий данной реки, а крупных его разностей размером более 2 мм — практически единственным источником. От трубки данный минерал был прослежен вниз по течению более чем на 20 километров [3 ф] и довольно уверенно фиксировался в шлиховых пробах вплоть до устья р. Кутугуна (27 км ниже трубки по долине). Содержание его вниз по руслу реки по мере удаления от тела резко падает. Если в ореоле вокруг трубки содержание апатита достигает тысяч зерен на 20 литров, то в русловом аллювии рядом с трубкой — до 50–100 знаков на шлиховую пробу, а уже в 5 км ниже по течению от тела содержание его не превышает 20–30 зерен. В устьевой части р. Кутугуна, в 27 км ниже трубки, его содержание составляет не более 10 зерен на пробу объемом 20 л.

Следует отметить, что мелкие зерна апатита размером менее 1 мм действительно далеко не переносятся и исчезают в русле буквально на первых километрах от трубки. Данное обстоятельство не совсем обычно для традиционных МИК (граната, пикроильменита) и, по-видимому, объясняется быстрым разубоживанием минерала в русловом аллювии. Крупные же зерна переносятся на значительные расстояния (первые десятки км), хотя, как уже упоминалось, концентрация и сохранность зерен резко падают. Примерно в 5 км ниже трубки по руслу первичные поверхности практически не фиксируются, сам минерал приобретает угловато-округлую форму, а в устье р. Кутугуна апатит представлен идеально окатанными овальными зернами с хорошо притертыми поверхностями (рис. 3.63).

Почему же, вопреки существующему мнению о низкой транспортабельности минерала и обладая, в общем-то, невысокой твердостью, апатит переносится на такие довольно значительные расстояния? Можно, конечно, предположить, что

основная масса апатита переносится без особого вреда для себя лишь в паводковые периоды при максимальном уровне воды, когда подъемная сила для зерна, или сила отрыва, равновелика весу частицы в воде [50]. В таких условиях даже довольно крупные зерна при достижении критических скоростей движутся скачкообразно, в полувзвешенном состоянии, лишь временами касаясь дна. Однако идеальная окатанность зерен с хорошо затертыми поверхностями (см. рис. 3.63) свидетельствует в пользу того, что перенос, скорее всего, осуществлялся скольжением, волочением и перекатыванием. Видимо, при значительных содержаниях минерала в кимберлите все же определенная часть апатита, представленная более монолитными и менее дефектными зернами, обладая достаточной прочностью при невысокой плотности, является достаточно транспортабельной и может переноситься на расстояния в первые десятки километров.

Таким образом, наличие в шлихах апатита может свидетельствовать лишь об относительной близости коренного источника. Вместе с этим, апатит может довольно успешно использоваться как МИК при поисках кимберлитовых тел. При прослеживании данного минерала по русловому аллювию ближе к коренному источнику будет возрастать его содержание, в том

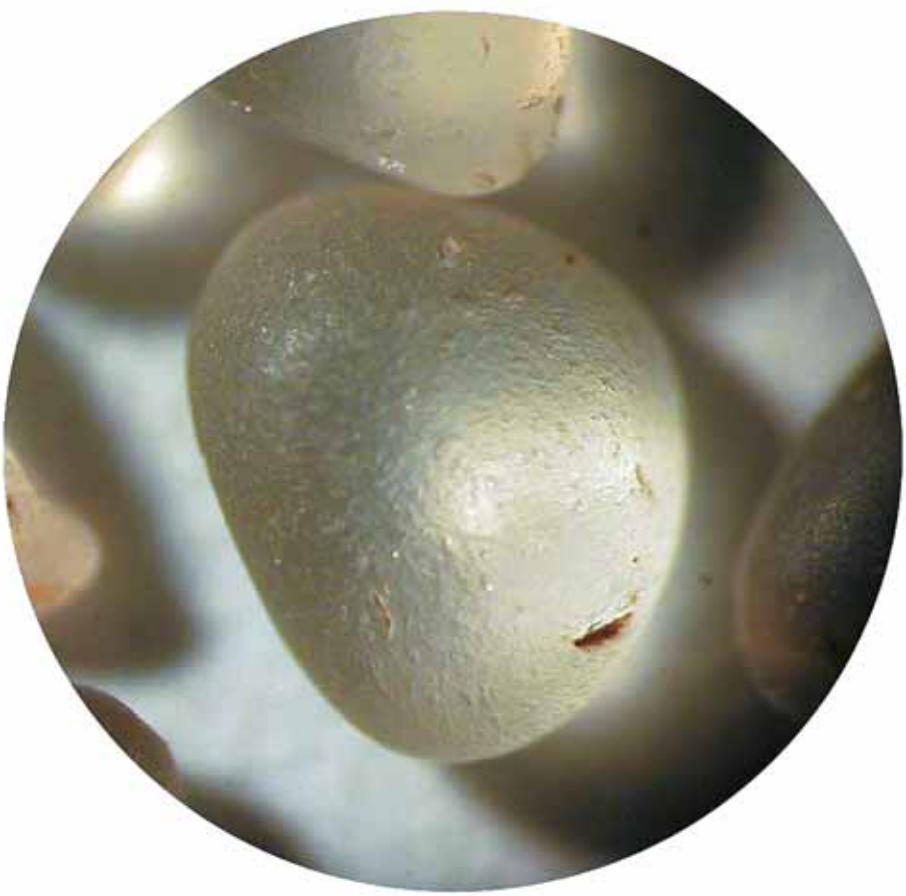


Рис. 3.63. **Изношенное зерно апатита из устьевой части р. Кутугуна (27 км ниже тр. Бабье Лето), кл. -4+2 мм**

числе будет увеличиваться количество трещиноватых и дефектных разностей. Кроме этого, ближе к кимберлитовому телу будет увеличиваться содержание мелких (менее 1 мм) зерен и, безусловно, будет улучшаться их сохранность. Наличие зерен апатита с первичными поверхностями будет говорить о непосредственной близости коренного источника (порядка 1–4 км).

* * *

Как видим из приведенных выше сведений, каждая стадия морфогенеза накладывает свой отпечаток на минералы, что находит отражение в их морфологических особенностях и составе. При производстве поисковых работ изучение морфологии и состава минералов позволяет выяснить условиях морфогенеза и реконструировать историю развития ореола в целом. К числу наиболее важных в практическом отношении внешних признаков относится характер поверхности зерен. Для минералов-индикаторов кимберлитов характерен резко выраженный эндогенный (первичный) характер, проявляющийся в виде микрорельефа на поверхности зерен, сформированной в процессе становления кимберлитовых тел. Первичные поверхности МИК, испытавших перенос, несут на себе следы механической обработки, т. е. в процессе переноса первичные поверхности (различные скульптурные образования) постепенно истираются и сглаживаются. Одна из основных задач шлихо-минералогического метода поисков — определение удаленности коренных источников алмазов по внешнему виду минералов-индикаторов кимберлитов на основе качественного и количественного изучения их поверхностей. Для решения этой задачи используется такой признак, как степень сохранности первичной поверхности минералов или иначе — степень их механического износа. Разработанная в конце 1960-х – начале 1970-х гг. шкала сохранности кимберлитовых минералов [14 ф], основанная на механическом истирании первичных поверхностей в зависимости от дальности переноса минералов, поставила поисковую алмазную геологию на новую ступень своего развития и привела к открытию многих десятков и даже сотен кимберлитовых тел. Достаточно подробно данная шкала сохранности рассмотрена в разделе 2 настоящей монографии. Определение степени механического износа минералов-индикаторов кимберлитов является основным решающим фактором, позволяющим оценить удаленность их от локального источника. В то же время следует отметить, что если эволюция минералов-индикаторов кимберлитов в континентальных условиях изучена достаточно хорошо, то изменение как отдельных минералов, так и в целом минеральной ассоциации в прибрежно-морских условиях еще требует специального изучения. Нуждаются в опытно-методических и экспериментальных исследованиях поведение конкретных минералов в морских условиях и характер изменения их в различных фациальных обстановках, с различным динамическим режимом бассейна и литологическим составом осадков в зависимости от дальности переноса относительно коренного источника. К сожалению, на сегодняшний день нет разработанной и достаточно приемлемой методики поисков коренных источников алмазов по прибрежно-морским ореолам рассеяния МИК.

Глава 4
ЗАКОНОМЕРНОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ КИМБЕРЛИТОВ

В практике алмазопоисковых работ нередко под термином «ореол рассеяния кимберлитовых минералов» понимается лишь собственно минеральная ассоциация (соотношение минералов, их облик и др.) без учета фациально-генетического типа вмещающих их осадков [109], что не совсем верно. Однако и характеристика ореола только по генезису вмещающих осадочных толщ также не может считаться полной. Особенности шлиховых ореолов в существенной степени зависят от условий формирования осадочных коллекторов, поэтому и само понятие «ореол рассеяния МИК» подразумевает единое из двух составляющих — минеральной ассоциации и облика вмещающих ее осадков. Таким образом, под термином «ореол рассеяния кимберлитовых минералов» следует понимать скопление минералов-индикаторов и вмещающие их терригенные отложения (коллектор). Ореолы рассеяния представляют собой своеобразные геологические тела, обладающие определенными формами, размерами, мощностью горизонтов, вмещающих минералы. Ореолы различаются по положению в разрезе, генезису, приуроченности к определенным формам рельефа, степени насыщенности, распределению в них кимберлитовых минералов и другим признакам [105, 110].

Объектом нашего внимания являются механические ореолы (как древние, так и современные) и потоки рассеяния минералов кимберлитов, которые представляют собой продукты разрушения кимберлитовых пород. Поток рассеяния по своей сути это линейный ореол. Тем не менее между двумя этими терминами существуют некоторые отличия. Если ореолы рассеяния формируются в различных фациальных обстановках, потоки — только при континентальном режиме. Лишь в условиях суши возникают линейные потоки рассеяния, которые имеют векторный характер. Тем не менее, когда речь идет о скоплении МИК вообще, вне связи с их генезисом, правомочно использовать понятие «ореол». Ниже термин «поток рассеяния» употребляется применительно к распределению продуктов разрушения кимберлитов, включая и МИК, в современном русловом аллювии (русловой поток).

4.1. Общие сведения

Начальной точкой развития шлиховых минеральных систем в пространстве служит коренной источник — кимберлитовое тело [17]. Состояние, в котором кимберлитовые минералы и их ассоциации находятся в сформировавшемся кимберлитовом теле, как итог глубинного и постмагматического этапов развития, первично в отношении процессов формирования шлиховых ореолов. Однако фактически эта «первичность», по меткому определению В. П. Афанасьева, является моментом эволюции минеральной системы. Данное состояние минералов, как результат их глубинного морфогенеза, является неустойчивым, так как практически сразу же они подвергаются воздействию различных внешних факторов. Высвобождаясь из коренных пород, МИК проходят сложный путь экзогенной эволюции, связанный с неоднократным проявлением процессов денудации и осадкообразования, который можно представить как «историю последовательных неустойчивостей» [44, 17]. Ее движущей силой является смена ландшафтно-динамических и физико-механических условий, через которые проходит минеральная система, а основными элементами — гравитация и гидродинами-

ка, способствующие разносу, гидравлической сортировки и механическому износу минералов, плюс физико-химическое воздействие на них, с которым связано разрушение минералов в сформировавшемся осадочном коллекторе. Развитие минеральных систем в экзогенных условиях вследствие гравитационной и физико-химической неустойчивости направлено на снижение уровня этой неустойчивости и, по сути, является сменой (чередованием) факторов морфогенеза.

Таким образом, основными факторами, ответственными за формирование ореолов и потоков механического рассеяния МИК, являются [14 ф, 106]:

1) тектонический режим (нео- или палеотектонический) и географическое (палеогеографическое) положение региона;
2) геоморфологические, климатические, фациально-динамические условия протекания осадочного процесса;
3) гравитация;
4) гидродинамика;
5) размеры, состав и распределение коренных источников;
6) содержание минералов в коренном источнике и их свойства, определяющие особенности поведения и сохранность их в ходе седиментогенеза;
7) характер и интенсивность экзогенных морфогенетических процессов.

Некоторые из этих факторов являются исходными (п. 5), другие внутренними (п. 6), большинство же — внешними (п. 1–4, 7) [20]. Тектоника и палеогеография являются главными факторами, определяющими формирование ореолов, все остальные — частными, интенсивность влияния которых на образование ореолов и потоков механического рассеяния полностью зависит от тектоники. Перечисленные факторы действуют одновременно, но в зависимости от тектонического режима доля участия каждого из них различна. Особенности шлиховых минеральных ассоциаций определяются двумя основными факторами: исходными свойствами минералов в материнской породе и характером и интенсивностью экзогенных морфогенетических процессов.

Тектонический режим ответственен за динамику и величину эрозионного среза коренных источников, соотношение между процессами денудации и выветривания, пространственное распределение областей денудации и аккумуляции. В результате эрозионного среза, который для отдельных алмазоносных районов оценивается внушительными цифрами, происходило формирование значительного объема терригенного, в том числе и кимберлитового, материала, который разносился на значительные расстояния. Образование осадочных коллекторов, включающих ореолы рассеяния МИК, осуществлялось как на пути миграции терригенного материала, так и в областях аккумуляции. В связи с существованием разнотипных ландшафтно-динамических обстановок, проявлением целого ряда эрозионно-денудационных циклов, формировались различные морфогенетические типы осадочных коллекторов и заключенных в них ореолов рассеяния МИК, различающихся условиями и способами образования, строением, составом, положением относительно коренных источников питания и другими параметрами.

Не стоит принижать роль климатического фактора при формировании ореолов и россыпей разных генетических типов. Аридный климат малоблагоприятен для формирования элювиальных россыпей, так как физическое выветривание преобладает над химическим и образуется преимущественно щебнисто-дресвяный элювий [115]. Более благоприятен для формирования элювия гимидный климат, где химическое выветривание преобладает. Большую роль играет климат при формировании аллювиальных россыпей. От климата зависят режим рек и многоводность, размер паводков и их продолжительность и т. д.

Следует отметить, что интенсивность влияния таких факторов, как гравитация и гидродинамика, зависит от многих причин, среди которых необходимо упомянуть крутизну склонов и уклон (падение) русла водотоков, физические свойства вмещающих пород и обломочного матери-

ала. Наибольшая проявленность гравитационных процессов осуществляется в стадию интенсивного расчленения рельефа и максимальной эрозионной деятельности. Вследствие очень больших углов, характеризующих крутизну склонов (иногда более 45°), происходит быстрое и массовое сползание грубообломочного материала вниз по склону, вплоть до обвалов и осыпей. При таких условиях степень механической дезинтеграции пород низка, включая и кимберлиты. Ореолы, формирующиеся в подобных обстановках, характеризуются аномально короткими величинами и нередко оказываются «оторванными» от коренного источника, так как большое количество минералов находится в составе обломков породы. Несмотря на обилие продуктов разрушения кимберлита, подобные ореолы отыскиваются с относительно большим трудом, так как огромное количество поступающего со склонов обломочного материала, не содержащего МИК, существенно «разубоживает» кимберлитовый материал и концентрация индикаторных минералов в ореоле меньше, чем в коренном источнике. «Разубоживание» концентрации кимберлитовых минералов происходит на участках интенсивных положительных движений в пределах современных неотектонических структур (Мунское, Оленекское, Куойкско-Далдынское, Уджинское, Туорасисское поднятия и др.). Пример такого ореола имеет место рядом с тр. Оливиновая (Бенчимэ-Куойкское поле), расположенной в пределах интенсивно возвышающейся территории Куойкско-Далдынского поднятия. МИК от этой трубки были установлены не далее 200 м от коренного источника, зато обломки кимберлита за счет большой крутизны склонов и большого уклона русла улавливаются в русловом аллювии на расстоянии до 10 км [14 ф]. На северо-восточной окраине Сибирской платформы, в пределах Верхоянской складчатости (Нижнеленский район), где мезозойские отложения смяты в линейные складки (Туорасисское поднятие), ореолы и потоки рассеяния МИК контролируются лишь узкими зонами коллекторов триасового возраста, выведенных на дневную поверхность. В таких неотектонических условиях наклонные пласты, в виде выходов незначительной видимой мощности, не дают больших (площадных) ореолов, МИК часто исчезают непосредственно в делювии. Водотоки нередко секут геологические структуры, в результате чего в русловом аллювии потоки характеризуются также аномально короткими величинами, буквально первыми сотнями метров (200–500 м) от выходов источника. Это обусловлено большим поступлением пустого материала со склонов, в связи с чем отмечается значительная разубоженность ореолов (потоков) рассеяния МИК. И хотя в данном районе источниками МИК являются промежуточные коллектора триасового возраста, все же они являются адекватным примером, характеризующим характер распределения минералов в ореолах и потоках рассеяния в районах с интенсивной складчатостью и неотектоникой. В таких обстановках коренные источники алмазов, в случае их наличия, могли существенно изменить не только свое первоначальное структурное положение в дислоцированном разрезе, но и первичные свойства. Характерной особенностью описываемого типа ореолов и потоков рассеяния является малая относительная мощность заключающих их рыхлых отложений. Распределение МИК в потоке исключительно неравномерное, причем настолько, что можно говорить о многократной «разорванности» потока.

В стадию расширения речных долин, при уменьшении крутизны склонов до 5–10° соответственно уменьшается и роль гравитационных процессов в формировании ореолов рассеяния, что связано со значительно выработанными продольными и поперечными профилями долин. Большая степень дезинтеграции кимберлитовых пород приводит к высвобождению значительного количества МИК, что способствует более высоким их концентрациям в ореолах рассеяния. Более высокими содержаниями МИК характеризуются и потоки рассеяния в аллювиальных отложениях долин, при формировании которых начинают играть процессы естественного обогащения, что связано с меньшим количеством поступающего со склонов материала и благопри-

ятными гидродинамическими условиями. Резкие колебания гидродинамики водных потоков вызваны значительной дифференциацией рельефа русла (при наличии пластов пород, устойчивых к выветриванию), что в свою очередь связано с выработанностью продольного профиля и уменьшением величины падения днища долин. Обнаружение ореолов и потоков рассеяния в условиях выработанных речных долин не представляет значительной трудности.

В условиях затухающей эрозионной деятельности, что характерно для территорий, испытывающих погружение, крутизна склонов измеряется величиной в несколько первых градусов, а процессы дезинтеграции достигают своего наивысшего развития. Вследствие этого ореолы рассеяния всегда соответствуют положению коренного источника. Существенную роль играют процессы химического выветривания. В силу того, что продольные профили рек оказываются выработанными, т. е. имеющими незначительную величину падения, гидродинамические условия не способствуют перемещению и накоплению грубообломочного материала, в том числе и МИК. Происходит постепенное погребение сформированных в ранние стадии развития речных долин потоков рассеяния, в связи с чем возникают определенные трудности при выявление таких погребенных потоков рассеяния. В пределах очень отлогих склонов существенного перемещения материала также не происходит. Наиболее характерными районами с подобными погребенными ореолами и потоками рассеяния могут служить некоторые участки в пределах Далдыно-Алакитского и Среднемархинского районов.

Крайним случаем, характеризующим высшую степень выравнивания рельефа и отсутствия эрозионной деятельности, является ситуация, при которой крутизна склонов равна нулю (пенеплен). В таких условиях никакого перемещения обломочного материала не происходит, преобладает химическое выветривание (корообразование), форма и размеры ореолов соответствуют таковым коренных источников. Поиски кимберлитовых тел по таким ореолам очень сложны, так как они имеют локальное распространение, к тому же, как правило, погребены. Однако подсечение такого ореола равнозначно открытию кимберлитового тела.

Содержание МИК в коренном источнике, размеры кимберлитовых тел и их положение в плане оказывают решающее влияние на ширину ореолов и потоков рассеяния и на содержание минералов в них. Более крупным телам соответствуют более широкие ореолы и более протяженные потоки рассеяния (в тех случаях, когда тела в плане имеют изометричную или близкую к ней форму). Ширина ореолов, связанных с разрушением удлиненных в плане кимберлитовых тел, зависит от того, как они ориентированы своими длинными осями относительно простирания склона. Не менее важным геоморфологическим элементом, влияющим на ширину ореолов, является конфигурация склонов [15 ф]. Конфигурация склонов зависит от направления и положения русла водотока. Можно выделить две основные группы возможной плановой конфигурации склонов: а) участки постоянного (прямолинейного) простирания склонов и б) резко изменчивого простирания склонов. На участках с постоянным простиранием склонов ширина ореола рассеяния сохраняется приблизительно одинаковой от коренного источника до подножия (рис. 4.1*а*), если склон не осложнен структурными или аккумулятивными террасами. На участках с изменчивым простиранием ширина ореолов зависит от конфигурации склонов. Так, для склонов, имеющих форму амфитеатра, ширина ореолов рассеяния уменьшается (рис. 4.1*в*), а при выпуклой форме — увеличивается по мере удаления от коренного источника (рис. 4.1*б*). Кроме того, конфигурация склонов влияет на распределение МИК: на выпуклом склоне происходит «рассеяние» содержания минералов по мере удаления от коренных источников, а на вогнутых — их концентрация.

Следует также отметить, что существенное влияние на распределение минералов кимберлитов в рыхлых отложениях склонов оказывают формы поперечного

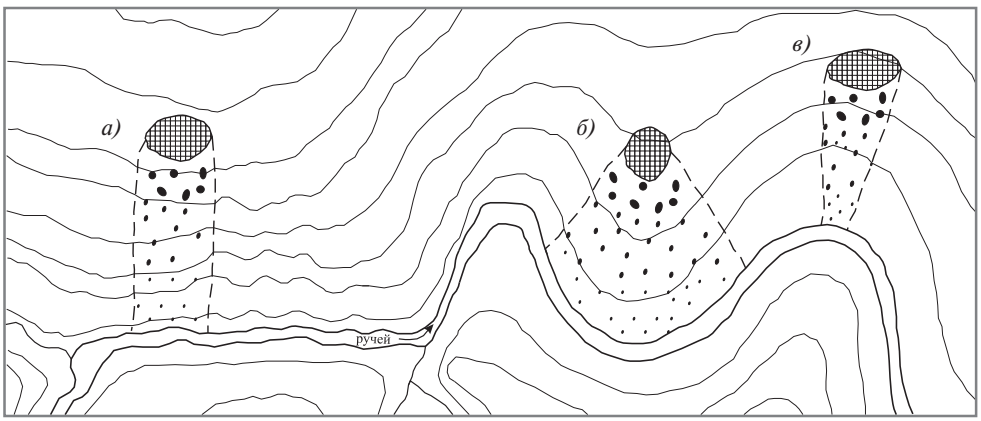


Рис. 4.1. **Влияние плановой конфигурации склонов на форму ореолов рассеяния по [15 ф]**

профиля долин, которые зависят, прежде всего, от неотектонических условий, а также от устойчивости коренных пород к выветриванию. Прямые склоны с постоянными углами падения имеют долины водотоков, находящиеся в стадии оживления эрозионной деятельности (участки неотектонических поднятий). В этом случае распределение МИК в ореоле рассеяния зависит от крутизны склонов: с увеличением крутизны уменьшается содержание минералов вплоть до полного их исчезновения на участках структурных уступов, имеющих крутизну, превышающую угол естественного откоса.

4.2. Миграционная способность кимберлитовых минералов

Важной в геолого-поисковом отношении характеристикой является миграционная способность минералов или их транспортабельность, которая в значительной степени зависит от устойчивости конкретных минералов и которая оценивает дальность их перемещения от коренного источника при сохранении некоторых минимальных размеров [20]. В ходе экзогенной эволюции МИК повергаются химическому растворению и физико-механическим воздействиям в процессе переноса водными потоками, при котором они истираются, дробятся и окатываются. К основным свойствам МИК, совокупность которых определяет его поведение в процессе переноса, следует отнести размеры и форму зерен, удельный вес, химическую устойчивость, твердость, наличие и характер спайности, степень дефектности (наличие включений, трещиноватость, интенсивность изменений) и, наконец, сопротивляемость конкретного минерала к истиранию. В обобщенном виде можно сказать, что поведение минералов в ходе осадочного процесса определяется их химической, физико-механической и гидроаэродинамической устойчивостью, а также условиями протекания осадочного процесса [109]. Важнейшие характеристики, определяющие условия экзогенного морфогенеза кимберлитовых минералов, приведены в табл. 4.1. Как уже отмечалось в разделе 3, установлен следующий ряд убывания физико-механической (абразивной) устойчивости основных кимберлитовых минералов: алмаз — циркон — хромит — пироп — оливин — пикроильменит — хромдиопсид. По химической устойчивости минералы располагаются следующим образом (по возрастанию): оливин — хромдиопсид — пироп — пикроильменит — хромит — циркон — алмаз [15, 106, 140]. Совершенно очевидно, что МИК, обладающие повышенной твердостью и устойчивостью, переносятся на более значительные расстояния по сравнению с менее устойчивыми, а также дефектными минералами.

Таблица 4.1

Шлихо-россыпеобразующая способность кимберлитовых минералов [106]

Минералы	Плотность (г/см³)	Твердость (кгс/мм²)	Устойчивость			Миграционная способность
			Химическая	Физико-механическая	Гидроаэро-динамическая	
Алмаз	3,5	10060	xxxxx	xxxxx	xxx	xxxxx
Гранаты	3,5–4,1	1250	xxx	xxxx	xxx	xxxx
Пикроильменит	4,8	640	xxxx	xxx	xxxx	xxx
Хромит	4,9–5,1	1375	xxxxx	xxxx	xxxx	xxxxx
Оливин	3,2–3,5	1150	x	xxxx	xx	xx
Хромдиопсид	3,2–3,3	900	xx	xxx	xx	xx
Флогопит	2,7–2,9	80–90	xx	xx	x	xx
Магнетит	5,2	610	xxx	xxx	xxxx	xxx
Серпентин	2,5	30–60	xxx	x	x	x
Хлортт	2,6–3,0	30	xxx	xx	x	x
Кварц	2,6	1135	xxxxx	xxxx	x	xxxxx
Кальцит	2,7–2,8	150	x	xx	x	xx

Примечание. Степень устойчивости и миграционная способность минералов: x — весьма низкая; xx — низкая; xxx — средняя, xxxx — высокая, xxxxx — весьма высокая.

Для транспортабельности минералов важное значение имеют такие факторы, как тектоническое строение (неотектоника) конкретного района и литологический состав пород [5 ф].

Влияние неотектонического режима на транспортабельность МИК выражается в тесной взаимосвязи скоростей поднятия с интенсивностью процессов эрозии и денудации. Как известно, оживление эрозионной деятельности рек влечет за собой и усиленную денудацию, благодаря чему на склонах водотоков скапливается значительное количество грубообломочного материала. В результате и русла водотоков оказываются переполненными разного рода грубообломочными образованиями. Продольные профили даже малых рек в областях интенсивных поднятий становятся крутыми, а при наличии резко устойчивых к разрушению пластов — ступенчатыми. Естественно, крутизна продольного профиля приводит к резкому увеличению скорости течения водного потока, а следовательно, и к увеличению его энергии. В этих условиях в относительно крупных водотоках даже при уровнях близких к меженному происходит постоянное перемещение грубообломочного материала [67]. В сравнительно мелких водотоках перенос грубообломочного материала осуществляется только в периоды паводковых вод. Поэтому, естественно, в областях интенсивных неотектонических поднятий физические условия переноса минералов будут обладать рядом резко выраженных особенностей. Первая особенность, связанная с перемещением минералов в грубообломочной среде, выражается в усиленном и сравнительно быстром измельчении, многократном раскалывании отдельных зерен, что приводит к быстрому «исчезновению» МИК в аллювии водотока. Вторая особенность заключается в относительно быстром истирании поверхностей зерен или граней кристаллов и, в конечном счете,

также в видимом «исчезновении» минералов. Хотя данная особенность, пожалуй, применима лишь к наименее устойчивым минералам кимберлита и вряд ли может быть распространена на такие минералы, как циркон, хромшпинелид или алмаз. Иными словами, в районах интенсивных поднятий, при разрушении кимберлита его минералы при переносе могут «теряться» в грубообломочных отложениях на расстоянии первых километров от источника как за счет измельчения и, в меньшей степени, истирания, так и за счет естественного «разубоживания» материалом русловых отложений. В качестве примера может служить район Оленекского поднятия, характеризующийся интенсивной неотектоникой и, в частности, территория Бенчимэ-Куойкского поля (Нижнеоленекский район). Обратимся вновь к уже упоминаемой тр. Оливиновая, расположенной в данном поле. Так, Л. А. Зиминым [5 ф] отмечается, что при ее открытии В. В. Алексеевым в 1958 г. минералы в потоке рассеяния были уловлены лишь на расстоянии 200 с небольшим метров ниже тела. Одной из причин такого короткого потока механического рассеяния МИК являются именно резко выраженные в районе неотектонические движения положительного знака.

В районах, характеризующихся умеренностью положительных движений, транспортабельность минералов возрастает, и длина механического потока рассеяния соответственно увеличивается в десятки раз. В данных условиях МИК без труда обнаруживаются на расстоянии 10–20 км и более от коренного источника.

При пенепленизации территории в процессе «старения» и «отмирания» гидросети резко снижается воздействие факторов, влияющих на транспортабельность минералов, а именно гравитации и динамики водной среды. В результате снижаются темпы перемещения обломочных частиц, в том числе и МИК. В конечном итоге может наступить момент, когда перемещение продуктов разрушения кимберлитов полностью должно прекратиться, уступив свое место физико-химическим процессам морфогенеза. В качестве примера хочется привести одно из кимберлитовых тел в пределах Восточно-Укукитского поля, выявленное при заверке фотоаномалии № 15 [3 ф]. Данное тело расположено на выположенном склоне левобережья р. Укукит в истоках задернованного небольшого притока, при заверке шлихами которого кимберлитовые минералы в притоке, дренирующем данное кимберлитовое тело, не были обнаружены. Примечательно, что и при лабораторном просмотре шлихов МИК в притоке отсутствовали. Лишь в шлихах, отобранных непосредственно в пределах контура фотоаномалии, были установлены как индикаторные минералы, так и обломки кимберлита.

Также существенно влияют на транспортабельность МИК литология района, гранулометрический и петрографический состав русловых грубообломочных отложений. Безусловно, что и литология пород района, и петрографический состав русловых отложений должны рассматриваться в неразрывной связи с неотектоникой района, которая и определяет, в конечном счете, появление грубообломочного материала вообще. Тем не менее, очевидно, что истирающее действие обломков пород находится в прямой зависимости от их петрографического состава. Зерна минералов, перемещаемые потоком совместно с обломками аргиллитов или известняков, будут претерпевать значительно меньший механический износ на единицу расстояния, чем такие же зерна, перемещаемые с обломками долеритов или песчаников (гранитов, кварцитов и т. п.). Не углубляясь далее в суть этого ясного вопроса, необходимо лишь подчеркнуть, что дальность переноса МИК и их сохранность зависят от характера переносящей среды, что необходимо учитывать. В «грубой» среде переноса и при большой скорости перемещения обломочного материала МИК будут более интенсивно колоться, в связи с чем по мере удаления от источника будет возрастать количество вторично колотых зерен.

На дальность переноса МИК от коренного источника значительное влияние оказывают и исходные размеры этих минералов непосредственно в кимберли-

товом теле. Ясно, что чем бóльшими размерами будут обладать минералы в первичном источнике, тем бóльшую длину будет иметь механический поток их рассеяния, и наоборот. Однако сами по себе размеры зерен МИК не могут в решающей степени являться показателем удаленности до кимберлитового тела. Причиной, побудившей отметить данное очевидное явление, служит довольно частое в последнее время увлечение относительными размерами кимберлитовых минералов для оценки дальности их переноса. Нередко преобладание в ореоле зерен МИК размером менее 1 мм и отсутствие разностей из класса -2+1 мм и крупнее интерпретируется как признак дальнего сноса, при этом забывается, что основная масса зерен в кимберлитах представлена именно классом -1+0,5 мм (в количественном выражении), который является наиболее представительным и в шлиховых ореолах. Использование крупности МИК для данных целей лишено смысла, так как и содержание минералов, и размеры их зерен в искомом коренном источнике неизвестны и могут быть самыми различными. Достаточно сказать, что, к примеру, в жиле А-21 (Мирнинское поле) размеры пикроильменита не превышают 0,3 мм, в то же время зерна пикроильменита из тр. Чомур (Чомурдахское поле) достигают в поперечнике нескольких сантиметров. Как следствие, если наличие в ореоле зерен пикроильменита размером менее 1 мм для тел типа жилы А-21 будет означать непосредственную близость коренного источника, то для тр. Чомур такой размер зерен, напротив, будет свидетельствовать об удаленности кимберлитового тела, во всяком случае, не о его близости. Кроме того, распределение зерен по крупности при переносе в водной среде зависит не столько от дальности переноса, сколько от гидродинамики водного потока. Так, в руслах водотоков в зонах локальных неотектонических поднятий может происходить интенсивный вынос обломочного материала, и в маломощном слое аллювия будет происходить резкое накопление кимберлитовых минералов с повышенной крупностью, например крупного пикроильменита. В результате в шлиховой пробе появятся минералы таких размеров, которые рядовыми пробами выше по течению улавливаться не будут, а их относительное количество в пробе необъяснимо с позиций нормальной дифференциации [17]. Такие аномалии могут создать ложное впечатление о подпитке шлихового потока материалом из другого источника. Поэтому далеко не всегда высокие концентрации крупных МИК могут свидетельствовать о близости коренного источника. Тем не менее, необходимо обращать внимание на аномалии крупных зерен минералов при проведении поисковых работ и использовать их при прогнозировании коренных источников, так как вблизи коренных источников помимо резкого возрастания концентрации МИК могут действительно появляться крупные гранулометрические классы минералов.

Поведение МИК в аллювии водотоков и дальность их переноса определяются и режимом транспортирующего водотока [50, 115]. Известно, что все естественные русловые потоки характеризуются турбулентным движением воды, сопровождаемым взаимным перемещением масс жидкости, чем обеспечивается взвешенный и донный перенос частиц аллювия, включая и МИК. При донном переносе минералов преобладает перенос зерен скольжением и перекатыванием. Однако зерна минералов могут быть взвешены в потоке и перенос их может осуществляться во взвешенном состоянии при условии достижения потоком таких скоростей, при которых подъемная сила будет равновелика весу частиц в воде. При переносе во взвешенном состоянии мелкие зерна минералов лишь изредка касаются дна, а более крупные зерна при достижении критических скоростей движутся скачкообразно, т. е. их перенос состоит из частых подъемов на небольшую высоту и падений на дно. Вполне естественно, что во взвешенном состоянии МИК несутся на более значительные расстояния, чем при донном переносе, к тому же при этом менее изнашиваясь. Учитывая, что подъемная сила воды, приводящая частицы в неравновесное состояние, зависит от мощности (глубины) водного потока и его скорости, нетрудно предположить, что

максимальной транспортирующей способностью МИК будут обладать крупные водотоки с большими скоростями течения. В более мелких водотоках максимальная способность к переносу минералов осуществляется лишь в паводковые периоды при наивысших уровнях подъема воды. Хотя, ради справедливости, отметим, что в настоящее время вопрос о механизме перемещения МИК речными потоками остается актуальным. Он не решен полностью из-за сложности русловых процессов.

4.3. Определение дальности переноса минералов-индикаторов кимберлитов в зависимости от степени их механического износа

Несмотря на огромный практический опыт поисков кимберлитовых тел шлихо-минералогическим методом, вопрос определения удаленности коренных источников по внешнему виду МИК до сих пор остается актуальным. Более того, определение удаленности кимберлитовых тел по облику кимберлитовых минералов является одной из важнейших задач шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений.

Транспортировка минералов в процессе формирования шлиховых ореолов обусловливает их истирание [129]. Вначале истираются первичные поверхности, затем эволюционирует морфология зерен. Также происходит перераспределение по плотности, гранулометрии, измельчение (раскалывание) минералов, снижается их концентрация [140]. На сегодня хорошо известны общие закономерности изменения минерального вещества в процессе транспортировки, к основным из которых можно отнести следующие:

1 — концентрация минералов каждой размерности и всей ассоциации в целом резко падает по мере удаления от коренного источника;
2 — наименее подвижны крупные гранулометрические классы, которые концентрируются вблизи коренных источников;
3 — имеющий меньшую плотность гранат более подвижен по сравнению с пикроильменитом и хромшпинелидом.

Для определения местоположения первоисточника по внешнему облику МИК из ореолов необходимо знать закономерности изменения этих минералов в экзогенных условиях. Механический износ МИК функционально связан с суммарно пройденным ими расстоянием в процессе переноса и поэтому априорно связывается с удаленностью до коренного источника.

Процессы механического износа рассматриваются, как правило, с точки зрения транспортировки минералов в водноаллювиальной среде. Имеются утверждения отдельных исследователей, что в континентальных условиях перенос на многие десятки километров не вызывает заметных признаков механического износа на минералах [106, 17]. Не вступая в дискуссии по поводу данных высказываний, обратимся к конкретным наблюдениям в реальных условиях, отметив лишь, что не все специалисты разделяют это мнение. Большинство исследователей все же считают, что степень износа минералов — один из самых важных критериев при прогнозировании удаленности ореола от источника сноса [140]. При этом следует отметить, что нередко разные мнения по поводу износа МИК при транспортировке их водотоками связаны с различным подходом к самому понятию «степень механического износа» минералов и даже с разным его толкованием, что, безусловно, вносит путаницу. Так, нередко под степенью механического износа кимберлитовых минералов понимается только степень их окатывания по литологической шкале окатанности, т. е. эволюция макроморфологии зерен, без учета характера первичных поверхностей. В большинстве же случаев, особенно среди специалистов-производственников, под степенью механического износа кимберлитовых минералов понимается именно степень сохранности первичного микрорельефа на зернах. На самом деле, решая задачу

определения дальности переноса МИК от первоисточника, рассматривать эволюцию минералов в процессе транспортировки следует не столько с позиций изменения макроморфологии зерен, сколько изменения их топографии поверхности (микроморфологии), т. е. с позиций сохранности первичных поверхностей в результате механического износа.

Вопросы дальности переноса минералов кимберлитов от коренного источника и их трансформации в процессе этого переноса волновали исследователей с самых истоков алмазопоисковых работ в пределах ЯАП. Так, еще Л. А. Попугаевой при открытии тр. Зарница был сделан вывод, что по мере удаления от коренного источника концентрация МИК и их размеры убывают. К наиболее важным исследованиям в этом направлении следует отнести работы Б. И. Прокопчука, Н. Н. Сарсадских, М. И. Плотниковой, Е. Д. Черного, В. П. Афанасьева, А. Д. Харькива и др. Однако исключительно важными и результативными в поисковом отношении работами являются практические, теоретические и экспериментальные исследования Л. А. Зимина, значение которых и сегодня трудно переоценить. Ниже кратко остановимся на основных результатах выполненных в этом направлении исследований.

В 1955 г. Н. П. Кленовицкий (Центральная экспедиция ВСЕГЕИ) провел опыты по механическому истиранию таких минералов, как пироп и ильменит, с целью определения их устойчивости при переносе русловым потоком [21]. В результате проведенных работ автор пришел к выводу, что ильменит и пироп не выдерживают длительного переноса и переходят в тонкие фракции. Установлено, что на расстоянии 155 км в тонких фракциях сохраняется лишь около 10 % исходного количества минералов. Помимо этого выяснено, что ильменит является минералом менее устойчивым, чем пироп. Потеря веса минералов на различных интервалах переноса уменьшается, что зависит от формы и окатанности зерен. На первых этапах переноса, пока обломки имеют остроугольные очертания, процесс дробления и истирания сильнее, чем на большем расстоянии, когда зерна приобретают некоторую сглаженность. В результате эксперимента было также отмечено, что на кристалле алмаза додекаэдрической формы никаких изменений в течение всего опыта не произошло. Следует особо отметить, что условия эксперимента были максимально приближены к естественным. Опыты проводились во вращающемся, наполненном водой барабане, внутренняя поверхность которого была облицована цементом с равномерно распределенной в нем галькой и обломками твердых устойчивых пород и минералов — халцедона, кварца, кварцита и др., вследствие чего поверхность имела характер неподвижного шероховатого ложа. В барабан вместе с зернами пиропа и ильменита загружалась хорошо окатанная галька песчаника, кварца, диабаза, известняков и халцедона, а также песок, которые через определенные промежутки времени постоянно пополнялись взамен истиравшихся. Скорость вращения барабана примерно соответствовала скорости течения воды в естественных русловых потоках в период паводка [21].

Б. И. Прокопчук [114] проследил изменения, происходящие с пиропом по мере его удаления от коренного источника — трубки Аэрогеологическая (Огонёр-Юряхское поле). Результаты данных работ показали, что наиболее четкими признаками близости кимберлитового тела являются зерна пиропа с келифитовой каймой, которые встречаются в аллювии реки не далее 11 км от местоположения трубки. Наличие зерен пиропа со скульптированными поверхностями, по мнению автора, также говорят о близости кимберлитовых тел — в элювии и делювии скульптуры сохраняются без изменения. Во временных водотоках и в русловых отложениях рек наблюдалась некоторая сглаженность скульптур уже на протяжении первых 8–10 км и полное их исчезновение на расстоянии 40 км от трубки. Другие важные выводы сводились к следующему:

– наличие округлых трещиноватых зерен пиропа свидетельствует о близости кимберлитовых тел;

– полное разрушение зерен пиропа с трещинами происходит на расстоянии 35–50 км от кимберлитовой трубки;
– количество пиропа в русле реки, размывающей трубку, уменьшается равномерно по мере удаления от тела;
– на расстоянии 50–60 км влияние кимберлитовой трубки на состав русловых отложений уже не сказывается;
– в аллювии заметно уменьшается величина зерен пиропа вниз по течению за счет истирания и дробления;
– наименее устойчив в аллювии пироп оранжевого цвета, что подтверждается более равномерным уменьшением его содержания вниз по течению реки по сравнению с другими цветовыми разновидностями пиропа.

При проведении поисковых работ в Алакит-Мархинском поле А. Д. Харькивым и Е. Д. Черным [22 ф] были изучены МИК с точки зрения распределения их по размерам и по степени механического износа при транспортировке. Это была первая попытка систематизировать сведения о состоянии и характере переноса продуктов размыва кимберлитов. В результате исследований выделено пять классов обработки кимберлитовых минералов и составлена таблица, в которой сведена информация о характере изменения поверхности и размеров зерен в зависимости от дальности транспортировки. В частности, указывается, что зерна минералов 1 класса обработки с примазками кимберлита и пиропы с келифитовой каймой встречаются на расстоянии 0,2–0,6 км от источника. Зерна 2 класса без следов обработки прослеживаются на 0,6–1,5 км от кимберлита, при этом слюда исчезает, серпентин отсутствует. Для зерен, относимых к 3 классу, на которых наиболее выступающие части сглажены, приведено расстояние в 1,5–5,0 км и на этом расстоянии исчезают зерна хромдиопсида. Остроугольные и окатанные зерна МИК 4 класса прослеживаются на расстояния от 5–10 до 25–35 км, на этих же расстояниях может встречаться и оливин. Хорошо окатанные округлые зерна минералов 5 класса встречаются на расстояниях свыше 35 км.

М. И. Плотникова и Н. Н. Сарсадских [103, 14 ф], рассматривая вопросы изучения алмазоносных россыпей на основе многолетнего опыта работ в Среднемархинском и Приленском алмазоносных районах ЯАП, указывают, что скорость уменьшения размеров минералов зависит от их физических свойств (удельного веса), размеров в исходной породе, от формы и спайности, от первичной трещиноватости и условий транспортировки. Прослеживая характер изменения содержаний и средних весов зерен пикроильменита, авторы приходят к выводу, что в небольших реках расстояние переноса основной массы пикроильменита крупнее 0,5 мм составляет первые десятки километров от первоисточника. В более крупных реках разнос пикроильменита может увеличиваться до 200–250 км, но и здесь содержания и средние веса основной массы зерен быстро падают на протяжении первых десятков километров. Чрезвычайно важным параметров для определения дальности и направления сноса МИК, по мнению авторов, является степень износа поверхности зерен и эволюция их формы в процессе переноса с момента высвобождения из материнских пород. Ссылаясь на данные Амакинской экспедиции и ВАГТа, авторы указывают, что каймы и рубашки лейкоксена и перовскита на ильмените сохраняются на расстоянии до 0,5 км от источника сноса, на расстоянии 0,5–1,5 км сохраняются только отдельные их участки, а после 5 км они полностью исчезают. Авторами приведена принципиальная схема эволюции зерен пиропа и пикроильменита в процессе переноса. Так, первоначально округлые зерна пиропа быстро дробятся и наличие угловатых обломков, по мнению авторов, является указателем не близости, а, напротив, дальности источников сноса. Зерна пикроильменита по данным наблюдений раскалываются меньше, и судить о дальности его переноса можно по тщательному изучению изменений первичного характера поверхности зерен, ее стирания и появления сравнительно гладкой поверхности окатывания.

В отчете А. А. Панкратова приводятся результаты наблюдений В. Е. Минорина за

1967 г. [14 ф], по которым на близость коренного источника указывает присутствие в аллювии крупных (более 2 мм) и трещиноватых пиропов. Также В. Е. Минориным отмечается, что зерна пиропа с обрывками келифитовых кайм встречаются в аллювии только на расстоянии до 100–200 м от кимберлитовых тел. Зерна пикроильменита с сохранившейся лейкоксеновой оболочкой наблюдаются на удалении до нескольких сотен метров, редкие зерна — до 1–2 км. Пиропы и пикроильмениты с четко выраженными шагреневыми поверхностями прослеживаются в аллювии на расстоянии 2–3 км от первоисточника, с заметно сглаженными — до 5–8 км. При переносе в аллювии на расстоянии более 10 км первоначальная форма и поверхности пиропов и пикроильменитов существенно изменяются из-за раскалывания и окатывания зерен. На расстоянии 15–20 км от первоисточника обычно только на поверхности редких зерен едва заметны первичные выемки, поверхности сколов становятся матовыми, острые ребра стираются, округляются. На расстоянии 25–30 км зерна пикроильменита обычно не сохраняют следов магматической резорбции. При этом отмечается, что известны случаи, когда мелкие (0,5–0,7 мм) зерна хромдиопсида переносятся на расстояния в несколько десятков километров.

В этой же работе А. А. Панкратова приводятся результаты исследований Ю. И. Хабардина за 1968 г. по изучению условий переноса МИК и обломков кимберлита ниже тр. Моркока, размываемой руслом одноименной реки (на участке протяженностью 9 км). Обломки кимберлита встречены на всем изученном отрезке русла, максимальная их крупность снижается от 17 см (2,5 км ниже трубки) до 5 см. Автор предполагает, что в 20–25 км ниже трубки размер обломков кимберлита не будет превышать 1 см. Наличие неокатанных зерен пикроильменита на удалении от трубки Ю. И. Хабардин объясняет разрушением обломков кимберлита в процессе их транспортировки.

В более поздних своих работах А. Д. Харькивым достаточно детально рассмотрены эволюционные особенности индикаторных минералов кимберлитов в процессе их транспортировки [136, 137, 140]. Автор не согласен с выводом В. П. Афанасьева касательно того, что перенос минералов в аллювиальной среде на многие десятки километров не вызывает значительных признаков механического износа на зернах. В качестве примера приводятся результаты наблюдений И. П. Илупина по прослеживанию степени окатанности пиропа и пикроильменита в районе трубок Маршрутная и НИИГА Алакит-Мархинского поля [140], которые показали, что уже в делювиальных отложениях на расстоянии первых сотен метров от коренного источника на зернах пикроильменита появляются следы износа. Они выражены в появлении плоских площадок на неровной бугорчатой поверхности этого минерала, частичном или полном уничтожении шиповидных выступов и т. д. В аллювиальных отложениях р. Соксолох-Алакитский на расстоянии первых километров от коренного источника следы износа проявляются в виде округления углов и ребер обломков зерен пиропа. Таким образом, именно степень механической обработки зерен МИК, по мнению А. Д. Харькива, является наиболее надежным критерием определения дальности их транспортировки. Результаты изучения автором морфологических особенностей МИК Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского районов показали, что во всех случаях по мере удаления от коренного источника истираются первичные (магматогенные) поверхности и те скульптуры, которые формируются под воздействием магматической среды (микрошероховатость, микробугорчатость, бородавчатость, шиповидные выступы), уничтожаются трещиноватые зерна, сглаживаются углы и ребер первичных сколов зерен пиропа и пикроильменита. В качестве признака удаленности от коренного источника отмечается такой параметр, как частая встречаемость на зернах пиропа цирковидных, кратерных, серповидных впадин (выбоин), контуры которых расплываются вследствие истирания, становятся нечеткими. При решении вопроса о дальности

транспортировки МИК автор рекомендует учитывать масштабы и характер вторичного замещения минералов, так как зерна, даже слегка затронутые выветриванием, имеют резко пониженную абразивную прочность. Наблюдениями автора установлено, что келифитовая оболочка присутствует на пиропе на расстоянии не более сотен метров от первоисточника, поэтому обнаружение в россыпях зерен этого минерала с реликтами келифитовой каймы является надежным признаком близости кимберлитового тела. На основе обобщения имеющегося фактического материала автором выделяется пять классов износа МИК в зависимости от расстояния транспортировки (за основу взята схема Е. Д. Черного). По сути, это усовершенствованная и дополненная ранее выделенная схема обработки минералов [22 ф], о которой упоминалось выше, но несколько уточнены расстояния переноса каждого класса. Для зерен минералов I класса (сохранность очень хорошая) без признаков механического износа приводится то же расстояние в 0,2–0,6 км, на котором они встречаются. Среди минералов II класса износа (сохранность хорошая) пироп присутствует практически без следов мехизноса, а на пикроильменитах появляются слабо выраженные следы мехобработки (первичная поверхность составляет 50–70 % поверхности зерен). Минералы данного класса износа прослеживаются на расстоянии 0,6–5 км от источника. МИК III класса износа характеризуются средней сохранностью, первичные поверхности на них занимают малую площадь, примерное распространение их — 5–15 км от первоисточника. Зерна IV класса износа (плохая сохранность) практически лишены первичной поверхности, имеют изометрично-овальную форму и распространяются на расстояние 15–40 км от кимберлитовых тел. К V классу износа (сохранность очень плохая) отнесены идеально окатанные мелкие (менее 1 мм) зерна минералов с гладкими поверхностями, претерпевшими длительную транспортировку, коренные источники которых предположительно находятся на удалении многих десятков километров.

В. П. Афанасьев [13] в качестве основных параметров определения степени удаления ореолов от кимберлитовых источников называет следующие (признаки локализации):

1) концентрация индикаторных минералов (падает по мере удаления от источника);
2) гранулометрический спектр минеральной ассоциации (более крупные «отстают» в движении от мелких и концентрируются ближе к источнику);
3) соотношение более легких силикатов, главным образом граната, и тяжелых рудных минералов, в основном пикроильменита (рудные концентрируются ближе к коренному источнику);
4–6) доли агрегатного пикроильменита, оранжевых гранатов и гранатов с дислокационным типом коррозии (убывают по мере удаления от источника);
7) степень износа минералов (увеличивается по мере удаления от источника);
8) степень сортировки ассоциации минералов (улучшается по мере удаления от источника).

Каждому из перечисленных признаков автор придает конкретную поисковую значимость. Суммарное значение этих признаков, вычисленное по специальной формуле, названо «коэффициентом соответствия» (КС), который является интегрированной количественной оценкой качества шлиховой пробы. Коэффициент соответствия означает подобие суммарных характеристик индикаторных минералов по отношению к минералам искомого коренного источника. Возрастание значений КС указывает на приближение к коренному источнику, убывание — наоборот. Не останавливаясь на преимуществах и недостатках данного метода, лишь отметим, что он не получил широкого применения в практике алмазопоисковых работ, в первую очередь из-за сложности вычисления отдельных признаков, требующих специальных знаний и трудоемкости выполнения в целом данного метода минералогического картирования.

Вопросами транспортировки кимберлитовых минералов и определения их дальности переноса вплотную и очень детально занимались геологи Амакинской экспедиции — Л. А. Зимин совместно с А. А. Панкратовым, Н. А. Петелиной и З. С. Клочковой [5 ф, 14 ф]. В процессе данных исследований закономерности изменения макро- и микроморфологии МИК по мере удаления от коренного источника прослежены на ряде объектов ЯАП: левых притоках р. Мархи — руч. Аллара-Чочурдах на отрезке 19 км и руч. Онхой-Юрэх протяженностью 16 км, а также по правому притоку р. Алакит — р. Юёсе-Харыйалаах (Далдыно-Алакитский район). Выбор левых притоков р. Мархи был обусловлен стремлением избежать недопустимого в данном случае поступления в аллювий МИК из посторонних кимберлитовых тел и вторичных коллекторов. Как в бассейне руч. Аллара-Чочурдах, так и в бассейне руч. Онхой-Юрэх известно только по единственному для каждого водотока кимберлитовому телу — трубки Загадочная и Дальняя соответственно. Напротив, р. Юёсе-Харыйалаах была выбрана с целью определения дальности переноса МИК в присутствии «помех» в виде промежуточных коллекторов, поставляющих в аллювий механически истертые зерна минералов, не связанных с известными кимберлитами. В бассейне данной реки расположено несколько кимберлитовых тел — трубки НИИГА, Маршрутная, Радиогеодезическая и Талисман, причем все расположены в истоках водотока.

В процессе данных исследований были детально изучены минералы из опытных партий шлихов экспериментальных отрезков водотоков. По мнению Л. А. Зимина, важнейшими факторами, влияющими на транспортабельность кимберлитовых минералов, являются неотектоника района, литология пород и размеры минералов в кимберлитовом теле. Автор также пришел к следующему выводу: «Тесная взаимосвязь процентных отношений классов крупности минералов кимберлита с гидродинамическими условиями потока, которые очень часто, буквально через несколько метров, меняют свой характер, ставит под сомнение возможность использования гранулометрии зерен для определения дальности их переноса». Интересные результаты получены для оливина и хромдиопсида, считавшихся малотранспортабельными минералами кимберлитов. Отмечено, что на расстоянии до 20 км от коренного источника данные минералы не приобретают каких-либо следов механического истирания, что, возможно, связано с их хрупкостью — в процессе транспортировки в пределах указанного расстояния они лишь измельчаются. Наблюдения за изменением поверхности пиропа и пикроильменита при переносе показали, что при удалении на 50–90 км от источника истертые зерна пикроильменита в результате микроскопических сколов имеют темно-серый цвет, напоминающий цвет графита, и этим резко отличаются от зерен минерала, не испытавшего транспортировки. Зерна пиропа, испытавшие определенный перенос, в отличие от пикроильменита не выкрашиваются, а в основном шлифуются, благодаря чему приобретают гладкую и тусклую поверхность. Лейкоксеновые первичные «рубашки», по наблюдениям Л. А. Зимина, в аллювиальных условиях могут сохраняться на достаточно большом расстоянии, превышающем иногда 20 км. Вслед за А. Д. Харькивым, Е. Д. Черным и Н. П. Кленовицким автор утверждает, что пикроильменит является менее устойчивым минералом по сравнению с пиропом и быстрее изнашивается.

Для представления об изменении зерен минералов при большом удалении от коренного источника Л. А. Зиминым были использованы результаты моделирования. В основу работ по моделированию внешнего вида МИК было положено представление о том, что весь процесс механического износа зерен при транспортировке можно выразить постепенным уменьшением их объема за счет выкрашивания и истирания. Воссоздавая последовательно из одного и того же образца внешний вид зерна определенного класса механического износа, автором был получен целый ряд значений его объемов, по которым помимо эмпирических кривых были построены графики зависимости уменьшения объема

минерала от дальности переноса по данным моделирования. Установлено, что зависимость степени механического износа от дальности транспортировки имеет вид экспоненциальной кривой. Примечательно, что для моделирования автором использовался такой материал, как обычный пластилин, из которого изготавливался кубик, имитирующий исходное зерно, объем которого измерялся в мерном цилиндре (точность 0,5 см^3). Затем ребра и вершины этого кубика слегка сглаживали срезанием пластилина ножом, имитируя тем самым появление определенного класса мехизноса, после чего снова производился замер его объема. Во избежание случайных результатов замера объема моделей зерен по классам механического износа, вся операция повторялась 10 раз, сопровождаясь постоянными замерами. Из 10 замеров вычислялись средние арифметические каждого класса, после чего в результате пересчета полученные абсолютные величины переводились в относительные. Для удобства вычислений механический износ минералов был представлен в виде приращения объема со знаком минус, а общая функция зависимости автором была представлена в следующем виде:

$$-\Delta V = f(L),$$

где: $-\Delta V$ — приращение объема минерала;
L — расстояние переноса.

Однако определять какими-либо инструментальными или физическими способами потерю объема зерна — процесс достаточно трудоемкий. В связи с чем возникла необходимость в отыскании практически удобной и простой шкалы механического износа. Подобная шкала была предложена Л. А. Зиминым еще в 1966 г [5 ф], в основу нее был положен такой признак, как степень сохранности первичной поверхности МИК, или иначе — степень механического износа минералов. Вначале шкала насчитывала 8 классов, так как учитывала колотость зерен, поэтому отличалась некоторой громоздкостью. Позднее данная шкала была усовершенствована [14 ф], в ней автор ограничился выделением только 4 классов механического износа (классов сохранности). Достаточно подробно данная шкала механического износа минералов рассмотрена в разделе 2. Следует отметить, что шкала сохранности кимберлитовых минералов, разработанная Л. А. Зиминым, до сих пор используется многими исследователями, в том числе она успешно применяется при алмазопоисковых работах и в Амакинской экспедиции. Иногда в качестве дополнения к данной шкале выделяется 0 класс сохранности, к которому относятся МИК в примазках кимберлита.

В результате проведенных исследований были сделаны важные в практическом отношении выводы. Так, при переносе пиропа от 0 до 15 км возможно обнаружение зерен только I класса. По мере удаления от коренного источника происходит одновременно разрушение и раскалывание трещиноватых и массивных зерен с образованием остроугольных обломков. При этом количество целых массивных и трещиноватых зерен по мере удаления постепенно уменьшается, количество же обломков возрастает. Далее 15 км начинают появляться первые проценты содержания зерен II класса. Первичные поверхности начинают приобретать следы механического воздействия — различные скульптуры слегка притерты. На расстоянии от 15 до 40 км происходит постепенное уменьшение зерен I класса и также постепенное, соответственно, увеличение содержания зерен II класса. Таким образом, расстояние неизношенных пиропов довольно значительное — до 40 и более километров. Все данные выводы применительны к «стерильным» районам, где отсутствует влияние посторонних источников. В районах с посторонними источниками, на примере русла р. Юёсе-Харыйалаах, пиропы с механическим износом фиксировались уже на расстоянии 10 км от источника, пикроильменит II класса — на расстоянии 3 км, III класса — 5–7 км и IV — 13–15 км. На самом деле в районах, где имеют или имели место посторонние источники в виде промежуточных коллекторов, минералы с признаками износа могут присутствовать непосредственно над кимберлитовым телом. В качестве примера можно привести тр. им. Л. Попугаевой (Далдынско-

Алакитский район), которая находится в открытом карбонатном поле, где в настоящее время полностью отсутствуют какие-либо промежуточные коллектора с МИК. Тем не менее, в ореоле непосредственно рядом с трубкой наравне с неизношенными пиропами присутствуют идеально окатанные зерна (рис. 4.2). Из этого следует, что в районе тр. им. Попугаевой имел место древний промежуточный коллектор прибрежно-морского генезиса, возможно карбонового возраста, который к настоящему времени полностью уничтожен эрозией, но изношенные минералы из которого спроецировались на современную поверхность.

Также Л. А. Зиминым было отмечено, что при сопоставимых количествах пиропа и пикроильменита в коренном источнике, при увеличении расстояния переноса, в связи с различной механической устойчивостью минералов, отношение пиропа к пикроильмениту увеличивается и пироп будет «вытеснять» пикроильменит. На основе исследований сделан вывод, что о ближайшем расположении кимберлитового тела может уверенно свидетельствовать лишь 100%-ное содержание в шлихе зерен I класса сохранности. Даже в этом случае расстояние до кимберлитового тела может достигать 10–15 км, учитывая то, что следы механического износа в «стерильных» районах наблюдались у пиропа на расстоянии 15 км, а у пикроильменита — 10 км от кимберлитового тела.

Опыт собственных наблюдений показывает, что о ближайшем расположении кимберлитового тела может свидетельствовать общее 100-процентное содержание зерен МИК I+II классов сохранности, причем процентное соотношение этих классов не столь важно. В пределах сложных ореолов, с влиянием «постороннего» материала, на незначительное удаление до коренного источника может указывать наличие в шлиховой минеральной ассоциации зерен минералов I–II классов сохранности в количестве более 50 %. Наличие зерен МИК I–II классов сохранности в количестве 70–80 % может уже свидетельствовать о непосредственной близости кимберлитового тела.

На основе разработанной шкалы сохранности кимберлитовых минералов Л. А. Зиминым была построена диаграмма распределения МИК с различным механическим износом в зависимости от дальности транспортировки [15 ф]. Данная диаграмма, несколько измененная и дополненная на основе собственных наблюдений, представлена на рис. 4.3. Отличия касаются, прежде всего, того, что на диаграмме Л. А. Зимина распределение содержаний МИК показано в виде полей, предполагающих определение минимальных и максимальных (от-до) расстояний до источника, тогда как на рис. 4.3 данные распределения приведены только в виде кривых, отражающих максимальные удаления пиропа и пикроильменита опреленного класса сохранности от кимберлитового тела. В качестве дополнения приведена кривая распределения пиропов II класса

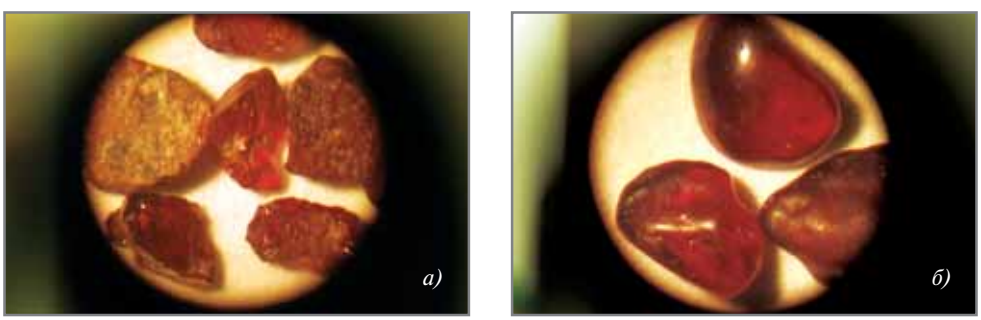


Рис. 4.2. **Внешний вид пиропов из ореола в непосредственной близости с тр. им. Попугаевой:**
а — хорошей сохранности, связанные с трубкой;
б — изношенные, из ранее существовавшего промежуточного коллектора

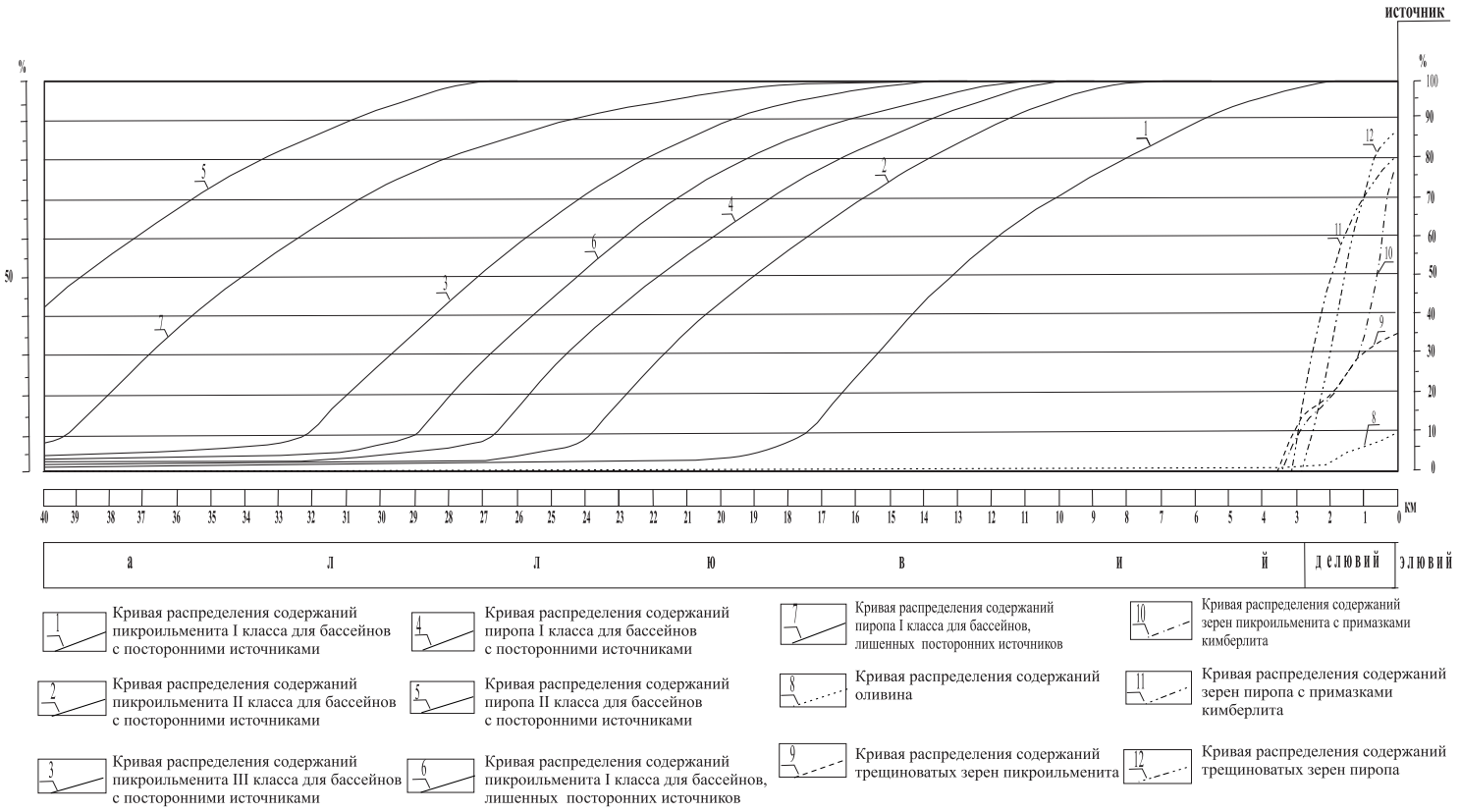


Рис. 4.3. **Диаграмма распределения МИК с различным механическим износом в зависимости от дальности транспортировки в аллювиальных отложениях по [15 ф] с дополнениями автора**

сохранности для бассейнов с посторонними источниками, которая на диаграмме Л. А. Зимина отсутствовала. Другим отличием диаграммы от первоначальной является то, что на приведенной диаграмме при достижении минералами различной степени сохранности 10%-ного содержания, дальнейшее падение их концентраций идет не по такой же закономерности, а более плавно. К примеру, содержание пикроильменита I класса сохранности по мере удаления от первоисточника постепенно падает и достигает уровня 10 процентов на расстоянии 17–18 км, после чего идет более плавное уменьшение его концентраций и даже на расстоянии в 40 км от кимберлитового тела отмечаются первые проценты зерен этого класса. Опыт работ показывает, что единичные зерна МИК хорошей сохранности в виде первых процентов имеют более широкое (фоновое) распространение и встречаются на обширных площадях при значительном удалении от кимберлитовых тел (десятки километров) вне всякой видимой связи с известными коренными источниками. Данному обстоятельству трудно найти однозначное объяснение, тем не менее факт остается фактом. Возможно, что часть минералов хорошей сохранности разносится в процессе образования ореолов непосредственно в коренной породе и затем уже на месте захоронения происходит ее разрушение и высвобождение кимберлитовых минералов. Причем в качестве коренной породы может быть не только собственно кимберлит, но и породы промежуточного коллектора (конгломераты, гравелиты и т. д.) в случае их размыва и переотложения МИК. Нельзя исключать и возможность разноса кимберлитовых минералов, в том числе и хорошей сохранности, в русловом аллювии льдом совместно с грубообломочным материалом. Известно, что в зимний период часть относительно мелких водотоков промерзает полностью до дна. В весенний паводок происходит отрыв льда от дна вместе с галечником, содержащим МИК, которые могут пассивно переноситься на значительные расстояния, освобождаясь постепенно на всем пути своего движения.

И все же, поскольку механический износ минералов является функцией расстояния переноса, возможность присутствия в одном и том же пункте в сколько-либо заметных количествах совершенно «свежих» неизношенных минералов и полностью утративших первоначальный облик, связанных с одним и тем же источником, является маловероятным. Данный вывод подтверждается практическим опытом исследования химизма кимберлитовых минералов, который показывает кардинальное различие составов у зерен МИК разной степени механического износа на обширных территориях Муно-Тюнгского района [13 ф, 23 ф]. Безусловно, что данный вывод правомочен при условии, когда и те, и другие минералы являются первичными (не переотложенными). То есть минералы как хорошей сохранности, так и изношенные должны являться производными одних и тех же литодинамических обстановок, а именно — континентальных отложений, которые предполагают линейный характер распределения МИК в ореолах.

Следует добавить, что область применения данной диаграммы в целом ограничивается определением дальности переноса минералов только в континентальных условиях. При этом процентное содержание зерен рассчитано на исходный объем пробы, равный 20 л. Поэтому приведенные кривые распределения содержаний МИК различной степени сохранности справедливы также только на данный объем проб. Увеличение исходного объема проб приведет к иным процентным содержаниям минералов и, соответственно, к несколько другим расстояниям переноса. Кроме этого, кривые распределения МИК показаны на примере наиболее представительного класса — -1+0,5 мм. Для пиропа показаны кривые распределения содержаний только I и II класса сохранности для районов с посторонними источниками и I класса — для «стерильных» районов. Только одна кривая показана и по пикроильмениту для «стерильных» районов, а именно I класса сохранности. Практическое использование кривых достаточно простое и особых пояснений не требует. Характер распреде-

ления содержаний пиропа и пикроильменита как в «стерильных» районах, так и в условиях «помех» один и тот же. Разница заключается лишь в том, что в аллювии р. Юёсе-Харыйалаах, где присутствуют минералы из промежуточных коллекторов, присутствие последних приводит к тому, что кривые распределения МИК сдвигаются в сторону коренных источников примерно на 12 км как для пиропа, так и для пикроильменита. Следует обратить внимание на то, что кривая распределения пиропа I класса сохранности (№ 4) более близка к кривой пикроильменита II класса (№ 2), а II класс сохранности пиропа (кривая № 5) по удаленности от источника значительно превосходит даже III класса сохранности пикроильменита (кривая № 3). Из этого следует, что при равном удалении от коренного источника пикроильмениту II класса сохранности будут соответствовать менее изношенные зерна пиропа I класса, при условии, что оба минерала являются производными одного источника. Данные выводы не расходятся с результатами исследований В. П. Афанасьева [15, 17].

Несмотря на то, что приведенные кривые являются эмпирическими, следует отметить, что определяемые расстояния все же будут приблизительными, так как, во-первых, невозможно определить степень влияния посторонних источников в конкретном районе. Во-вторых, кривые не учитывают влияния таких факторов, как скорость течения вдотока, размеры и содержание МИК в первоисточнике, гранулометрический и петрографический состав среды переноса и др. На самом деле вопрос влияния изношенных зерен МИК из вторичных коллекторов на распределение первичных минералов в древних и современных ореолах настолько практически важен, что, безусловно, заслуживает специального изучения и своего решения. Ясно одно: между содержанием изношенных в различной степени МИК в ископаемых россыпях и дальностью распространения этих же минералов в аллювии при разрушении кимберлитовых тел, существует обратная зависимость: чем больше содержится в промежуточных коллекторах изношенных зерен, тем меньше дальность распространения зерен из коренных источников. Количественное выражение этой зависимости должно базироваться на значительно большем числе наблюдений. Тем не менее, проверка работоспособности диаграммы Л. А. Зиминым на различных районах ЯАП (бассейн Средней Мархи Среднемархинского района, бассейны рр. Усунку, Молодо Приленского района, р. Эбелях Анабарского района и др.), включая хорошо изученные ореолы и потоки рассеяния от известных тел, показала удивительную сходимость результатов. Так, при определении дальности переноса МИК для некоторых кимберлитовых тел бассейна р. Молодо было установлено, что на расстояниях, измеряемых до 10–20 км, ошибка определения дальности переноса составила 0,5 км [14 ф]. Примечательно, что определение удаления от коренных источников пиропа из неоген-нижнечетвертичных отложений для бассейна р. Ханньа дало вероятное расстояние в 35–40 км, для бассейна р. Накын — 40–70 км, что практически оконтурило еще неизвестное на тот момент Накынское поле [5 ф]. К сожалению, автор, вслед за М. И. Плотниковой, предположил верхнеюрский или даже меловой возраст кимберлитовых тел, на основании высоких содержаний МИК в отложениях мел-палеогенового и неоген-нижнечетвертичного возраста и отсутствия их в юрских отложениях по результатам опробования на тот момент. Сегодня известно, насколько отодвинуло открытие накынских кимберлитов ошибочное предположение о мезозойском возрасте коренных источников этого района.

Из рис. 4.3 видно, что содержания трещиноватых зерен пиропа и пикроильменита, а также зерен с примазками связующей массы кимберлита резко падают по мере удаления от источника (3–3,5 км) и практически сколько-либо заметные их количества встречаются в ореоле непосредственно рядом с телом. Поэтому трещиноватые зерна и минералы с примазками кимберлита, наряду с таким показателем, как 100%-ное содержание зе-

рен I класса сохранности, могут служить надежным критерием ближайшего расположения кимберлитового тела. Хотя собственно трещиноватость минералов, как показатель близости кимберлита, должна использоваться на практике осторожно и в сочетании с другими признаками. Отдельные трещиноватые зерна пиропа и пикроильменита могут переноситься в аллювиальных условиях на несколько десятков километров.

Кривая распределения содержаний оливина, показанная на диаграмме, хотя и несколько уточнена по сравнению с кривой, приведенной ранее Л. А. Зиминым, отражает все же частный случай (при содержании его в коренном источнике до 10 %). Тем не менее данный график достаточно показателен. Из рис. 4.3 видно, что концентрация оливина резко падает уже непосредственно в ореоле по мере удаления от источника, в результате в русловой аллювий попадает лишь незначительная доля данного минерала (первые проценты). В целом распределение данного минерала относительно коренного источника существенно зависит от содержания его в конкретном кимберлитовом теле, размера зерен и степени их изменения. К примеру, по руслу р. Муна оливин прослеживается более чем на 200 км ниже известных трубок. Однако количество этого минерала на расстоянии около 100 км ниже трубок не превышает единичных зерен на шлих [27 ф], и это при том, что в кимберлитах Верхне-Мунского поля содержание оливина не просто ураганное, а достигает сотен килограмм на тонну [8 ф]. К тому же размеры зерен этого минерала достигают 10 мм в поперечнике, большинство которых не изменено вторичными процессами. Поэтому и не удивительно, что оливин по руслу р. Муна фиксируется так далеко от известных тел. В тоже время по руслу р. Омонос оливин от трубок Русловая, Ленинград и Омонос (Западно-Укукитское поле) практически исчезает уже в 7 км ниже тел [3 ф]. Связано это с тем, что содержание его в кимберлитах указанных трубок достаточно низкое, неизмеримо меньше по сравнению с верхнемунскими трубками. И это несмотря на то, что руслом реки Омонос размываются непосредственно кимберлитовые трубки, тогда как в Верхне-Мунском поле – лишь ореолы и делювиальные шлейфы от известных тел. В любом случае содержание оливина будет резко падать по мере удаления от коренного источника на расстоянии буквально первых километров, а иногда даже и сотен метров. Так, например, если содержание оливина непосредственно в центре ореола от тр. Аэросъемочная (Алакит-Мархинское поле), который смещен вниз по склону на 200–250 м от тела, составляет 15 мг/л, то у подножия склона в 1850 м ниже трубки его содержание падает до 1–2 мг/л [14 ф].

Что касается транспортабельности пиропа по руслу реки Муна, на которую так часто встречаются ссылки в изданной литературе [106, 17], отмечая при этом, что на гранатах износ не фиксируется даже при удалении на 80–90 км ниже известных тел, то следует отметить следующее. Результаты собственных исследований автора показывают, что в районе устья р. Улах-Муна на расстоянии 20–26 км ниже трубок по руслу реки максимальное содержание пиропа I класса сохранности составляет всего 10–15 % [27 ф], что на диаграмме из рис. 4.3 соответствует расстоянию 26–27 км. Ниже по течению содержание зерен I класса значительно падает и на удалении 40 км от поля обычно не превышает 2–3 %. Содержание пиропа II класса сохранности в устьевой части р. Улах-Муна по отдельным пробам достигает 50–60 %, причем примерно такие же содержания зерен II класса (30–50 %) прослеживаются на удалении до 40 км ниже тел. Суммарное содержание зерен I и II классов сохранности в общей сложности здесь также не превышает 40–60 %. Единичные зерна пиропа I класса сохранности устанавливаются на удалении 150 км, а II класса — 200 км ниже трубок. Это реальная шлихо-минералогическая обстановка по руслу р. Муна, установленная в процессе проведения поисковых работ в данном районе [27 ф]. Приведение данных по транспортабельности пикроильменита по руслу данной реки считаем некорректным, так как содержание этого минерала в большинстве тел незначительное, а влияние посторонних источников

огромное. Тем не менее единичные зерна пикроильменита II класса сохранности также отмечаются на удалении до 200 км ниже известных трубок. Как видим, реальная картина распределения МИК различной степени сохранности по руслу р. Муна существенно отличается от литературных данных.

Все приведенные выше сведения относятся к закономерностям распределения МИК в континентальных условиях, преимущественно в современных ореолах и потоках рассеяния в русловом аллювии. Поведение МИК в морских обстановках естественно будут характеризоваться своими особенностями, зависящими от многих условий и в первую очередь таких как динамика водной среды, стабильность береговой линии и характер (крутизна) берега. Следует отметить, что поведение как отдельных кимберлитовых минералов, так и ассоциаций в целом в морских условиях, как ни странно, на сегодня меньше всего изучено. Достаточно определенно можно лишь сказать, что максимальную степень механического износа МИК приобретают именно в прибрежно-морских условиях, при этом происходит глубокая сортировка минеральной ассоциации по гранулометрии и плотности. Совершенно очевидно, что в процессе возвратно-поступательного движения под воздействием волн окатывание зерен может происходить на месте, вне зависимости от удаления до первичного источника питания [143]. В связи с чем применение диаграммы, приведенной на рис. 4.3, применительно к ореолам, сформировавшимся в прибрежно-морских литодинамических обстановках, лишено всякого смысла.

4.4. Классификация ореолов рассеяния и основные их характеристики

При классификации ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов кроме собственных наблюдений использованы опубликованные материалы и отчетные данные А. Д. Харькива, В. П. Афанасьева, В. Ф. Кривоноса, В. Е. Минорина, В. М. Подчасова, при этом проведено обобщение признаков ореолов различных генетических типов.

Особенности образования ореолов рассеяния МИК теснейшим образом связаны с условиями формирования осадочных коллекторов. Поэтому классификация ореолов рассеяния кимберлитовых минералов должна строится с учетом особенностей состава и взаимоотношения двух составляющих единое геологическое тело элементов — ассоциации индикаторных минералов и вмещающих их терригенных отложений [106, 109].

По условиям образования различают три основных типа шлиховых ореолов: континентальные, морские и сформировавшиеся в переходных обстановках [17, 110, 9 ф]. Ореолы разных литодинамических типов принято называть гетерогенными, а ореолы, сформировавшиеся в различные эпохи денудации (из разных возрастных отложений), — гетерохронными. По характеру взаимоотношения индикаторных минералов и терригенных отложений, в которых они размещаются (по источникам питания), выделяют первичные, вторичные (переотложенные) и смешанные (комбинированного питания) ореолы. В первом случае минералы поступают непосредственно из коренного источника синхронно формированию осадков коллектора. Вторичные ореолы образуются за счет переотложения индикаторных минералов из более древних алмазоносных отложений. Смешанные ореолы, наиболее распространенные, формируются в результате размыва как кимберлитовых тел, так и более древних промежуточных коллекторов различного генезиса и возраста [137, 110].

По дальности переноса шлиховых ассоциаций выделяются ореолы ближнего, умеренного и дальнего переноса. Как правило, ореолам ближнего перемещения соответствуют расстояния в первые километры, ореолам умеренного сноса — первые десятки километров и, наконец, ореолам дальнего переноса — от 30–40 км до сотен километров [109]. Дальность перемещения индикаторных минералов от коренных источников принимается с определенной

долей условности, но с учетом конкретных ситуаций на известных объектах. Оценивать дальность переноса продуктов денудации кимберлитов необходимо как по составу и облику минеральных ассоциаций, так и по литолого-фациальным особенностям вмещающих их терригенных отложений, при условии, что данные отложения являются первичным коллектором для минералов.

По форме ореолов выделяют два основных типа: линейные (потоки рассеяния) и площадные ореолы, которые, в свою очередь, подразделяются на изометричные, вытянутые, серповидные, веерообразные, струйчатые, лентообразные, ветвящиеся, прерывисто-линейные, четковидные [110]. По положению в разрезе ореоловмещающей толщи выделяются базальные, межформационные, внутриформационные, «подвешенные» и многослойные. По положению в рельефе — водораздельные, склоновые, долинные, террасовые, дельтовые, котловинные, береговые ореолы. По степени обнаженности выделяются открытые, частично погребенные, погребенные, закрытые, частично вскрытые эрозией. По сохранности ореолы подразделяют на полностью сохранившиеся, частично размытые, сильно размытые, расчлененные, разорванные и механически смещенные (при внедрении более молодых магматических тел). По минеральному составу различают мономинеральные (пироповый, пикроильменитовый и т. д.) и смешанные (пиропикроильменитовый, хромшпинелид-пикроильменит-пироповый и др.) ореолы. По степени контрастности — высококонтрастные, контрастные и слабоконтрастные ореолы МИК.

Для прогнозно-поисковых построений ореолы рассеяния минералов кимберлитовых пород удобно разделять по трем главным параметрам:

1) по условиям образования (литодинамическим обстановкам);
2) характеру взаимоотношений кимберлитовых минералов с вмещающими их терригенными осадками;
3) дальности переноса минералов от коренного источника.

Более дробное деление ореолов (по форме, размерам, положению в разрезе, соотношению минералов и др.) можно использовать в качестве дополнительных характеристик, количество которых и их информативность будут меняться в каждом конкретном случае.

С практической точки зрения представляет интерес ранжирование ореолов на элементарные, интегральные и полиинтегральные ореолы [117, 110]. Элементарный ореол представляет собой небольшое по размеру (до 10 км^2) линейное или площадное скопление МИК в одновозрастных отложениях, достаточно контрастно выделяющееся на фоне прилегающих к нему площадей. Это, как правило, наиболее простой по строению ореол, приуроченный к однофациальным отложениям, сформированный в течение короткого отрезка времени за счет размыва кимберлитового тела или промежуточного коллектора, содержащего МИК. Обычно в таких ореолах достаточно четко проявлено направленное изменение количества, размера и состава минералов по мере удаления от источника. Для ореолов, формировавшихся за счет размыва кимберлитов, характерны повышенное содержание МИК, полный гранулометрический спектр их и слабый износ. Ореолы, связанные с размывом промежуточного коллектора, содержат обычно изношенные кимберлитовые минералы.

Интегральный ореол представляет собой совокупность пространственно сближенных, нередко разновозрастных и разнофациальных элементарных ореолов. В целом это участок с повышенной на фоне прилегающих территорий концентрацией МИК, сосредоточенных в разновозрастных горизонтах. Такие ореолы могут быть малых (до 10 км^2) и средних (10–500 км^2) размеров и включать наряду с древними ореолами, продукты размыва их в современных отложениях. Ореолы создаются при размыве группы кимберлитовых тел, вблизи или в отрыве от них, часто включая продукты размыва древних коллекторов.

Полиинтегральный ореол представляет собой пространственную совокупность

интегральных и элементарных ореолов, образующих область (площадь) с повышенной, относительно фоновых содержаний в регионе, концентрацией МИК в разновозрастных отложениях и в современных продуктах их размыва. Обычно такие ореолы имеют значительные размеры (более 500 км^2) и формируются в течение длительного времени. Характерной их чертой является мозаичное распределение МИК, чередование участков с высокой и низкой (вплоть до нуля) концентрацией кимберлитовых минералов. Ореолы этого ранга формируются за счет размыва как кимберлитовых тел, так и промежуточных коллекторов.

Безусловно, в первую очередь тип ореола должен определяться литодинамическими условиями седиментации осадков, по которым их, как отмечалось выше, принято разделять на континентальные, морские и переходные (промежуточные) [110]. К континентальным ореолам относятся элювиальные, аллювиальные, склоновые (коллювиальные, делювиальные, пролювиальные), озерные, эоловые, а также ореолы рассеяния ледниковых обстановок осадконакопления. К ореолам, связанным с морским осадконакоплением, относятся пляжевые (прибрежно-морские) ореолы и ореолы открытого бассейна (подводных склонов морского бассейна и морского мелководья). К ореолам, сформированным в переходных от континентальных к морским обстановках, относятся дельтовые ореолы, ореолы лагун и заливов и некоторые другие ореолы, связанные с разнофациальными полигенными осадками.

Основными чертами ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов континентального литодинамического типа являются слабая степень механического износа минералов, повышенные количества химически и механически неустойчивых разновидностей кимберлитовых минералов, широкий гранулометрический их спектр (рис. 4.4). Так, по утверждению В. Е. Минорина [12 ф], содержание минералов хорошей сохранности в ореолах ближнего (ближайшего) сноса должно составлять 50–100 %, с чем без сомнений стоит согласиться. Континентальные ореолы кимберлитовых минералов ближнего сноса локализуются, как правило, в осадках пролювиально-делювиальных фаций, умеренного — в аллювиальных фациях временных и постоянных относительно коротких водотоков, дальнего сноса — в аллювиальных фациях протяженных транзитных водотоков.

Благоприятным фактором максимального проявления прибрежно-морских условий осадконакопления, признаки которых фиксируются на минералах, является относительно стабильный характер береговой линии бассейна на протяжении длительного времени. Для ореолов, сформированных в таких условиях, характерны следующие признаки: практически мономинеральная пироповая (с алмазами, хромитами) ассоциация; высокая степень окатанности пиропов и хромшпинелидов;

Рис. 4.4. **Внешний вид МИК из континентальных ореолов ближнего (*а*) и дальнего (*б*) сноса**

Рис. 4.5. **Внешний вид МИК из прибрежно-морского ореола.**
Тычанский район (Красноярский край), уч. Тарыдак, бедошеминский коллектор (C_2bd), кл. -1+0,5 мм

очень высокая степень сортировки минералов; преимущественно мелкие (менее 1 мм) размеры зерен минералов (рис. 4.5), преобладание среди алмазов высокосортных, бездефектных кристаллов. Прибрежно-морские ореолы нестабильной береговой линии бассейна отличаются такими признаками: в минеральной ассоциации наряду с пиропом может присутствовать окатанный пикроильменит; пироп изношен существенно, но сохраняет признаки первичной формы зерен; среди алмазов присутствует значительное количество октаэдрических кристаллов. Переотложенные ореолы данного типа в ряде случаев трудно отличить от ореолов, сформировавшихся в переходных литодинамических остановках.

Ореолы переходного типа (прибрежно-аллювиальный литодинамический тип ореолов) характерны для отложений из области активного взаимодействия суши и моря, представленных древними, трудно расчленимыми, разнофациальными приливно-отливными и континентальными осадками. Формирование их происходит в палеографической обстановке, отвечающей континентальному режиму и трансгрессивно-регрессивной деятельности моря, характеризующейся чередованием или постепенным замещением одних осадков другими. Это отложения аллювиально-озерной равнины, сформировавшиеся в период между завершающей стадией континентального развития территории и началом региональной трансгрессии моря. Данные осадки являются полигенными, они накапливаются в литоральной зоне, испытавшей активное воздействие суши и моря, поэтому в разрезе могут чередоваться осадки прибрежно-морского, дельтового и континентального генетических типов. Основным признаком ореолов переходного типа является пироп-

пикроильменитовая ассоциация минералов, средняя степень их износа, превышающая в континентальных условиях, но не достигающая износа в прибрежно-морских обстановках.

Приведенные отличительные признаки характерны для первичных ореолов, в которых типоморфные особенности шлиховых минеральных ассоциаций соответствуют фациальному облику вмещающих их отложений. В большинстве же случаев древние ореолы ЯАП являются гетерогенными, что связано с многоэтапностью их формирования и переотложением материала из более древних коллекторов. При этом такие характерные черты ореолов, как степень механического износа, степень сортировки по гранулометрии и плотности наследуются от начального этапа коллекторообразования. В шлиховых пробах, как правило, ассоциируют в разных соотношениях кимберлитовые минералы различных обстановок литогенеза. В принципе, если имеют место минералы с морским износом, переотложенные в континентальные отложения, теоретически нельзя исключать и обратную ситуацию, когда МИК с континентальным износом могут быть захоронены в морских осадках. Но минералы, переотложенные из отложений континентального генезиса в морские осадки, будут фиксироваться лишь в непосредственной близости от места переотложения, причем должно соблюдаться условие их быстрого захоронения. В противном случае вовлеченные в волновую деятельность МИК потеряют черты, характерные для континентального литодинамического типа. Похоже, что данное теоретическое предположение находит практическое подтверждение на примере Муно-Тюнгского алмазоносного района, где в отдельных случаях в морских отложениях нижней юры фиксируются МИК, являющиеся переотложенными из более древних континентальных отложений. Другого разумного объяснения присутствия в морских отложениях юрского возраста кимберлитовых минералов с континентальным износом, включая МИК I–II класса сохранности, не находится.

Таким образом, по наличию или отсутствию минералов прямого размыва кимберлитов среди вторичных ореолов выделяются смешанные (содержащие минералы прямого размыва) и собственно вторичные, сформировавшиеся лишь за счет переотложения кимберлитовых минералов из более древних коллекторов. Во вторичных ореолах следует учитывать дальность как первичного сноса, так и переотложения, в зависимости от расстояния, на которое перемещены минералы от первоначального их залегания в более древних отложениях. Поэтому среди них выделяются:

1 — ореолы ближнего сноса и переотложения;
2 — ореолы умеренного сноса и ближнего переотложения;
3 — ореолы дальнего сноса и ближнего переотложения;
4 — ореолы дальнего сноса и переотложения.

Для ореолов первого типа (за счет древних коллекторов вблизи коренных источников) характерны пироп-пикроильменитовая ассоциация; незначительная сортировка МИК с присутствием классов -2+1 и -4+2 мм; повышенная средняя масса алмазов; незначительный механический износ минералов и сильная гипергенная коррозия.

Ореолы второго типа, удаленные от первоисточников на первые десятки километров, отличаются присутствием среди сильно изношенных минералов зерен хорошей сохранности; скачкообразной их концентрацией; повышенным содержанием пиропов алмазной ассоциации; обширным площадным развитием.

Ореолам дальнего сноса ближнего переотложения, полностью утратившим пространственную связь с коренными источниками, присущи сильная замельченность и крайняя степень износа минералов-индикаторов кимберлитов; нередко алмаз-пироповая ассоциация; высокая степень сортировки и крайне низкий средний вес кристаллов алмаза; сильная гипергенная коррозия гранатов. Локализованы такие ореолы в осадках ближнего сноса, например, делювиально-пролювиального гене-

зиса. Так, в пределах Тычанского алмазоносного района переотложенные морские ассоциации индикаторных минералов кимберлитов (см. рис. 4.5) локализуются в пролювиально-делювиальных осадках.

Ореолы дальнего сноса и переотложения, не имеющие связи с коренными источниками и сформированные в процессе многократного переотложения, характеризуются крайней степенью износа минералов; алмаз-пироповой ассоциацией; мелкими (менее 1 мм) размерами зерен; отсутствием коррозии на отполированной «леденцовой» поверхности зерен.

Необходимо отметить, что механический износ МИК может являться как раз следствием их перемыва и переотложения из древних осадков в более молодые. В этом случае неоднократный перемыв и переотложение кимберлитовых минералов в вертикальном плане может создать впечатление длительной транспортировки на большое расстояние [136]. Важно и то, что в развитии переотложенных ореолов может наблюдаться определенная унаследованность и пространственное их тяготение к коренным источникам (ближнее переотложение), что, безусловно, должно использоваться при прогнозировании кимберлитовых полей.

Степень износа, сортировки и некоторые другие параметры минеральных ассоциаций прибрежно-морских ореолов совершенно не связаны функциональной зависимостью с дальностью перемещения их от коренных источников. В данном случае определяющее значение имеет длительность механической обработки кимберлитовых минералов, которая в свою очередь определяется стабильностью береговой зоны бассейна. Поэтому о дальности переноса минералов в пространстве, имеющей важное прогнозно-поисковое значение, более определенно можно говорить лишь в отношении ореолов, сформировавшихся в континентальных условиях. Признаками дальности переноса минералов могут служить те параметры ассоциации минералов, которые закономерно и направленно изменяются по мере удаления от источника питания (степень механического износа, сортировка, концентрация и т. д.).

Таким образом, имея дело с ореолом рассеяния МИК, в первую очередь следует решать по отношению к нему следующие задачи: 1) литодинамический тип обстановки его формирования (условия образования); 2) характер взаимоотношения его с вмещающими осадками, т. е. первичный или вторичный (переотложенный); 3) степень удаленности ореола от коренного источника (дальность переноса минералов); 4) имеет ли ореол самостоятельные источники или они у него уже известны. От правильного решения этих вопросов зависит дальнейшая тактика и стратегия поисковых работ. Именно данные задачи являются основополагающими в целом для шлихоминералогического метода поисков, а отнюдь не изучение характера распространения МИК, которая, как и все остальные задачи, являются вспомогательными, помогающими в решении вышеназванных задач. Важность их объясняется тем, что первая и вторая задачи позволяют решить вопрос — как искать, третья — где искать, а четвертая — стоит ли искать вообще. Если кратко, то эти задачи можно сформулировать как решение вопросов типизации, идентификации и локализации ореолов. И если для какого-либо ореола хотя бы одна из этих задач не решена, работы должны быть продолжены с целью выяснения данного вопроса.

4.5. Основные типы поисковых обстановок и возможности шлихоминералогического метода поисков

Многолетняя практика ведения алмазопоисковых работ указывает на чрезвычайное разнообразие минералогических особенностей и условий формирования шлиховых ореолов. К тому же территории ЯАП весьма дифференцирована по геологическому строению и истории развития. В совокупности эти факторы полностью определяют характер и особенности поисковых остановок.

По степени сложности геологического строения, территории всех алмазоносных районов ЯАП подразделяется на шесть основных типов площадей [89], где вмещающими кимберлиты породами служат терригенно-карбонатные протерозойские и палеозойские отложения. Данные типы площадей, характеристика которых приведена ниже, отражают практически все разнообразие залегания кимберлитовых тел в пределах ЯАП. Следует отметить, что некоторыми исследователями приводятся более дробные схемы районирования алмазоносных территорий, насчитывающие до 20 типов площадей [12 ф, 110]. Однако данные схемы не получили широкого применения по причине своей громоздкости. К тому же большинство выделяемых разновидностей площадей являются вариациями основных типов и обладают схожими условиями ведения поисковых работ. Поэтому ниже приводится схема районирования поисковых площадей, в основу которой положены принципы, разработанные именно для Якутской провинции [89, 9 ф] (рис. 4.6):

I тип — площади с маломощными элювиальными и делювиальными покровами (до 3 м);

II тип — площади развития терригенно-карбонатных протерозойских и палеозойских пород, перекрытые терригенными отложениями мощностью до 20 м;

III тип — площади распространения терригенно-карбонатных пород, перекрытые терригенными отложениями или продуктами кор выветривания мощностью от 20 до 200 м;

IV тип — площади преимущественного развития пород трапповой формации, которые залегают на перекрывающих кимберлиты терригенных отложениях каменноугольного, пермского и триасового возраста;

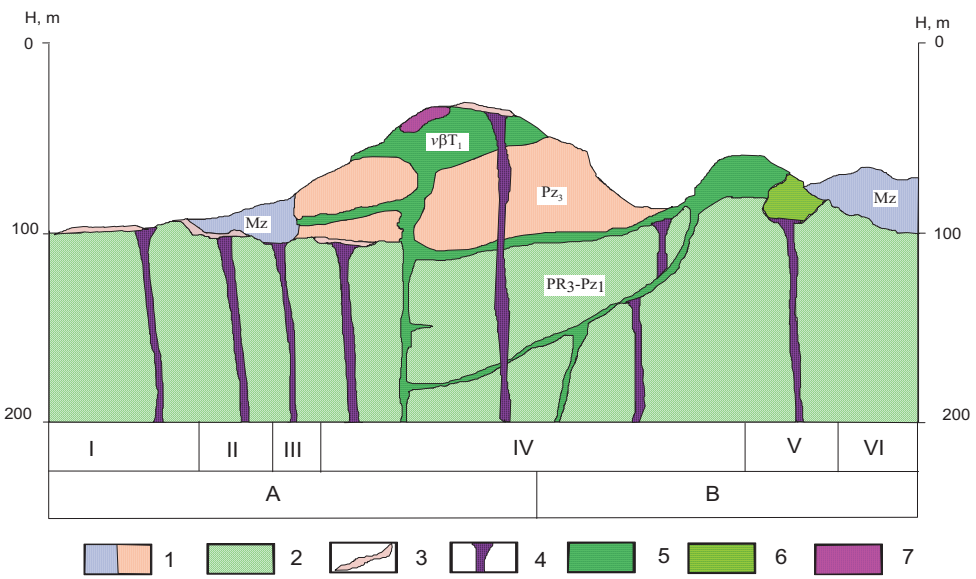


Рис. 4.6. **Пример расположения кимберлитовых тел с учетом возможного геологического строения рассматриваемых территорий [89]:**

1 — терригенная толща, перекрывающая кимберлитовые тела; 2 — карбонатная толща, вмещающая кимберлитовые тела; 3 — ореолы рассеяния продуктов разрушения кимберлитовых пород; 4 — кимберлитовые тела; 5, 6 — породы трапповой формации, различающиеся физическими свойствами; 7 — туфолавы.

Области с наличием (А) и отсутствием (В) ореолов рассеяния продуктов разрушения кимберлитовых пород

V тип — площади преимущественного развития пород трапповой формации, залегающих непосредственно на карбонатных отложениях нижнего палеозоя;

VI тип — площади, перекрытые палеозойскими и мезозойскими терригенными отложениями с преобладанием в основании разреза прибрежно-морских и дельтовых фаций, а также фаций транзитных водотоков.

В пределах Архангельской алмазоносной провинции имеет место дополнительный тип площадей, связанный с преимущественным развитием перекрывающих отложений ледникового и водноледникового генезиса [110]. Однако данный тип обстановок в пределах ЯАП практически не имеет распространения, поэтому здесь не рассматривается.

Площади I типа выделяются в центральной, северной и северо-западной частях провинции и занимают основную часть площадей Среднеоленекского, Куонапского, Нижнеоленекского районов, западные части Приленского, Среднемархинского, северную часть Муно-Тюнгского и Далдыно-Алакитского районов. Фрагментарно, в основном по долинам рек, они развиты в Мало-Ботуобинском и Моркокинском районах. Открытые площади провинции, за редким исключением, изучены с необходимой детальностью и перспективы на выявление в их пределах новых крупных месторождений алмазов практически исчерпаны. Данный вывод касается и открытых площадей в пределах Далдынского поля, который является эталоном опоискованности.

Площади II типа имеют широкое развитие по западному обрамлению Приверхоянского и по южному флангу Лено-Анабарского прогибов, занимая значительные площади в Приленском, Приморском и Среднемархинском алмазоносных районах, выделяются также в центральной части Анабарского района (Эбеляхское поле), фрагментарно развиты в западной группе районов. Эти площади, несмотря на достаточную изученность, неоднозначны в отношении их перспективности на выявление коренных и россыпных месторождений алмазов.

Площади III типа протягиваются по восточному борту Анабарской антеклизы в пределах Нижнеоленекского, Приленского, Муно-Тюнгского и Среднемархинского районов, а также широко развиты в южной и юго-восточной части Мало-Ботуобинского района, в центральной части Эбеляхской площади Анабарского района, в Приморском и Нижнеленском районах. Данные площади недостаточно изучены и на сегодняшний день наиболее перспективны на обнаружение коренных месторождений алмазов, особенно в пределах Муно-Тюнгского и Среднемархинского районов. Не исключается возможность обнаружения в их пределах и алмазоносных россыпей.

Площади IV типа занимают большую часть территории Моркокинского района, юго-западную часть Далдыно-Алакитского района и широко развиты в северной и западной частях Мало-Ботуобинского района. В северных районах провинции они выделяются по обрамлению Лено-Анабарского прогиба. Несмотря на значительную изученность площадей данного типа в пределах Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского районов, перспективы их на выявление коренных источников алмазов, тем не менее, еще не исчерпаны.

Площади V типа имеют крайне ограниченное распространение и выделены только в пределах Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского районов. Обычно это небольшие по площади участки, неблагоприятные для формирования и захоронения древних ореолов рассеяния МИК. Возможности шлихо-минералогического метода поисков в данных условиях ограничены.

Площади VI типа развиты в южной, юго-восточной и восточной частях Мало-Ботуобинского алмазоносного района, в пределах Ангаро-Вилюйского и западного обрамления Приверхоянского прогибов, где отложения нижнепалеозойского возраста, вмещающие кимберлитовые тела, перекрыты мезозойскими терригенными осадками мощностью 20–200 м с широким развитием в нижних частях прибрежно-морских фаций и фаций транзитных водото-

ков, неблагоприятных для формирования и захоронения древних ореолов рассеяния кимберлитового материала. К этому типу могут быть отнесены участки, сложенные верхнепалеозойскими терригенными отложениями с широким развитием в основании прибрежно-морских и дельтовых фаций. Такие участки имеют место по восточному борту Тунгусской синеклизы. Перспективы для выявления промышленных коренных месторождений алмазов на этих территориях достаточно высоки.

В пределах ЯАП в обособленный тип выделяются площади развития карбонатных отложений, залегающих непосредственно на кимберлитах. Данный тип площадей относится к «слепым» кимберлитовым телам, примером которых может служить «полузакрытая» тр. Одинцова в пределах Далдыно-Алакитского района (рис. 4.7) с мощной (более 70 м) карбонатной «шапкой» [81], а также жильно-даечные тела, сопряженные с трубками и не вскрытые эрозией. Данный тип обстановок представляет значительную сложность в поисковом плане, поскольку обнаружить «слепые» тела традиционными минералогическими методами практически невозможно. Однако данный тип площадей не имеет самостоятельного (изолированного) распространения, так как кимберлитовых полей с абсолютно всеми «слепыми» телами в природе не существует. То есть данный тип обстановок неразрывно связан с известными кимберлитовыми полями и «слепые» тела распространены исключительно в пределах этих полей, но обнаружение их возможно лишь в результате проведения буровых работ.

Рядом исследователей территория ЯАП разделяется по условиям ведения поисковых работ на определенное количество поисковых обстановок. Наиболее детально поисковые обстановки рассмотрены в работах В. П. Афанасьева, В. Т. Подвысоцкого, В. Е. Минорина и В. М. Подчасова с соавт. [11, 13, 14, 2 ф, 12 ф, 109, 110, 24 ф]. Ниже типизация поисковых обстановок проводится с учетом вышеперечисленных работ, с некоторыми уточнениями и дополнениями автора. Также использовались сведения из «Методических указаний

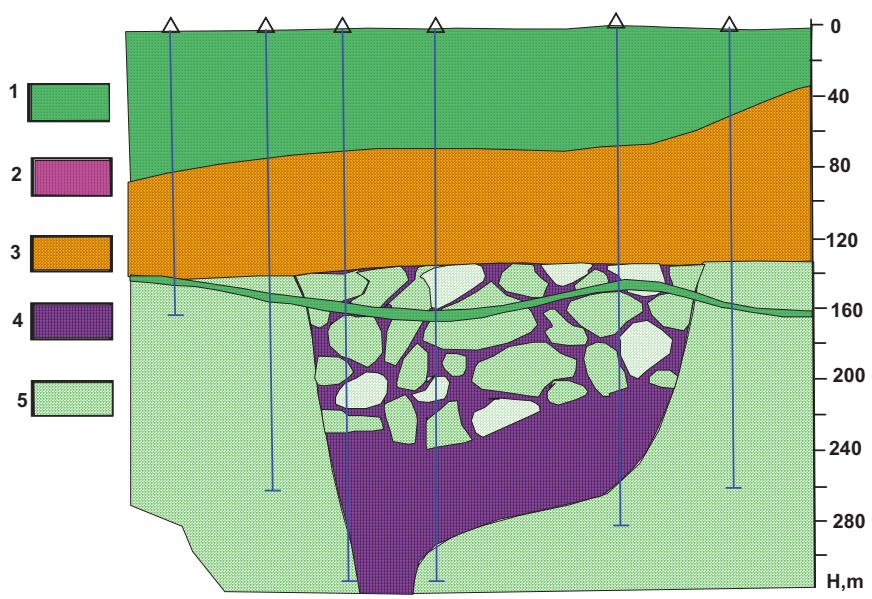


Рис. 4.7. **Схематический разрез по кимберлитовой трубке Одинцова Алакит-Мархинского поля:**
1 — траппы; 2 — туфы; 3 — терригенные осадки; 4 — кимберлиты; 5 — карбонатные породы

по поискам коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе» [89].

Обобщая результаты предыдущих исследований, в пределах ЯАП можно выделить четыре основных типа поисковых обстановок, каждый из которых характеризуется индивидуальными особенностями минералогии, строения и истории развития шлиховых ореолов.

Тип 1. Коренные источники выходят на дневную поверхность; промежуточные коллекторы кимберлитовых минералов отсутствуют.

Важнейшие особенности данного типа поисковой обстановки следующие:

а) трубки обнажены в эрозионном срезе;
б) не существовали древние коллекторы индикаторных минералов;
в) материал размыва трубок присутствует только в тех водотоках, которые их дренируют;
г) распределение индикаторных минералов носит линейный характер (потоки рассеяния).

Данный тип поисковой обстановки имеет место на некоторых площадях Среднеоленекского района (бассейны рек Укукит и Омонос). В. П. Афанасьевым подобный тип отмечается также в районе Алданского щита, в частности, в нижнем течении р. Селигдар [2 ф]. В Среднеоленекском районе трубки сложены типичными кимберлитами среднепалеозойского возраста (Западно-Укукитское поле), в Алданском — преимущественно брекчиями калиевых слюдистых пикритовых лампрофиров, реже пикритовых порфиритов позднеюрского возраста. Хотя данные породы не являются типичными кимберлитами, наличие в них характерных акцессориев (граната, ильменита, хромшпинелида) и морфология тел позволяют считать данные трубки моделью, адекватной кимберлитовой трубке. В обоих случаях трубки обнажены на дневной поверхности и размываются современной гидросетью. Данные поисковых работ в этих районах показывают, что индикаторные минералы трубок взрыва присутствуют только в тех водотоках, которые их дренируют, другие ближайшие водотоки стерильны. Это свидетельствует об отсутствии древних коллекторов индикаторных минералов, размыв которых мог бы привести к более широкому заражению современной гидросети. Характер распределения минералов представляет собой потоки рассеяния от отдельных трубок взрыва. Перечисленные особенности показывают, что в данном случае реализуется классическая схема шлиховых поисков, основывающаяся на прослеживании индикаторных минералов с помощью шлихового опробования вверх по водотокам и склонам долин до выхода на коренные источники. В таких условиях шлихо-минералогический метод поисков и без детальных минералогических исследований шлихового материала, и иных методов поисков, способен обеспечить обнаружение коренных источников индикаторных минералов.

Тип 2. Коренные источники выходят на дневную поверхность; древние промежуточные коллекторы размыты или сохранились в виде реликтов.

Этот тип поисковой обстановки характерен для большей части ЯАП, той ее территории, где нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы, вмещающие кимберлитовые тела, обнажаются на дневную поверхность. Последнее обстоятельство обусловливает возможность формирования в процессе размыва кимберлитов линейных потоков рассеяния, характер которых определяется современной гидросетью. В этом случае типоморфные особенности кимберлитовых минералов соответствуют таковым в размываемых коренных источниках, а состав их шлиховой ассоциации испытывает некоторые закономерные изменения по мере удаления от кимберлитовых тел. Однако в тех же потоках рассеяния, а также на склонах долин и водоразделах, в районах с данным типом поисковой обстановки присутствует другая группа минералов, имеющая признаки «древности» (гипергенную коррозию, повышенную степень механического износа и т. п.), чем значительно отличается от продуктов современного размыва. Пространственное расположение минералов данной группы относительно кимберлитовых тел не контролируется характером современного рельефа. Источниками кимбер-

литовых минералов второй группы были более древние промежуточные коллекторы, полностью, или почти полностью, размытые к настоящему времени. Данное обстоятельство имеет важнейшее поисковое значение и указывает на существование в древности периодов денудации кимберлитов и формирования потоков рассеяния, минералы которых в процессе последующего переотложения «расползлись», линейное (потоковое) их распределение сменилось площадным. Следовательно, минералы второй группы не могут служить прямым поисковым признаком (как минералы, непосредственно поступающие из кимберлитов) и по ним нельзя выйти на коренной источник путем их прослеживания, поскольку в процессе переотложения потеряна закономерная пространственная связь с кимберлитовым телом. Тем не менее, опыт алмазопоисковых работ показывает, что повышенные концентрации переотложенных кимберлитовых минералов тяготеют к питавшим их коренным источникам, хотя и не всегда. Таким образом, и переотложенные МИК следует учитывать при прогнозных построениях.

Обнаружение кимберлитовых тел в данной поисковой обстановке возможно только путем прослеживания минералов прямого сноса, по этой причине результативность поисков во многом зависит от соотношения величины древней и современной денудации кимберлитовых тел. При значительном превышении древней денудации над современной переотложенные минералы в гидросети будут «забивать» продукты прямого сноса. Поэтому поиски в данных условиях требуют больших объемов опробования, а не суммарной продуктивности шлиха.

Таким образом, основные черты поисковой обстановки данного типа следующие:

а) обнаженность кимберлитовых тел в современном рельефе;
б) существование древних периодов денудации кимберлитовых тел;
в) уничтожение современными эрозионными процессами древних промежуточных коллекторов кимберлитовых минералов, соответствующих предыдущим эпохам денудации;
г) наличие в шлиховых ореолах двух групп кимберлитовых минералов — продуктов прямого размыва и древней денудации.

Первый тип поисковой обстановки входит во второй как составная часть. В данных условиях шлихо-минералогический метод в состоянии самостоятельно обеспечить обнаружение кимберлитовых тел по современным потокам рассеяния. Чувствительность метода, или его «дальнодействие» (т. е. максимальное расстояние от коренного источника, на котором улавливаются минералы прямого размыва), определяется: 1) объемами опробования; 2) характером современного рельефа; 3) соотношением величины современной и древней денудации; 4) количественным соотношением индикаторных минералов в коренном источнике и промежуточном коллекторе. Вероятность обнаружения кимберлитовых тел зависит от плотности их размещения на площади; их продуктивности в минералогическом отношении; от соотношения величины современной и древней денудации и от числа этапов переотложения кимберлитовых минералов до современной денудации. Эти признаки определяют и «продуктивность» шлихо-минералогического метода поисков в разных районах ЯАП с данным типом поисковой обстановки. В описанных условиях появляется возможность прогнозирования коренной алмазоносности по переотложенным кимберлитовым минералам на основе комплексного изучения их типоморфных особенностей и характера распределения по площади. Это обусловлено тяготением повышенных концентраций переотложенных минералов к коренным источникам, а также закономерным распределением кимберлитовых минералов и их ассоциаций относительно кимберлитовых тел.

Тип 3. Коренные источники погребены под терригенными отложениями; ореолы, вмещающие МИК, имеют, преимущественно, континентальный (переходный) генезис.

Данный тип поисковой обстановки характерен для многих районов — Далдыно-Алакитского, Средне-Мархинского,

Мало-Ботуобинского и, вероятно, Муно-Тюнгского. В пределах этого типа обстановки могут иметь место как верхнепалеозойские (Далдыно-Алакитский район), так и мезозойские (Средне-Мархинский и Муно-Тюнгский районы) отложения, или и те и другие (Мало-Ботуобинский район), перекрывающие кимберлитовые тела и являющиеся коллекторами их индикаторных минералов. Тем не менее, возможны три варианта положения кимберлитовых тел относительно дневной поверхности на территориях с этим типом обстановки:

1 — полностью открыты (на тех участках, где современный врез достигает уровня нижнепалеозойских карбонатных пород);
2 — частично перекрыты палеозойскими осадками и породами траповой формации и/или мезозойскими терригенными отложениями;
3 — полностью перекрыты верхнепалеозойскими отложениями и траппами и/или мезозойскими терригенными осадками.

Для первого и второго вариантов реализуется поисковая обстановка, аналогичная предыдущему типу. Поиски коренных источников осуществляются путем прослеживания кимберлитовых минералов прямого сноса с кимберлитовых тел. Для третьего варианта, на закрытых площадях, опробование промежуточных коллекторов, содержащих кимберлитовые минералы, приходится осуществлять с помощью колонкового бурения или горных работ. Кимберлитовые минералы в этих отложениях имеют площадное, а не линейное распределение и в основном содержат переотложенные минералы. При этом переотложенными могут быть и минералы хорошей сохранности, когда переотложение осуществлялось из более древнего коллектора континентального генезиса (например, из верхнепалеозойского в мезозойский). Через промежуточный коллектор, именно континентального генезиса, кимберлитовые минералы могли пройти без существенного износа, лишь значительно разубоживаясь в процессе данного переотложения и расползаясь по площади. В этом случае минералы-индикаторы кимберлитов будут образовывать на значительных территориях малоконтрастные площадные ореолы с незначительным содержанием мало изношенных зерен на фоне преобладания минералов с существенным механическим износом. Путем прослеживания распределения этих переотложенных минералов во вторичном коллекторе невозможно выйти непосредственно на коренной источник. Лишь вблизи трубок возможно установление материала прямого размыва, синхронного формированию продуктивного горизонта промежуточного коллектора. Первичные ореолы в этом случае, как правило, высококонтрастны и имеют локальное распространение. Подсечение такого ореола практически равнозначно открытию тела.

Таким образом, в перекрывающих кимберлитовые тела отложениях могут присутствовать две группы минералов, различающихся своей историей. Первая группа — минералы прямого сноса, имеющие признаки «свежести» (повышенная степень сохранности при высоких концентрациях). Данная группа минералов устанавливается, как правило, вблизи трубок, ее наличие указывает на прямой размыв кимберлитовых тел, синхронный формированию продуктивных горизонтов промежуточного коллектора. Наличие таких минералов — прямой поисковый признак близлежащего коренного источника. Однако выявление в шлиховом материале минералов первой группы является скорее не правилом, а исключением в практике поисковых работ на закрытых площадях. Преобладает в основном вторая группа минералов — переотложенная, имеющая признаки «древности», важнейшими из которых являются площадной характер их распространения, а также наличие гипергенной коррозии и докоррозионного износа. Последний свидетельствует о том, что износ осуществлялся еще до коррозии. Следовательно, формирование первичных коллекторов кимберлитовых минералов могло происходить в среднепалеозойское время, а в верхнепалеозойских и/или мезозойских отложениях данные минералы могут иметь переотложенный характер.

За верхнепалеозойское время среднепалеозойские осадки могут быть полностью размыты, и к концу эпохи кимберлитовые минералы могли быть захороненными в верхнепалеозойских отложениях, которые, в свою очередь, в мезозойскую эпоху вновь размывались, а минералы-индикаторы переотлагались в отложения данного возраста (например, в раннеюрские). В результате чего могли быть полностью захороненными и кимберлитовые тела. При условии достижения в какой-либо из этапов эрозией пород нижнего палеозоя в промежуточный коллектор вместе с переотложенным материалом могуть поступать и минералы прямого размыва. В тех случаях, когда в промежуточном коллекторе имеются кимберлитовые минералы прямого размыва, коллектор является первичным. При наличии переотложенных минералов-индикаторов кимберлита коллектор считается вторичным. При наличии и тех, и других минералов коллектор является смешанным. То же самое относится и к шлиховым ореолам.

Следующий этап эрозионной деятельности в четвертичное время может привести к новому переотложению кимберлитовых минералов. Например, в современном аллювии на Серкинской площади (Муно-Тюнгский район) фиксируются минералы-индикаторы среднепалеозойской (с прибрежно-морским износом), позднепалеозойской и мезозойской (с континентальным износом) эпох денудации [23 ф]. И в этих случаях возможно вскрытие кимберлитовых тел эрозией и формирование современных потоков рассеяния с подпиткой вторично переотложенными кимберлитовыми минералами из какого-либо промежуточного коллектора. Таким образом, в современные отложения могут попадать минералы среднепалеозойской, верхнепалеозойской, мезозойской и современной эпох денудации, всех сразу или каких-то отдельных из них, в зависимости от геологического строения конкретной площади.

Основные черты данного типа поисковой обстановки следующие:

а) различное положение кимберлитовых тел относительно дневной поверхности (открытых, частично открытых, погребенных);
б) существование древних разновозрастных промежуточных коллекторов (среднепалеозойских и/или верхнепалеозойских), полностью размытых в процессе более поздних эпох денудации;
в) наличие захороняющих кимберлитовые тела отложений (верхнепалеозойских и/или мезозойских), служащих коллекторами кимберлитовых минералов;
г) развитие современной эрозионной деятельности, приводящей к переотложению кимберлитовых минералов более ранних эпох денудации и современному размыву кимберлитов;
д) наличие в шлиховом материале двух типов минералов: прямого сноса и переотложенных;
е) существование первичных ореолов (потоков) рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов: погребенных древних (верхнепалеозойских или мезозойских) и открытых современных.

Составными элементами данного типа поисковой обстановки являются обстановки 1 и 2 типов. В условиях этого типа обстановки шлихо-минералогический метод самостоятельно обеспечивает обнаружение кимберлитовых тел только на открытых участках, где врез гидросети достигает пород нижнего палеозоя и поисковая обстановка приближается к 2 типу. На закрытых площадях шлихо-минералогический метод не в состоянии самостоятельно обеспечить обнаружение кимберлитового тела и необходимо его комплексирование с иными методами поисков (геофизическими, бурением по плотной сети, гарантирующей прямое подсечение, и т. д.). Не исключается возможность и прямых поисков по погребенным первичным ореолам (потокам) рассеяния. Однако ведение таких поисков очень сложно, так как вероятность обнаружения первичного ореола довольно низкая в связи с тем, что основная масса кимберлитовых минералов, по-

лучаемых при опробовании продуктивных толщ, является переотложенной.

Учитывая исключительную важность вопроса поисков коренных источников на закрытых площадях третьего типа обстановок, следует остановиться несколько подробнее на поисковой ситуации данного типа. Поиски месторождений алмазов на закрытых территориях, соответствующих 3 типу, являются первоочередной задачей в ЯАП. По этой причине надо хорошо представлять себе характер этих поисковых обстановок. Нередко в их пределах приходится сталкиваться с такой ситуацией, когда на отдельных площадях ореолы рассеяния, в том числе содержащие МИК хорошей сохранности, «подвешены» на разных уровнях над карбонатным цоколем. Подобные ситуации имеют место в пределах Муно-Тюнгского и Среднемархинского алмазоносных районов, где кимберлитовые минералы хорошей сохранности, сосредоточенные в отложениях ранней юры, «подвешены» над нижнепалеозойским цоколем на 20–100 м. Причем нередко 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, т. е. 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 ни были представлены и к каким бы стратиграфическим уровням ни были приурочены, не могут являться результатом дальнего сноса, это противоречит элементарным законам физики. 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 I–II классов сохранности в «подвешенных» осадках нижнеюрского возраста достигает 40–50 и даже 60 %. Такие высокие содержания минералов хорошей сохранности только по причине их «подвешенного» состояния нелогично относить к дальнему сносу. 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 для значительных площадей Муно-Тюнгского района [23 ф], подтверждают вывод о том, что износ является функцией расстояния и нахождение в одних и тех же ореолах континентального (переходного) генезиса МИК разной степени износа нельзя связывать с одним и тем же источником, 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 их 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

[25 ф]. 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. Как уже отмечалось выше, 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 приведенные выше результаты исследований транспортабельности минералов (см. раздел 4.3, рис. 4.3), от ближайшего до умеренного, но не более. Причем реальное расстояние переноса в целом по ассоциации минералов может быть для МИК хорошей сохранности значительно меньше оцениваемого, так как изношенные минералы являются лишь «седиминтационной 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, включающими собственные минералы, но в переотложенном и «подвешенном» виде. Правомочно ли в такой ситуации исключать из прогнозно-поисковых построений площади, перекрытые осадками, не содержащими 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 8×12 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 следует направить 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 малоэффективны, 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 литолого-фациальные 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 [23 ф]. 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 (2 тип поисковой обстановки), 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 грубообломочные осадки предыдущего коллектора с более высоким содержанием МИК переоткладывались 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 пермо-карбона, на что указывает наличие в споровых спектрах отложений юры реликтовых переотложенных пермо-триасовых 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, и она обсуждалась выше, при этом должно соблюдаться условие быстрого захоронения МИК, иначе трудно предположить условия, при которых в прибрежно-морских обстановках они 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, чреваты 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 кимберлитовмещающий цоколь 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, о чем упоминалось выше. И чем моложе промежуточный коллектор по отношению к эпохе кимберлитообразования, тем выше вероятность, что он прошел больше этапов переотложения.

Таким образом, возможности и ограничения шлихо-минералогического метода поисков погребенных кимберлитовых тел при 3 типе поисковой обстановки можно свести к следующему.

1. Имеется возможность идентификации шлиховых ореолов на основе комплекса типоморфных признаков шлиховых ассоциаций и закономерностей площадного распределения шлиховых ореолов.

2. Имеется возможность локализации кимберлитовых тел в пределах шлиховых ореолов на основе детального их изучения и картирования концентраций минералов-индикаторов кимберлитов прямого размыва. На стадии детальных работ в закрытых районах этим исчерпываются возможности шлихо-минералогического метода и обнаружение кимберлитовых тел должно вестись иными методами, ориентированными на выявление их как аномалий в геофизических полях, либо на прямое подсечение тел колонковым бурением.

3. 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, 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 на сегодня не вызывает сомнения.

4. Имеется возможность оценки перспектив коренной алмазоносности кон-

кретного района, выделение на основе комплекса работ по идентификации и локализации шлиховых ореолов, а также анализа шлихо-минералогической обстановки, более или менее ограниченной площади предположительного местонахождения коренного источника, тем самым рекомендовать ее под дальнейшие работы.

Как видим, ограничения возможностей шлихо-минералогического метода связаны не со слабостью его методических основ и исследовательских средств, а с объективными причинами, зависящими от условий развития и строения шлиховых ореолов [2 ф]. Как и любой другой поисковый метод, шлихо-минералогический метод поиска алмазных месторождений имеет границы эффективности, за пределами которых наращивание исследовательских усилий на том же предмете исследования не даст значительного результата. Между тем, в комплексе поисковых предпосылок и признаков шлихо-минералогический метод работает с единственным на сегодняшний день признаком — шлиховой ассоциацией кимберлитовых минералов, обладающим достаточным дальнодействием (десятки километров), чувствительностью (полезный сигнал начинается с единичных зерен кимберлитовых минералов), устойчивостью (сохранением во времени, несмотря на редукцию структуры) и простотой выделения полезного сигнала (полевая промывка шлиха и визуальная диагностика минералов). Поисковый признак имеет прямую вещественную связь с объектом поисков и непосредственно свидетельствует о существовании искомого объекта. По этой причине на всех стадиях поисков шлихо-минералогический метод, работающий с минералами кимберлитов, играет ведущую роль. В связи с этим высказывания относительно того, что шлихо-минералогический метод себя исчерпал и малоэффективен в закрытых районах, недостаточно обоснованы. Необходимо должным образом относиться к данному методу поисков, важно получать из шлихового материала максимально доступную информацию. Кимберлитовые минералы, как и шлиховая ассоциация в целом, содержат в себе огромные сведения разностороннего плана. Надо только уметь прочитать эту информацию и попытаться расшифровать все геологические условия и поисковые обстановки, через которые прошел конкретный минерал. Именно с помощью шлихо-минералогического метода выделяется локальный перспективный участок под детальные исследования, в пределах которого дальнейшие работы осуществляются уже другими методами.

Тип 4. Разновозрастные шлиховые ореолы кимберлитовых минералов, сформировавшиеся в прибрежно-морских условиях; возможное перекрытие коренных источников под коллекторами соответствующего генезиса.

Данный тип поисковой обстановки выделяется в самостоятельный ввиду его важности в поисковом плане и в связи с широким распространением. Он отличается специфическими условиями формирования коллекторов кимберлитовых минералов в прибрежно-морских условиях. В. П. Афанасьев прибрежно-морские ореолы подразделяет на трансгрессивную и регрессивную стадию развития бассейна, которые различаются степенью износа минералов, их сортировкой, минеральными ассоциациями [2 ф]. Однако регрессивная обстановка, по мнению самого автора, представляется достаточно эфемерной и отложений специфического фациального облика, связанных с данным типом обстановок, в геологическом плане практически не отмечается. В этой связи ниже приводится общая характеристика прибрежно-морских ореолов без указанного разделения.

В зоне действия волн в прибрежно-морских условиях осуществляется интенсивная механическая обработка поступающих с суши кимберлитовых минералов и одновременно сортировка по гранулометрии и плотности в соответствии с их гидравлической крупностью. За счет выноса мелкого и легкого материала образуются высокие концентрации МИК. В результате глубокой переработки кимберлитовых минералов в прибрежно-морских условиях формируется алмаз-пироповая ассоциация с незначительной примесью хромшпинелида, который, как правило,

имеет меньшие, чем гранат и алмаз, размеры. Пикроильменит в этих условиях может уничтожаться полностью. В прибрежно-морских условиях даже алмаз подвержен механическим изменениям, выражающимся в признаках выкрашивания, истирания ребер и вершин сколов. Однако, благодаря своей исключительной твердости, он постепенно накапливается в данных условиях, тогда как другие кимберлитовые минералы в значительной мере уничтожаются абразией. В связи с этим, при достаточном поступлении кимберлитового материала с суши, в прибрежно-морских условиях могут формироваться богатые россыпи за счет бедных, но многочисленных источников, расположенных в бассейнах питающих рек.

Таким образом, характерными чертами шлиховых ореолов, сформировавшихся в прибрежно-морских условиях, являются:

а) максимальная степень механической обработки кимберлитовых минералов, включая алмаз, обусловливающая накопление абразивно-устойчивых их разностей;

б) глубокая сортировка по гранулометрии, приводящая к относительному накоплению зерен узкого гранулометрического диапазона; тяжелые рудные минералы имеют меньшие средние размеры, чем пироп и алмаз, ассоциирующие с ними, вследствие согласования по гидравлической крупности;

в) сортировка по плотности, приводящая к выделению алмаз-пироповой ассоциации.

По указанным признакам кимберлитовые минералы из прибрежно-морских коллекторов резко отличаются от минералов из ореолов, сформировавшихся в условиях суши, и легко узнаются даже в единичных зернах. Это важное обстоятельство, поскольку если условия формирования разновозрастных прибрежно-морских коллекторов на территории ЯАП были сходными, то дальнейшая их история и нынешняя геологическая позиция значительно различаются.

Коллектор кимберлитовых минералов прибрежно-морского генезиса наиболее характерен для отложений нижнего-среднего карбона. В наиболее чистом виде он представлен в Кютюнгдинском грабене (Нижнеоленекский район), где сохранились от размыва отложения раннего карбона. Кимберлитовые минералы представлены исключительно алмаз-пироповой ассоциацией, находятся в первичном захоронении и практически не изменены последующими процессами. В Нижнеленском и Приморском районах, также в первичном захоронении, находятся кимберлитовые минералы (хромит-пироповая с алмазом) в прибрежно-морском коллекторе позднетриасового возраста в пределах хребта Туора-Сис и кряжа Чекановского. Однако осадкообразование, которому подверглась данная территория в связи с орогенезом и формированием Приверхоянского прогиба, обусловило метаморфическое изменение минеральной ассоциации, выражающейся в образовании пирамидально-черепитчатого рельефа растворения на пиропах и их хлоритизации, а также в коррозионном растрескивании. Указанные процессы весьма сильно изменили облик пиропов. В Тычанском районе (Эвенкия) в пределах Тарыдакской площади (бассейн р. Под. Тунгуска) обнаружена хромит-пироповая ассоциация с алмазом с признаками ее формирования в прибрежно-морских условиях. Однако в настоящее время она захоронена в среднекарбоновых континентальных отложениях (в так называемых «бедошеминских слоях») и является переотложенной из более древних коллекторов, в том числе и из осадков тычанской свиты (C_{1-2}) [143].

Глубокая измененность первичной ассоциации кимберлитовых минералов в прибрежно-морских условиях, способ перемещения материала и, соответственно, иной характер его дифференциации не позволяют по прибрежно-морским ореолам так же успешно прогнозировать коренную алмазоносность, как по континентальным. Хотя в очередной раз следует подчеркнуть, что степень механической обработки минералов в данных условиях никак не связана с удаленностью коренных источников.

На самом деле проблема поисковых обстановок, связанных с прибрежно-морскими ореолами, стоит достаточно остро.

Обусловлена она тем, что прибрежно-морские обстановки наиболее сложны для решения прогнозных задач в связи с их площадным характером распространения. Скажем так: на сегодня вопрос идентификации прибрежно-морских ореолов, разбраковки их на основе использования морфологических особенностей МИК не имеет практического решения. Тем не менее стоит согласиться с мнением В. П. Афанасьева, что широкая распространенность данных ореолов и смещение поисковых работ в закрытые районы, где имеют развитие прибрежно-морские обстановки, заставляют искать возможности в их использовании для прогнозных построений [24 ф]. В связи с этим изучение состава минералов из прибрежно-морских ореолов и использование его для сравнительного анализа с целью их расшифровки приобретает важное значение. Представляется, что решение проблемы лежит в более широком и целенаправленном изучении химизма прибрежно-морских ассоциаций. Возможно, что исследование состава минералов из прибрежно-морских ореолов, прежде всего, должно преследовать цель выделения на региональном фоне распространения МИК с однотипным химизмом минералов иного состава относительно локального распространения, которые могут отражать местные источники. В дальнейшем необходимо искать аналоги этих «локальных» ассоциаций в более поздних континентальных осадках, опять же на основе химизма, по которым можно уже вести прямые поиски коренных источников. Практика поисковых работ доказывает неоднородность по составу даже прибрежно-морских ассоциаций с одинаковым набором целого ряда типоморфных особенностей. В качестве примера В. П. Афанасьев приводит данные, изложенные в отчете Ботуобинской ГРЭ [24 ф], которые достаточно показательны. Так, в пробе гранатов из девонского коллектора, обнажающегося в среднем течении р. Ыгыыатта, отсутствуют зерна алмазной ассоциации. В то же время аналогичный комплекс гранатов из верхнепалеозойских отложений участка Ыгыыаттинский, куда они были переотложены при размыве того же девонского коллектора, содержит 16 % гранатов алмазной ассоциации. Следовательно, девонский ореол весьма дифференцирован по химизму гранатов. Из ореолов в пермских отложениях участков Малка, Лунный, Чорбох (Приленье, Далдыно-Толуопское междуречье) были отдельно проанализированы пикроильмениты хорошей сохранности и окатанные зерна. Выяснено, что сильно окатанные пикроильмениты не образуют регионального фона, а соответствуют по химизму слабоокатанным, т. е. также отражают характер местных источников. Шахта № 8 в россыпи «Восточная» (Мало-Ботуобинский район) отличается от других минимальным содержанием гранатов алмазной ассоциации (0,8 % против 2–4 %). Многократная проверка по разным пробам из этой шахты подтвердила данный пониженный уровень. Это тем более удивительно, что россыпь достаточно локальна, однородна по степени износа и последующей гипергенной коррозии и, казалось бы, должна быть однородной по составу минералов. Неоднородность по химизму показывают и прибрежно-морские ореолы из верхнепалеозойских отложений Тычанского алмазоносного района (Красноярский край).

Таким образом, приведенные данные позволяют предполагать вслед за В. П. Афанасьевым, что даже ореолы с изношенными минералами, в том числе и прибрежно-морские ассоциации, вполне могут отражать местные источники. Однако в этом случае следует видеть различие между изношенными зернами из прибрежно-морских ореолов и зернами, приобретшими износ в континентальных условиях. Если в прибрежно-морских обстановках МИК могут приобрести крайнюю степень истирания на месте, в непосредственной близости от коренного источника, то в континентальных условиях сколько-либо значительный износ минералы не могут получить на месте и для этого им все же необходимо пройти определенный путь. По этой причине по отношению к дифференцированным ореолам с изношенными минералами, приобретшими износ в континентальных условиях, следует говорить не о непосредственно

ближайшем расположении источников, а об их относительной близости.

Следует отметить, что площади 3 типа поисковой обстановки на сегодняшний день являются приоритетными для поисков коренных источников алмазов, с которыми связываются наибольшие перспективы. Открытые территории 1 и 2 типов достаточно хорошо изучены, легко открываемые и выходящие на дневную поверхность коренные месторождения алмазов в их пределах практически выявлены и поиски в последнее время переместились с них на закрытые площади. С 4 типом поисковой обстановки хотя и связываются определенные перспективы коренной алмазоносности, но данный тип представляет наибольшую сложность в поисковом плане. На сегодня нет разработанной и сколько-либо приемлемой методики поисков коренных источников алмазов по прибрежно-морским ореолам. Скажем так, в мировой практике поисков алмазных месторождений нет прецедента открытия ни одного коренного источника алмазов по МИК, сформировавшимся в прибрежно-морских условиях.

В заключение отметим, что в зависимости от сложности геологического строения территории и типа поисковых обстановок производится выбор тех или иных методов поиска и определяется методика их проведения.

4.6. Основные принципы идентификации и локализации шлиховых ореолов

Конечной целью любых поисковых работ является обнаружение конкретного объекта, удовлетворяющего определенным требованиям. В свою очередь составным элементом поисков является прогнозирование, основная задача которого сводится к тому, чтобы на основе собранной в процессе поиска информации о свойствах предполагаемого объекта составить его «образ». Следовательно, прогнозирование основывается на решении двух задач [2 ф]:

1) идентификации, которая в свою очередь подразделяется на:

а) вычисление «сигнала» объекта на фоне «сигналов» других объектов того же изоморфного ряда или, иначе говоря, обоснование существования неизвестного источника (кимберлитового тела), либо установление связи полученного «сигнала» с уже известным источником;

б) в случае обоснования существования неизвестного объекта — оценка вероятной степени его соответствия заданным кондициям (уровню алмазоносности);

2) локализации, т. е. определения вероятного местоположения объекта (задача решается в случае, если идентифицирован неизвестный объект).

Если кратко, то под идентификацией объекта поиска подразумевается установление: а) признаков существования объекта; б) его характеристических свойств [18]. На самом деле задача идентификации поисковых объектов, сознательно или подсознательно, решается постоянно в процессе поисков, путем сравнительного анализа составов МИК, их морфологических особенной, свойств минеральных ассоциаций и т. д. Таким образом, идентификация это не только элемент прогноза, первоначально — это необходимая, обязательная и постоянно действующая составляющая часть любых алмазопоисковых работ.

Применительно конкретно к поискам кимберлитовых тел задача идентификации сводится, в основном, к идентификации шлиховых ореолов или их отдельных составляющих — проб, водотоков, участков. Вся процедура идентификации, как правило, сводится к определению на основе сравнительного анализа сходства-различия отдельных участков между собой и ближайшими кимберлитовыми телами. То есть, в большинстве своем, необходимо определить, связан ли конкретный ореол с известными коренными источниками или источники у него еще не известны. В свою очередь задача локализации ореола сводится к установлению его пространственного местоположения относительно коренного источника и определению на-

правления дальнейших поисковых работ. Обе задачи решаются на одном материале — шлиховой минеральной ассоциации или отдельном минерале (его типоморфных особенностях) как составной части этой ассоциации. Задача локализации может решаться как на основе поисковых предпосылок (например, структурно-тектонических), так и на основе поисковых признаков. Весь принцип алмазопоисковых работ строится преимущественно на поисковых признаках, общей особенностью которых является затухание по мере удаления от объекта «полезного» сигнала. Например, по мере удаления от кимберлитового тела в ореолах и потоках рассеяния падает концентрация МИК и увеличивается их мехизнос (ухудшается сохранность).

В. П. Афанасьевым [2 ф] выделяются три группы типоморфных признаков кимберлитовых минералов и их ассоциаций, играющих определяющую роль при решении задач идентификации и локализации:

1 — не изменяющиеся или слабо изменяющиеся в процессе эволюции;
2 — чутко реагирующие на факторы эволюции, существенно и направленно меняющиеся в зависимости от них;
3 — избирательно реагирующие на факторы эволюции.

Для идентификации шлиховых ореолов применительны типоморфные признаки первой группы, в то время как для локализации следует использовать признаки второй группы. Типоморфные признаки третьей группы могут быть использованы в ряде случаев для решения обеих задач, однако они требуют знания конкретных условий среды, в которой существовали минералы — носители этих признаков.

Признаками идентификации служат типоморфные особенности минералов и их ассоциаций, характеризующие индивидуальные черты минералогии кимберлитовых тел, т. е. признаки, внутренне присущие объектам поисков. Кроме того, пространственная изолированность шлиховых ореолов, как отражение дискретности объектов поисков, также может служить признаком идентификации. Однако в каждом конкретном случае требуются дополнительные подтверждения индивидуальности ореолов хотя бы по определению литодинамического типа шлихового ореола, чтобы не принять за самостоятельный ореол скопление кимберлитовых минералов, связанное с условиями формирования коллектора. Таким образом, признаками идентификации могут служить химический состав МИК, их морфологические (в том числе кристалломорфология алмазов) и структурные особенности, физические свойства, минеральный состав ассоциации и некоторые другие.

Признаки локализации основываются на миграционных свойствах минералов, т. е. тех особенностях ассоциаций, которые закономерно изменяются по мере удаления от кимберлитовых тел в связи с неодинаковой физико-механической (абразивной) устойчивостью минералов в процессе транспортировки. Физико-химические изменения минералов косвенно также способствуют решению задачи локализации, так как приводят к «вызреванию» выветрелых ассоциаций в процессе последующей транспортировки. К основным признакам локализации могут относиться концентрация минералов в шлиховой ассоциации и соотношение различных их видов, их гранулометрия, степень мехизноса (сохранность МИК) и гранулометрической сортировки и некоторые другие. В качестве дополнительных могут быть использованы такие признаки, как наличие и распределение по площади минералов с келифитовыми каймами, примазками и корочками, трещиноватых и агрегатных зерен, первично и вторично колотых МИК и т. д. Поразительно, но шкала сохранности кимберлитовых минералов, разработанная в свое время Л. А. Зиминым [14 ф], в отличие от литологической шкалы окатанности МИК способна самостоятельно решить задачу локализации коренного источника, так как использование только ее одной позволяет не только оконтурить площадь распространения минералов хорошей сохранности, но и количественно определить степень удаления ореола от первоисточника.

Из перечисленных признаков идентификации для конкретного шлихового ореола может быть достаточно всего одного-двух признаков, причем для каждого ореола своих. Одни ореолы могут быть идентифицированы только на основе морфологических особенностей минералов, например по специфической микроморфологии первичных поверхностей пикроильменита. Другие ореолы — по особенностям состава того или иного минералы. Однако большинство ореолов могут быть надежно идентифицированы только на основе особенностей химизма минералов в совокупности с их морфологическими особенностями. Все перечисленные признаки носят статистический характер и требуют для сопоставления и сравнительного анализа представительный минералогический материал. Причем для идентификации ореолов нет необходимости анализировать все шлиховые пробы, достаточно нескольких ключевых, как правило, наиболее представительных. Решение же задачи локализации предусматривает изучение распределения признаков по площади ореолов, поэтому требует изучения всего имеющегося шлихового материала и охвата всего комплекса признаков.

На самом деле, в процессе алмазопоисковых работ иногда приходится решать более широкий круг задач, чем выяснение вопроса — связан ли конкретный ореол с известными коренными источниками или нет. Например, определение потенциального возраста источников минералов шлихового ореола — молодой (мезозойский) или более древний (среднепалеозойский), что в принципе возможно на основе особенностей состава отдельных минералов. Так, гранаты с содержанием Cr_2O_3 > 10 мас.% отмечаются лишь в кимберлитовых телах среднепалеозойского возраста и совершенно не характерны для мезозойских тел. Или оценка потенциальной алмазоносности коренных источников МИК, выяснение их специализации — эклогитовый (пироксенитовый) или перидотитовый парагенезис. Учитывая полигенность как самих коренных источников алмазов, так и отдельных минералов, иногда приходится решать вопрос генезиса первоисточников конкретных минералов из ореолов: кимберлитовый — некимберлитовый; являются ли их источником типичные кимберлиты или кимберлитоподобные породы. По большому счету, решение всех вышеперечисленных проблем входит в задачу идентификации.

Как видим, изучение типоморфных особенностей МИК позволяет решать задачи идентификации шлиховых ореолов и локализации местоположения их относительно коренных источников путем сопоставления объектов друг с другом, сравнительного анализа, оценки потенциального возраста и потенциальной алмазоносности коренных источников, выяснения генезиса первоисточников и другие задачи геологоразведочного комплекса. При производстве алмазопоисковых работ, чтобы перейти к следующей более детальной стадии поисков в пределах какой-то конкретной площади, необходимо четко установить, что имеющий место на данной площади ореол имеет самостоятельный источник. От этого зависит успех работ. Несмотря на это, нередко поиски ведутся под прессингом находок МИК в том или ином месте, причем достаточно детальной стадии. На отдельных площадях нередко прогнозируются собственные коренные источники, при этом не решены ни задача идентификации, ни задача локализации, а порой просто отсутствуют прямые поисковые признаки наличия на площади кимберлитовых тел. Таким образом, пренебрежение принципами идентификации и локализации поисковых объектов приводит к нарушению стадийности работ, что весьма негативно сказывается на их результатах.

Глава 5
НОВЫЕ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ КИМБЕРЛИТОВ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ ПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ

В настоящее время, в связи с довольно детальной опоискованностью открытых площадей и выходом с алмазопоисковыми работами на закрытые территории, проблема идентификации поисковых объектов приобретает особую актуальность. Наибольшие сложности связаны с идентификацией ореолов, сформировавшихся в прибрежно-морских литодинамических обстановках, где возможности использования отдельных типоморфных особенностей минералов-индикаторов кимберлитов для сравнительного анализа ограничены. В таких ситуациях состав МИК зачастую является наиболее надежным источником информации для разбраковки ореолов.

5.1. Краткий обзор существующих методов сравнительного анализа

Для сравнения и идентификации отдельных объектов (проб, участков, шлиховых ореолов, кимберлитовых тел и т. д.) в практике прогнозно-поисковых работ на алмазы используется множество различных приемов и методов. Довольно широко для данных целей используются морфологические особенности минералов (размер, цвет, форма зерен, топография поверхности и другие). Не принижая значения морфологии минералов для прогнозно-поисковых построений, отметим, что в отдельных случаях знаний морфологии минералов бывает недостаточно для решения некоторых конкретных задач. Иногда возникает необходимость в определении схожести или различия первоисточников для минералов различных ореолов, в других случаях необходимо установить схожесть-различие источников для минералов разной степени износа или с разной морфологией в пределах одного ореола. Известно, что отдельные морфологические признаки могут быть конвергенными, т. е. сходными для минералов, образовавшихся в разных геологических обстановках и условиях.

Нередко попытка идентифицировать ореол, опираясь только на морфологию минералов без учета их химизма, заходит в тупик. Связано это и с тем, что использование морфологических особенностей для целей идентификации возможно достаточно эффективно лишь для минералов, сформировавшихся в сходных литодинамических обстановках. Более того, отдельные физиографические особенности минералов можно использовать только для ореолов, сформировавшихся в континентальных условиях. Но определить, к примеру, единый ли источник имеют два самостоятельных ореола, один из которых сформировался в прибрежно-морских, а второй в континентальных условиях, — с учетом морфологии минералов практически невозможно. Морфологические особенности минералов этих двух ореолов будут резко отличаться и характеризовать лишь условия их морфогенеза, что вовсе не исключает их общего источника. Существенно ограничено прогнозирование коренных источников и по переотложенным МИК на основе анализа их морфологии,

так как морфологические особенности минералов «конечного» ореола будут трансформироваться в процессе переотложения, в результате они утеряют черты сходства с минералами из первоисточника. Высвобождаясь из кимберлитовых тел, МИК в процессе экзогенной эволюции сильно меняют свой облик [17] и на определенной стадии своего изменения будут характеризовать как раз особенности этой эволюции и условия седиментации, а не особенности их первоисточника. Последующие геологические процессы могут сильно изменить и минеральную ассоциацию, модифицируя ее исходный состав. В связи с чем определить, являются ли конкретные минералы, находящиеся в разных геологических порциях в различных геологических телах производными единого источника, будь то коренной источник или промежуточный коллектор, опираясь только на их морфологию, зачастую невозможно. Таким образом, эволюционные преобразования МИК значительно осложняют задачу идентификации ореолов. По этой причине использование для сравнительного анализа особенностей химизма минералов кимберлитов в настоящее время становится особенно актуальным. Нередко типохимизм МИК оказывается единственным критерием для надежной идентификации поисковых объектов.

Весьма информативным для сравнительного анализа является химизм основных МИК — граната, пикроильменита, хромшпинелида. Однако на сегодня нет универсальной схемы работы с данными по составам МИК, хотя и существует много методик и методов их сравнения, основанных на типохимизме кимберлитовых минералов, в том числе с разделением на парагенезисы, используя различные диаграммы и графики. И это вполне понятно, так как графический способ отображения информации является более наглядным, чем табличный. На сегодняшний день имеется несколько классификаций МИК на основе их составов, особенно по гранату — как наиболее информативному глубинному минералу, который используется при генетических построениях мантийного магматизма.

Н. В. Соболев предложил использовать для разделения ультраосновных гранатов бинарную диаграмму в координатах $CaO–Cr_2O_3$, на которой были выделены поля составов гранатов из гарцбургит-дунитов [125], в том числе алмазоносных, равномерно-зернистых лерцолитов и верлитов. По существу, это была первая и во многом оправдавшая себя классификация гранатов. Наглядность такой диаграммы, а также ее информативность послужили развитию целого подхода к изучению магнезиальных разностей [88]. Однако, по мнению некоторых исследователей [119, 41], накопление фактического материала по химическому составу гранатов привело к существенному подрыву информативности данной диаграммы ввиду значительного перекрытия составов алмазоносных и неалмазоносных парагенезисов гранатов, а также гранатов из различных петрографических разностей: равномернозернистых лерцолитов, пироксенитов, верлитов, дунитов, гарцбургитов и т. д. Выделенные поля составов на диаграмме, по мнению данных авторов, носят несколько условный характер: более поздними исследованиями было показано, что около 30 % гранатов-включений в алмазе ложатся за пределы отведенной им области алмазной ассоциации; не соответствуют данному критерию около 70 % анализов из сростков с алмазами и около 40 % анализов гранатов из алмазоносных ксенолитов [35]. Кроме того, на данной диаграмме не нашли отражения особенности состава гранатов из эклогитов, хотя на сегодня известны тела с преобладанием алмазов эклогитового парагенезиса. Тем не менее и по настоящий день диаграмма Н. В. Соболева, привлекающая исследователей и особенно производственников простотой построения, является одним из наиболее употребляемых классификационных методов при выделении различных парагенезисов гранатов.

В классификации Дж. Доусона и У. Стефенса [159] разделение гранатов производилось методом кластерного анализа *Q*-типа с использованием пяти основных оксидов: TiO_2, Cr_2O_3, FeO, MgO и CaO. В результате среди гранатов выделено

12 групп, каждая из которых привязана к наиболее часто встречающимся типам пород, в том числе и к эклогитам. В данной классификации исключен из рассмотрения глинозем, при этом не учтен факт практически полного отсутствия хрома в гранатах эклогитового парагенезиса [41]. Не менее существенным недостатком является и подбор фактического материала: из 352 анализов 153 отобраны из концентрата кимберлитовых трубок, а из генетически «привязанных» образцов только 86 относятся к эклогитовому парагенезису. Непосредственная база данных не охватывает всего разнообразия эклогитовых гранатов, в том числе и из алмазоносных эклогитов, следствием чего стала упрощенная классификация гранатов эклогитового парагенезиса и невозможность генетической интерпретации полученных результатов. Привлекательной стороной данной классификации является простота отнесения новых химических анализов граната к выделенным 12 группам с использованием дискриминантных функций.

В работах якутских исследователей [62, 119] классификация проводилась только на базе данных гранатов из кимберлитовой трубки Мир. Объем анализов составил 433, при этом 129 анализов относятся к гранатам из кимберлита. Гранаты эклогитового парагенезиса (77 образцов) попадают в пять из пятнадцати выделяемых групп, при этом алмазоносными являются только три. Известное разнообразие эклогитовых гранатов в трубке Мир не нашло отражения в рассматриваемой классификации. Из-за того, что основной задачей данной классификации являлось лишь определение соотношения в породах трубки Мир гранатов глубинных парагенезисов и собственно кимберлитового генезиса, существуют ограничения в применении данной классификации.

Б. Яго и Р. Митчелл [161] провели классификацию гранатов из нескольких трубок Северной Америки, отдав предпочтение гранатам из концентрата, как наиболее адекватно, по их мнению, отражающим химизм конкретных кимберлитовых тел. Не оспаривая данный подход, лишь отметим, что вопрос классификации гранатов из определенных парагенезисов авторами не ставился вообще.

Метод оптической спектроскопии и колориметрии также был применен в качестве классификационного для разделения гранатов на парагенезисы [83, 84], что в принципе позволяет на основе этого проводить сравнительный анализ различных объектов. По результатам исследования гранатов из глубинных ксенолитов данным методом были рассчитаны колориметрические параметры ($\lambda_к$, p_c) последних. По мнению авторов, картина оптического спектра поглощения и колориметрические параметры образца являются достаточно надежными критериями для распознавания различных эклогитовых минеральных ассоциаций, в том числе и алмазоносных. Однако получаемые спектры поглощения гранатов в некоторых случаях трудноразличимы, в связи с чем для большей наглядности используется модифицированная диаграмма цветности в координатах $\lambda_к$—p_c, на которой гранаты определенных парагенезисов образуют поля, выделенные чисто визуально. Отмечая большое разнообразие алмазоносных эклогитовых парагенезисов, авторы, тем не менее, выделяют лишь два из них — магнезиально-железистые и дистеновые эклогиты, а наличие на используемой модифицированной диаграмме цветности областей с явным перекрытием они избегают путем отнесения гранатов из неалмазоносных эклогитов к «потенциально-алмазоносным». В работе А. И. Боткунова [27] на примере гранатов с включениями хромшпинелидов доказывается ошибочность термина «потенциально-алмазоносные гарцбургиты». Применение генетической классификации С. С. Мацюка на обширных территориях северной части ЯАП показало, что разнообразие вариантов в пределах Анабарского района невелико и в большинстве случаев представлено доминированием 2-3 определенных парагенезисов. Как правило, это равномернозернистые гранатовые лерцолиты и катаклазированные лерцолиты, или их соотношения [10 ф]. Сам автор признает, что в связи с вероятной неоднородно-

стью первичного вещества верхней мантии в направлении от центральных частей Сибирской платформы к краевым областям на диаграмме $\lambda_к$–p_c происходит сдвиг статистических границ между гранатами различных парагенезисов. Значительная часть точек гранатов из ильменитовых ультрабазитов попадает в поле цветности гранатов алмазоносных магнезиально-железистых эклогитов, что, безусловно, затрудняет корректную интерпретацию исследований [10 ф].

В последнее время, с развитием компьютерных технологий и внедрением в практику алмазопоисковых работ различных прикладных программ, появилась возможность использования некоторых статистических методов обработки и анализа состава МИК для решения ряда поисковых задач. Так, с помощью некоторых статистических пакетов можно проводить разделение и сравнение составов МИК с привлечением кластерного, факторного и других анализов [63]. Однако «простое» механическое использование статистики неизбежно ведет к определенным издержкам. Для любого статистического метода не существует промежуточных решений, они всегда категоричны в ответе, к тому же ни один из них не в состоянии уловить незначительную разницу в оцениваемых показателях, зачастую очень важную. К тому же применение корреляционного анализа предполагает нормальный закон распределения изучаемых величин, что необходимо учитывать, так как нередко основные оцениваемые параметры подчиняются логнормальному закону.

Сотрудниками Проблемной лаборатории месторождений алмазов Геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова были разработаны химико-генетические классификации (ХГК) важнейших минералов-индикаторов кимберлитов (граната, хромшпинелида, клинопироксена, оливина и ильменита) с выделением их парагенезисов [41, 24, 25, 26, 74, 32]. В качестве подхода был также использован кластерный анализ, при этом распределение электронно-зондовых анализов по выделенным группам осуществлено в соответствии с рассчитанными дискриминантными функциями для каждой группы. Эта классификация лишена многих недостатков, присущих вышеперечисленным работам в этой области. Для граната выделено 30 химико-генетических групп, из них 17 групп ультраосновного и 13 эклогитового парагенезисов. На основе выделенных химико-генетических групп метод предоставляет возможность графически проводить сравнительный анализ различных объектов, различающихся набором минеральных парагенезисов. Однако попытка использования ХГК с целью разбивки составов МИК на парагенезисы и применения полученных данных для идентификации шлиховых ореолов в пределах Алакит-Мархинского района показала, что все разнообразие составов того или иного минерала в пределах изученной площади, как и в случае с генетической классификацией С. С. Мацюка, представлено преобладанием одного–трех парагенезисов или их вариациями [29 ф]. Такое ограниченное количество парагенезисов и их однообразие оказалось явно недостаточным для целей идентификации. В этом случае, как и при использовании данных по среднему составу минералов, если и можно уловить отличия сравниваемых объектов, то только при условии их уникальности. Более того, значительная часть анализов, особенно среди пикроильменитов и хромшпинелидов, вообще не нашла места в данной классификации, причем кимберлитовые тела не стали исключением. Возможно, данное обстоятельство связано с тем, что весь принцип построения химико-генетической классификации основан на преимущественном использовании составов минералов из глубинных ксенолитов и практически полном игнорировании минералов собственно кимберлитового генезиса. Данный принцип если и оправдан по отношению к гранату, основная масса которого в кимберлитах действительно связана с дезинтеграцией глубинных ксенолитов, то, по-видимому, неприемлем по отношению к пикроильмениту и хромшпинелиду, кристаллизация которых не исключается в менее глубинных условиях, в том числе непосредствен-

но при формировании кимберлитовых тел. Как следствие, часть анализов среди типичных кимберлитовых пикроильменитов и хромшпинелидов (до 30–50 % по отдельным пробам) была отнесена к неопределенным парагенезисам. Более того, попытка использования ХГК для сравнительного анализа выявила существенное различие в оценке гранатов и хромшпинелидов алмазных парагенезисов (из включений в алмазах) по сравнению с критерием Н. В. Соболева, причем данное различие в отдельных случаях составляло 12–13 раз (преимущественно в меньшую сторону). Такое значительное расхождение в оценке гранатов алмазных парагенезисов вызывает некоторое недоумение, учитывая, что граница гранатов из включений в алмазе и алмазоносных ксенолитов 1 химико-генетической группы [41] применительно к диаграмме Н. В. Соболева [125] значительно шире и частично захватывает даже поле высокохромистых лерцолитов. Связано это, видимо, все же с тем, что предпринятый в ХГК подход к разделению составов МИК не позволил четко уловить отличия между алмазоносными и неалмазоносными парагенезисами, имеющими схожий состав минеральных включений. В результате гранаты, отнесенные по данным ХГК к глубинным высокоалмазоносным и алмазоносным парагенезисам, имеют место как в алмазоносных, так и неалмазоносных ксенолитах. Необходимо отметить, что на момент создания классификации из-за ограниченной памяти ПК не все анализы вошли в обработку, в результате чего часть выделенных групп оказалась малопредставительной по количеству анализов. Однако и по сей день значительная часть химико-генетических групп представлена всего лишь 2–7 анализами, чего явно недостаточно. Как следствие, несмотря на заложенный в классификации принцип, имеющий, казалось бы, логический смысл, эффективное ее использование для целей идентификации шлиховых ореолов является недостаточно результативным. И причина здесь не только в непредставительности анализов по отдельным группам и ограниченном наборе парагенезисов. Как известно, шлиховые ореолы содержат минералы не только собственно кимберлитов, но и родственных им пород, а также минералы из метаморфических пород фундамента, из пород основного состава со схожим химизмом. Как следствие, данная классификация нуждается в существенной доработке с учетом составов минералов из вышеназванных пород, в противном случае все попытки ее использования по отношению к шлиховым ореолам будут сведены к нулю. Примером могут являться отдельные участки в пределах Алакит-Мархинского района [29 ф], где типичный трапповый ильменит по данным ХГК был отнесен к ильмениту из алмазоносных эклогитов 8 химико-генетической группы, а альмандины из метаморфических пород фундамента с содержанием суммарного железа более 30 мас.% и CaO менее 2 мас.% — к алмазоносным ильменит-рутиловым магнезиально-железистым эклогитам 19 группы.

Таки образом, несмотря на кажущееся множество достаточно информативных и обоснованных методов сравнительного анализа, на сегодняшний день нет достаточно надежных критериев для разбраковки ореолов. Связано это с тем, что каждый в отдельности из существующих методов не является универсальным, удовлетворяющим все потребности, и наравне с их несомненными преимуществами существуют и недостатки. В первую очередь — это невозможность использования большинства существующих методов непосредственно производственниками из-за их трудоемкости, сложности выполнения и отсутствия необходимого аналитического оборудования и программного обеспечения. Использование для сравнительного анализа составов МИК с разбивкой по парагенезисам ограничено применительно для шлиховых ореолов, сформировавшихся в прибрежно-морских литодинамических обстановках, так как минералы в них прошли значительную сортировку с накоплением узкого по химии диапазона минерала, с преобладанием определенного парагенезиса. Кроме того, известно, что составы минералов отдельных пара-

генезисов перекрываются между собой. Так, химические анализы гранатов из различных парагенезисов (например, дунитов и гарцбургитов) отличаются весьма незначительно, а в некоторых случаях (магнезиально-железистые эклогиты, пироксениты, ильмениовые гипербазиты, желваки гранатов и др.) практически идентичны [83]. По этой причине даже в пределах одной выделенной генетической группы любой классификации имеются существенные вариации в составе определенного минерала. Данное обстоятельство также ограничивает использование состава минералов для сравнительного анализа на парагенетическом уровне.

5.2. Принципиальная возможность применения метода с использованием трехмерных гистограмм (метода трехмерных гистограмм) для сравнительного анализа

Совершенно очевидно, что для успешного применения на производстве метод сравнительного анализа должен быть, во-первых, информативным, во-вторых, наглядным и, наконец, достаточно простым в выполнении. Важно, чтобы выбранный метод или прием позволял уловить существующие отличия у сравниваемых объектов.

Принципиальная возможность использования для сравнительного анализа метода, во многом удовлетворяющего вышеназванным условиям, заложена в пакете Statistica в модуле «Stats 3D Seguential Graphs» [29], в котором имеются варианты построении трехмерных гистограмм с привлечением химсостава МИК. Для выявления особенностей химизма главных МИК (граната, пикроильменита и хромшпинелида) и возможности использования их для сравнения и идентификации объектов с помощью метода трехмерных гистограмм (МТГ) было изучено и систематизировано значительное количество электронно-зондовых анализов (более 25 тысяч). В процессе исследований было выяснено, что, несмотря на дифференцированность МИК по составу, особенно граната, большинство анализов по отдельным оксидам укладывается в определенный интервал значений. В большинстве случаев для конкретного объекта (тела, ореола) характерно довольно индивидуальное распределение зерен минералов по составу, с преобладанием какого-то одного характерного максимума, который хорошо виден на трехмерных гистограммах в виде отдельного пика [144, 145]. Иногда такой пик сопровождается дополнительным одним или несколькими максимумами. Внешний вид ТГ можно видеть на рис. 5.1. В процессе построения трехмерных гистограмм (ТГ) по кимберлитовым телам различных полей наблюдалась следующая ситуация: даже у близко расположенных тел минералы существенно различались как по основному максимуму, так и в целом по распределению анализов в пределах координатной сетки (трубки Геохимическая и Победа Алакит-Мархинского поля и др.). Данное обстоятельство, по-видимому, объясняется как латеральной неоднородностью состава первичного вещества верхней мантии, так и различными физико-химическими условиями эволюции кимберлитовых расплавов. Помимо этого, было выяснено, что для отдельных проб из различных ореолов (или с разобщенных водотоков) также характерно довольно индивидуальное распределение зерен минерала по составу, и максимум для них обладал своими собственными координатами, отличными от координат других объектов. В то же время нередко наблюдалась такая ситуация, когда для проб в пределах какого-то одного водотока или сближенных проб одного участка один и тот же минерал обладал схожим набором признаков и одинаковым максимумом.

Таким образом, использование МТГ по составу кимберлитовых минералов представлялось достаточно приемлемым для сравнительного анализа. Несмотря на ограничение в виде возможности использования только двух оксидов для каждой развертки, ТГ отражают химический состав определенного минерала, позволяя

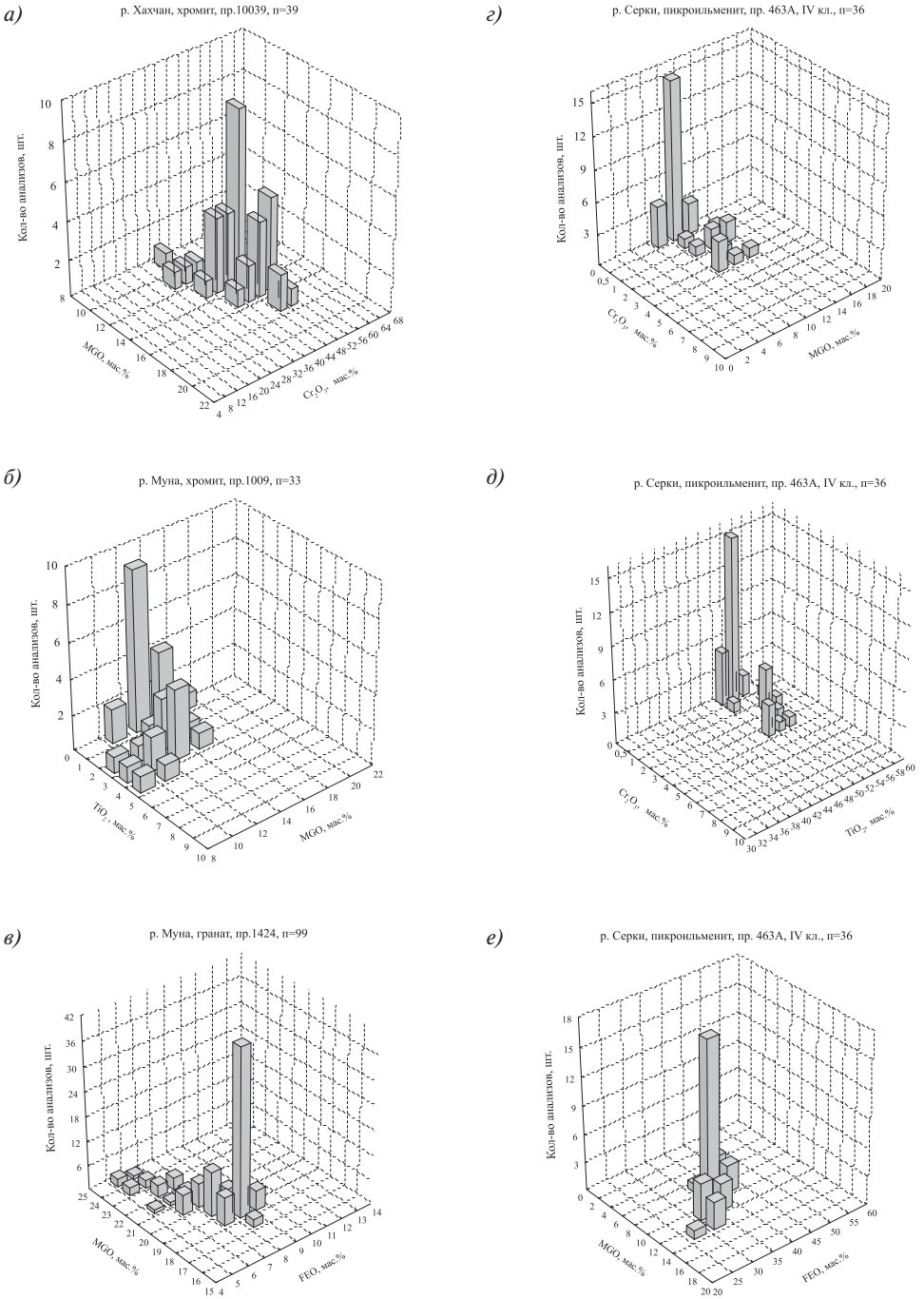


Рис. 5.1. **Трехмерные гистограммы по МИК в разных проекциях:**
хромит по: *а* — Cr_2O_3–MgO; *б* — MgO–TiO_2; *в* — гранат по FeO–MgO;
пикроильменит по: *г* — MgO–Cr_2O_3; *д* — TiO_2–Cr_2O_3; *е* — FeO–MgO

выявить его особенности или различия даже среди минералов одного парагенезиса. Преимущество ТГ по сравнению с плоскими диаграммами заключается в том, что на последних невозможно установить, как количественно группируются анализы в коротких отрезках координат, соответствующих содержанию (в мас.%) определенного оксида. На диаграммах отражается лишь общий характер распределения анализов в виде поля или характерного тренда (трендов).

Наибольшие сложности были связаны с выбором конкретных оксидов для разверток. Необходимо было одновременно, и чтобы данные оксиды были наиболее информативными, и чтобы наблюдалась определенная закономерность в распределении анализов для какого-то минерала в пределах конкретного поискового объекта. Другими словами, необходимо было выявить именно те оксиды, по которым вырисовывался бы наиболее характерный образ с минимальным влиянием «шума», который характеризовал бы только данный объект или отражал наиболее характерные черты его формирования. Важно, чтобы этот «образ» был распознаваем и отличен от других объектов, нагляден и информативен. В результате исследований и статистической обработки состава кимберлитовых минералов было выяснено, что для целей идентификации с использованием трехмерных гистограмм наиболее информативными являются следующие оксиды: FeO–MgO для граната, Cr_2O_3–MgO и MgO–TiO_2 для хромшпинелида и MgO–Cr_2O_3, FeO–MgO, TiO_2–Cr_2O_3 для пикроильменита, которые отражают специфику изо- и гетеровалентных замещений в этих минералах. Последнее определяется геологическими условиями формирования кимберлитовых тел (глубиной заложения очага, избирательным «опробованием» вскрываемого мантийного разреза, динамикой подъема и становления магматической колонны и др.). Железо приведено суммарное в виде FeO. ТГ в данных координатах и предлагаются в качестве метода сравнительного анализа для целей идентификации поисковых объектов (см. рис. 5.1).

По осям X и Y данных гистограмм откладывается содержание определенных оксидов (в мас.%), а по оси Z — количество анализов (зерен), соответствующих конкретным содержаниям. Выбор шага каждой шкалы, а также конкретных оксидов для каждого минерала проведены эмпирически. Основой для выбора координат послужили выявленные на основе анализа химизма минералов основные типы изоморфных замещений изо- и гетеровалентного характера. В пикроильменитах магний и хром коррелируют с давлением, а вхождение Fe_2O_3 характерно для высокозакалочных условий. В хромшпинелидах вхождение повышенного содержания хрома в структуру минерала также отражает высокобарные условия кристаллизации, а соотношение MgO–TiO_2 связано с содержанием ульвошпинелевой компоненты, поскольку ее увеличение характеризует понижение температуры кристаллизации минерала. Важно, чтобы вид всех сравниваемых гистограмм для каждого конкретного минерала (интервал шкалы и ее шаг) был одинаков для всех сравниваемых проб. При различных шкалах для одних и тех же оксидов анализы могут группироваться по-разному, в результате будет нарушаться общая закономерность их распределения.

Значимость отдельных оксидов для сравнительного анализа очевидна, и, наверное, не требуется специального обоснования их использования, особенно хрома, титана и магния для пикроильменита или хромшпинелида. Тем не менее принципиальная возможность использования конкретных оксидов для гранатов нуждается в некоторой аргументизации. Может возникнуть вопрос, почему по пикроильмениту и хромшпинелиду построения проводились по общепризнанным наиболее информативным оксидам, а для граната использовались FeO и MgO, а не, например, Cr_2O_3 и CaO? Во-первых, такие оксиды, как FeO и MgO, не менее информативны, чем Cr_2O_3 и CaO. Известно, что между железом и магнием в пиропах существует отрицательная корреляция. В частности, значимые отрицательные связи для пары FeO–MgO установлены в

гранатах из ильменитовых (магнезиально-железистых) лерцолитов, среднехромистых и равномерно-зернистых хромшпинелевых лерцолитов, алмазоносных гарцбургитов, магнезиально-железистых пироксенитов и др. [41]. Кроме того, в гранатах из магнезиально-железистых эклогитов была выявлена закономерность изменения соотношения Fe и Mg в зависимости от температуры их кристаллизации (расчитанной по клинопироксеновому геотермометру): чем выше температура, тем выше содержание магния и ниже железа, и наоборот [40]. Не исключено, что подобная зависимость существует и в пиропах ультраосновного парагенезиса. При изучении спектроскопических и колориметрических характеристик гранатов [84] было также установлено, что уменьшение содержания хрома (кнорринговитового минала — $Mg_3Cr_2[SiO_4]_3$) в пиропах по мере понижения давления и увеличения фугитивности кислорода влечет за собой вхождение в октаэдрические позиции пиропов ионов Fe^{3+} с образованием примеси кохаритового ($Mg_3Fe_2[SiO_4]_3$), а затем, по мере повышения кальциевости гранатов, и андрадитового ($Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$) минала. А согласно экспериментальным данным, концентрация Cr^{3+} в гранатах — прямая функция давления. То есть существует определенная связь между содержанием Fe и Mg в гранатах, с одной стороны, и давлением и температурой, с другой. Неслучайно в качестве минералогического критерия алмазоносности кимберлитов были рекомендованы пиропы, обладающие не только высоким содержанием Cr_2O_3 (≥ 5 %) и низким CaO ($\leq 1{,}6+0{,}38Cr_2O_3$), но и пониженной железистостью (f = 9,5–17,8 %) [126].

Но основной причиной выбора для гранатов FeO–MgO является все же их сильная дифференцированность по составу по другим оксидам, особенно по хрому и кальцию. ТГ по Cr_2O_3–CaO оказались недостаточно информативными, анализы просто не группировались и поэтому в большинстве случаев не наблюдалось какого-то одного характерного максимума. Но именно ввиду сильной дифференцированности по составу гранатов применение одной развертки в координатах FeO–MgO представляется вполне достаточным для выявления отличительных особенностей состава данного минерала.

Хромшпинелиды менее дифференцированы по составу, чем гранаты, поэтому для данного минерала предлагается две развертки по наиболее информативным оксидам (Cr_2O_3–MgO и MgO–TiO_2).

Пикроильменит из всех трех минералов наиболее стабилен по составу, поэтому для выявления отличительныхе особенностей в составе данного минерала между отдельными объектами предлагается три проекции — MgO–Cr_2O_3, TiO_2–Cr_2O_3 и FeO–MgO. Отметим, что построение гистограмм по пикроильмениту в координатах MgO–Cr_2O_3 предпринималось и другими авторами [24 ф, 2 ф]. Однако, как показали исследования, одной проекции только по магнию и хрому недостаточно для достоверного сравнения, так как пикроильмениты, имеющие одинаковый пик по содержаниям хрома и магния, могут значительно различаться по содержаниям железа и титана. Использование только одной развертки MgO–Cr_2O_3 применимо для сравнения целых полей или отдельных районов. Для более точного сравнения локальных объектов необходимо использование всех трех проекций.

В качестве первоначального полигона для апробации данного метода было выбрано русло р. Муна, где выполнено 2456 электронно-зондовых анализов по 30 пробам [26 ф, 27 ф], довольно равномерно распределенных на более чем 200 км отрезке реки от устья р. Улах-Муна до устья р. Мунакан [13 ф]. Во избежание приведения многочисленных гистограмм по данному отрезку результаты статистической обработки показаны на рис. 5.2. В результате исследований выяснено, что на данном отрезке реки преобладают гранаты с максимумом 7–8 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO (20 из 30 проб), которые можно считать характерными для бассейна р. Муна и которые можно выделить в самостоятельный «мунский» тип. Там, где появляется другой, отличный от большинства проб максимум, можно предположить, что источник этих минералов иной, и проследить, откуда он

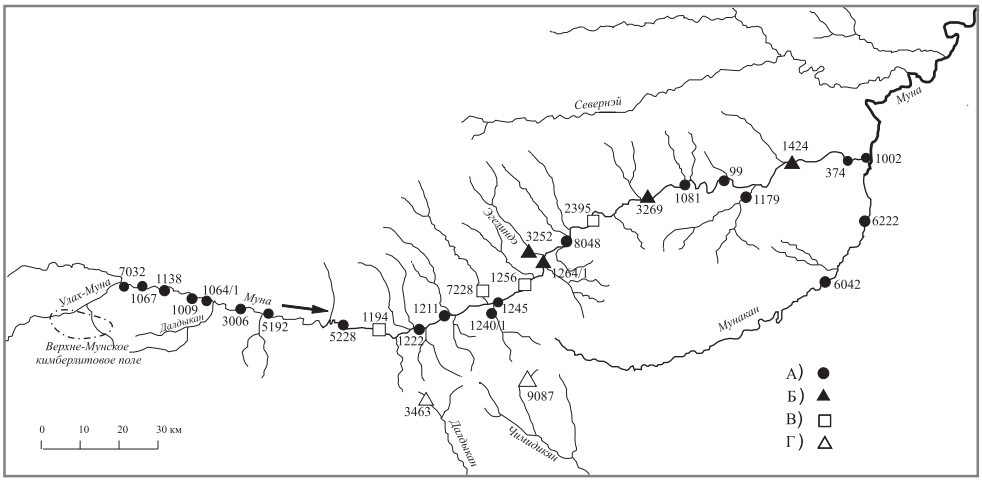


Рис. 5.2. **Схема распределения составов гранатов в координатах FeO–MgO в бассейне р. Муна.**
Максимальные значения FeO–MgO (мас.%): А) 7-8 — 20–21; Б) 8–9 — 18–19; В) 6–7 — 20–21; Г) 8–9 — 19–20

появляется. Например, гранаты с максимумом 8–9 мас.% FeO и 18–19 мас.% MgO, установленные выше устья р. Мунакан (пр. 1424, 3269), возможно поступают с левого притока — р. Эгелинде, где гранаты в пробе 3252 имеют аналогичный пик (см. рис. 5.2). В пробе 1424 ранее [26 ф] были установлены повышенные содержания алмазов, поэтому не исключено, что и определенное количество кристаллов также поступает с данного водотока. Наличие алмазов по самой р. Эгелинде, хотя и в значительно меньших количествах, свидетельствует в пользу такого предположения. Совершенно иной состав имеют гранаты с истоков рек Чимидикан и Далдыкан (пр. 9087 и 3463), что также указывает на наличие самостоятельных источников для данных гранатов, отличных от источников гранатов «мунского» типа.

Кроме того, что данный метод прошел проверку на эталонных объектах в виде отдельных кимберлитовых тел, он также прошел апробацию на нескольких конкретных площадях при проведении алмазопоисковых работ, что несколько подробнее обсуждается ниже. Таким образом, на конкретных примерах было установлено, что распределение анализов в пределах координатного пространства трехмерных гистограмм довольно индивидуально для каждого поискового объекта и оптимально отражает особенности состава того или иного минерала.

5.3. Некоторые примеры апробации метода трехмерных гистограмм при алмазопоисковых работах

Несмотря на выявленную закономерность в распределении составов МИК в пределах какого-то объекта с использованием МТГ, возникали некоторые сомнения: не является ли такое распределение гранатов по руслу р. Муна, с преобладанием одного характерного максимума, результатом экзогенной эволюции минерала с накоплением узкого по химии диапазона, механически более устойчивого? Существует ли подобная закономерность в пределах конкретного кимберлитового тела, с преобладанием для того или иного минерала, отобранного из разных точек тела, какого-то одного характерного пика, или образа, с определенным набором признаков, одинаковым для всех точек? Вдруг

характерный химический образ минерала, устанавливаемый для тела, как правило, по одной пробе, типичен только для данной точки, а в других он совершенно иной? Ведь известно, что даже в одном образце глубинного ксенолита имеются небольшие различия в составах различных зерен одного и того же минерала [49]. Для того чтобы провести проверку справедливости или ошибочности отдельных положений, необходимо было иметь представительное количество анализов из разных точек, распределенных более или менее равномерно в пределах контура какого-либо кимберлитового тела.

5.3.1. Использование трехмерных гистограмм для сравнительного анализа на примере конкретных кимберлитовых тел из бассейна р. Муна

При алмазопоисковых работах практикуется методика, когда для определения химсостава минералов из определенного кимберлитового тела на аналитические исследования часто отбирается лишь одна выборка из какой-то одной, более представительной пробы. В лучшем случае отбирается одна сборная выборка из разных точек. Тем не менее в последнее время в отчетных материалах появились данные по химизму МИК из разных выработок в пределах одного кимберлитового тела. Так, в отчете ЯНИГП ЦНИГРИ по объекту «Коренные источники-2» [19 ф] приведены данные по составу гранатов из тр. Юбилейная по 7 скважинам, а также по 4 разным скважинам из тр. Комсомольская (Алакит-Мархинское поле). К сожалению, в нашем распоряжении нет плана расположения данных выработок в пределах тела, а из отчета неясно, в пределах одной или разных фаз кимберлита расположены данные выработки. Но само наличие нескольких скважин в пределах одного тела предполагает все же их достаточное удаление друг от друга. Во избежание приведения многочисленных графиков данные по составам МИК из некоторых кимберлитовых тел представлены в табл. 5.1 в виде максимальных значений.

Данные по гранатам из тр. Юбилейная даны по наиболее представительным пробам из 4 скважин. Кроме этого, показаны сведения в виде интегральной пробы по всем 7 скважинам, так как, к сожалению, раздельно по каждой из скважин количество анализов все же недостаточно, за исключением скв. 50/314 (100 анализов). Тем не менее из табл. 5.1 видно, что для 2 из 4 скважин характерен пик с координатами 6–7 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO (скв. 50/314, 50/310), который наблюдается и по интегральной пробе из 7 скважин. Скважина 48/274, гранаты из которой на ТГ обладают пиком с иными координатами (8–9 мас.% FeO и 19–20 мас.% MgO), возможно, расположена в иной разновидности кимберлита. К сожалению, по гранатам из скв. 90/320 не просматривается контрастного пика, и связано это, видимо, прежде всего, с недостаточным количеством анализов ($n = 55$).

Для гранатов из тр. Комсомольская на ТГ преобладает максимум с координатами 7–8 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO (см. табл. 5.1), который отмечается в 3 из 4 скважин (109, 110, 113). Такой же пик на ТГ характерен и для интегральной пробы по 4 скважинам. Для гранатов из скважины № 111 пик располагается в несколько иных координатах — 7–8 мас.% FeO и 19–20 мас.% MgO. Как видим, здесь также просматривается определенная закономерность, несмотря на недостаточное количество анализов по отдельным скважинам.

Кроме приведенных выше трубок, в нашем распоряжении имелись частичные анализы минералов из трубок Заполярная, Новинка, Поисковая и Зимняя Верхне-Мунского поля, предоставленные А. И. Даком, а также полные анализы по шести телам данного поля (325 лет Якутии, Деймос, Интеркосмос, Легкая, Малая, Вымпел), предоставленные С. И. Костровицким. Наиболее крупными кимберлитовыми телами этого поля являются трубки Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная и Поисковая.

Таблица 5.1

Распределение составов МИК из кимберлитовых тел по гистограммам в различных проекциях

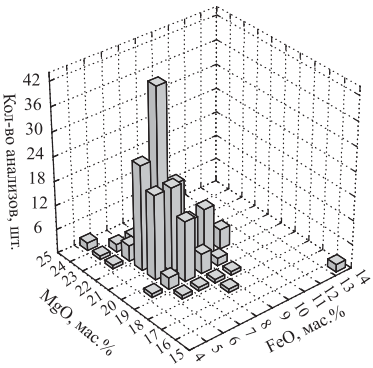
Номера проб	Максимальные содержания (мас.%)								
	Пироп	Кол.	Пикроильменит			Кол.	Хромшпинелид		Кол.
	FeO-MgO	ан.	$MgO-Cr_2O_3$	$TiO_2-Cr_2O_3$	FeO-MgO	ан.	Cr_2O_3-MgO	$MgO-TiO_2$	ан.
тр. Юбилейная (Алакит-Мархинское поле)									
скв. 90/320	-	55	-	-	-	-	-	-	-
скв. 48/274	8-9 - 19-20	67	-	-	-	-	-	-	-
скв. 50/310	6-7 - 20-21	54	10-12 - 0,5-1	52-54 - 0,5-1	30-35 - 10-12	59	-	-	-
скв. 50/314	6-7 - 20-21	100	10-12 - 0,5-1	52-54 - 0,5-1	30-35 - 10-12 35-40 - 8-10	83	-	-	-
Интегральная проба	6-7 - 20-21	298	-	-	-	-	-	-	-
тр. Комсомольская (Алакит-Мархинское поле)									
скв. 109	7-8 - 20-21	40	-	-	-	-	-	-	-
скв. 113	7-8 - 20-21	40	-	-	-	-	-	-	-
скв. 110	7-8 - 20-21	65	-	-	-	-	-	-	-
скв. 111	7-8 - 19-20	53	-	-	-	-	-	-	-
Интегральная проба	7-8 - 20-21	198	-	-	-	-	-	-	-
тр. Заполярная (Верхне-Мунское поле)									
л. 5, ш. 10	7-8 - 21-22	209	-	-	-	-	-	-	-
л. 5, ш. 10Б	7-8 - 21-22	151	-	-	-	-	60-64 - 12-14	12-14 - 0-1	96
ш. 10, к. 2Б	7-8 - 21-22	152	-	-	-	-			
ш. 10, к. 2	7-8 - 21-22	201	-	-	-	-	56-60 - 12-14	10-12 - 0-1	110
л. 3, ш. 6	6-7 - 21-22 8-9 - 21-22 9-10 - 20-21	200	-	-	-	-	60-64 - 12-14	12-14 - 0-1	95
л. 3, ш. 8	7-8 - 21-22	148	-	-	-	-	-	-	-
л. 4, ш. 4	6-7 - 21-22	150	-	-	-	-	56-60 - 12-14	12-14 - 0-1	124
л. 4, ш. 4Б	6-7 - 20-21	199	-	-	-	-	56-60 - 12-14	12-14 - 0-1	99
л. 2, ш. 10	7-8 - 21-22	293	-	-	-	-	60-64 - 12-14	12-14 - 0-1	288
л. 2, ш. 2	7-8 - 21-22	201	-	-	-	-	-	-	-
л. 2, ш. 3	7-8 - 21-22	325	-	-	-	-	-	-	-
л. 2, ш. 4	-	-	-	-	-	-	60-64 - 12-14	12-14 - 0-1	99
Интегральная проба по тр. Заполярная	7-8 - 21-22	2228	6-8 - 0,5-1	44-46 - 0,5-1	45-50 - 6-8	85	60-64 - 12-14	12-14 - 0-1	770
тр. Поисковая	6-7 - 21-22	905	-	-	-	-	56-60 - 12-14	12-14 - 0-1	49
тр. Новинка	7-8 - 21-22	791	6-8 - 0,5-1	44-46 - 0,5-1	-	136	60-64 - 12-14	12-14 - 0-1	802
тр. Зимняя	9-10 - 20-21	307	6-8 - 0,5-1	44-46 - 0,5-1	40-45 - 8-10	249	56-60 - 12-14	10-12 - 0-1	72
Интегральная проба по тр. Заполярная, Поисковая, Новинка , Зимняя	7-8 - 21-22	4143	6-8 - 0,5-1	44-46 - 0,5-1	-	470	60-64 - 12-14	12-14 - 0-1	1719
тр. 325 лет Якутии	7-8 - 20-21	175	6-8 - 0,5-1	44-46 - 0,5-1	45-50 - 6-8	65	52-56 - 8-10	10-12 - 0-1	103
тр. Деймос	7-8 - 21-22	176	6-8 - 0,5-1	50-52 - 0,5-1	30-35 - 10-12	142	56-60 - 12-14	12-14 - 0-1	84
ж. Интеркосмос	7-8 - 21-22	153	6-8 - 0,5-1	44-46 - 0,5-1	45-50 - 6-8	61	-	-	-
тр. Легкая	4-5 - 20-21	152	-	-	-	-	16-20 - 12-14	12-14 - 0-1	36
тр. Малая	7-8 - 20-21	87	-	-	-	-	-	-	-
тр. Вымпел	7-8 - 21-22	95	6-8 - 0,5-1	44-46 - 0,5-1	45-50 - 6-8	29	-	-	-

Составы гранатов по тр. Заполярная, проанализированные раздельно из 11 шурфов, также показаны в табл. 5.1. Видно, что 8 из 11 проб имеют на ТГ максимум с координатами 7–8 мас.% FeO – 21–22 мас.% MgO. Для примера на рис. 5.3 приведены ТГ по двум разным выработкам с наиболее характерным максимумом. Таким образом, этот пик можно считать характерным для данного тела, что, в общем, хорошо видно и по интегральной пробе (см. рис. 5.3*в*). Гранаты из двух шурфов по линии 4 на ТГ имеют два совершенно разных пика с координатами 6–7 мас.% FeO – 21–22 мас.% MgO (ш. 4) и 6–7 мас.% FeO – 20–21 мас.% MgO (ш. 4Б), а гранаты из ш. 6 по линии 3 настолько дифференцированы по составу, что образуют свой характерный образ сразу с тремя равными пиками, несмотря на довольно представительную выборку в 200 зерен. Данное обстоятельство может свидетельствовать о том, что тр. Заполярная характеризуется довольно сложным строением и имеет не менее двух, а возможно и более, фаз внедрения кимберлитового вещества. Добавим, что в данной трубке В. И. Коптилем выделяются три рудных столба, заметно различающихся по типоморфизму алмазов [58].

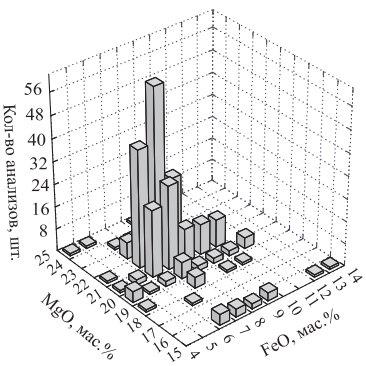
Максимум, аналогичный гранатам из тр. Заполярная, наблюдается на ТГ у кимберлитовых тел Новинка (см. рис. 5.3*д*), Деймос, Интеркосмос и Вымпел (см. табл. 5.1). Трубки 325 лет Якутии и Малая также имеют схожий состав гранатов между собой (7–8 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO), который в свою очередь отличается от вышеназванных тел (см. табл. 5.1). Своеобразный состав имеют гранаты из трубок Поисковая, Зимняя (рис. 5.3*г*, *е*) и Легкая (см. табл. 5.1), пик по которым характерен только для данных тел и не наблюдается у других трубок. Примечательно, что и алмазы трубок Заполярная и Новинка по своей кристалломорфологии также близки, но отличаются от таковых из трубки Поисковая [58]. На рис. 5.3*г*, *д*, *е* приведены ТГ по гранатам из трубок Поисковая, Новинка, Зимняя, являющихся, наравне с тр. Заполярная, основными поставщиками кимберлитового материала в русловой аллювий р. Улах-Муна. К сожалению, отсутствуют представительные данные по довольно крупной тр. Комсомольская-Магнитная, также являющейся одним из основных поставщиком гранатов в современную гидросеть. Таким образом, даже у сближенных тел такого небольшого по площади поля существуют отличия в составе гранатов по отдельным трубкам, что, по-видимому, связано как с особенностями условий их кристаллизации, так и с избирательной дезинтеграцией мантийного субстрата в процессе движения магматической колонны к поверхности, что обеспечивает различный набор генетических групп и их количественные взаимоотношения. Для интегральной пробы по четырем основным телам поля также характерен пик с координатами 7–8 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO (см. табл. 5.1), который, с учетом трубок Деймос, Интеркосмос и Вымпел, скорее всего и является характерным для основной массы гранатов данного поля. Для более обоснованных выводов, разумеется, желательно иметь состав гранатов по всем телам поля, учитывая также «объемную» долю гранатов, поставляемую каждым телом, исходя из их весовых содержаний и размеров тел.

К сожалению, в нашем распоряжении нет данных по пикроильменитам раздельно из выработок в пределах какого-то одного из верхнемунских тел, чтобы провести сравнительный анализ, аналогичный сделанному по гранатам. Имеются лишь достаточно представительные анализы в целом по нескольким телам, включая трубки Новинка, Заполярная и Зимняя (рис. 5.4). Однако анализы по этим телам частичные, в которых не всегда определялось железо, поэтому нет возможности построить гистограммы в координатах FeO–MgO для трубок Поисковая и Зимняя. Однако из рис. 5.4 видно, что по двум проекциям ($MgO–Cr_2O_3$ и $TiO_2–Cr_2O_3$) все 3 тела имеют совершенно одинаковые максимумы, хотя тр. Зимняя (см. рис. 5.4*в*, *е*) незначительно отличается от первых двух тел более низким содержанием высокохромистых разностей (> 2 мас.% Cr_2O_3). Для трубок Зимняя и Заполярная по части анализов, где определялось железо, были построены ТГ в координатах FeO–MgO,

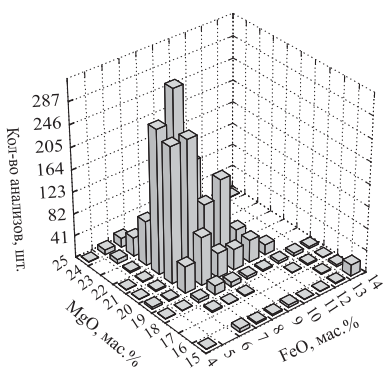
а) Тр. Заполярная, л. 5, ш. 10, гранат, п=209



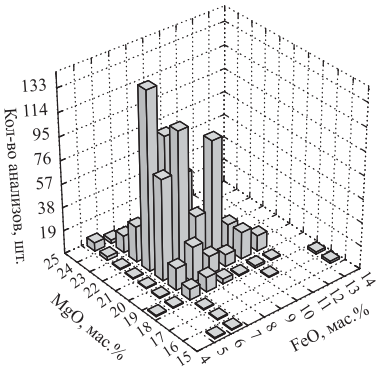
б) Тр. Заполярная, л. 2, ш. 10, гранат, п=293



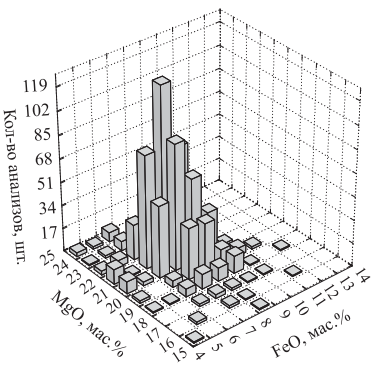
в) Тр. Заполярная, гранат, интегральная проба, п=2228



г) тр. Поисковая, гранат, п=905



д) Тр. Новинка, гранат, п=791



е) Тр. Зимняя, гранат, п=307

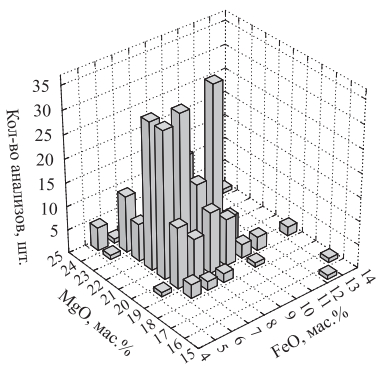


Рис. 5.3. **Составы гранатов в координатах FeO–MgO по основным телам Верхне-Мунского поля**

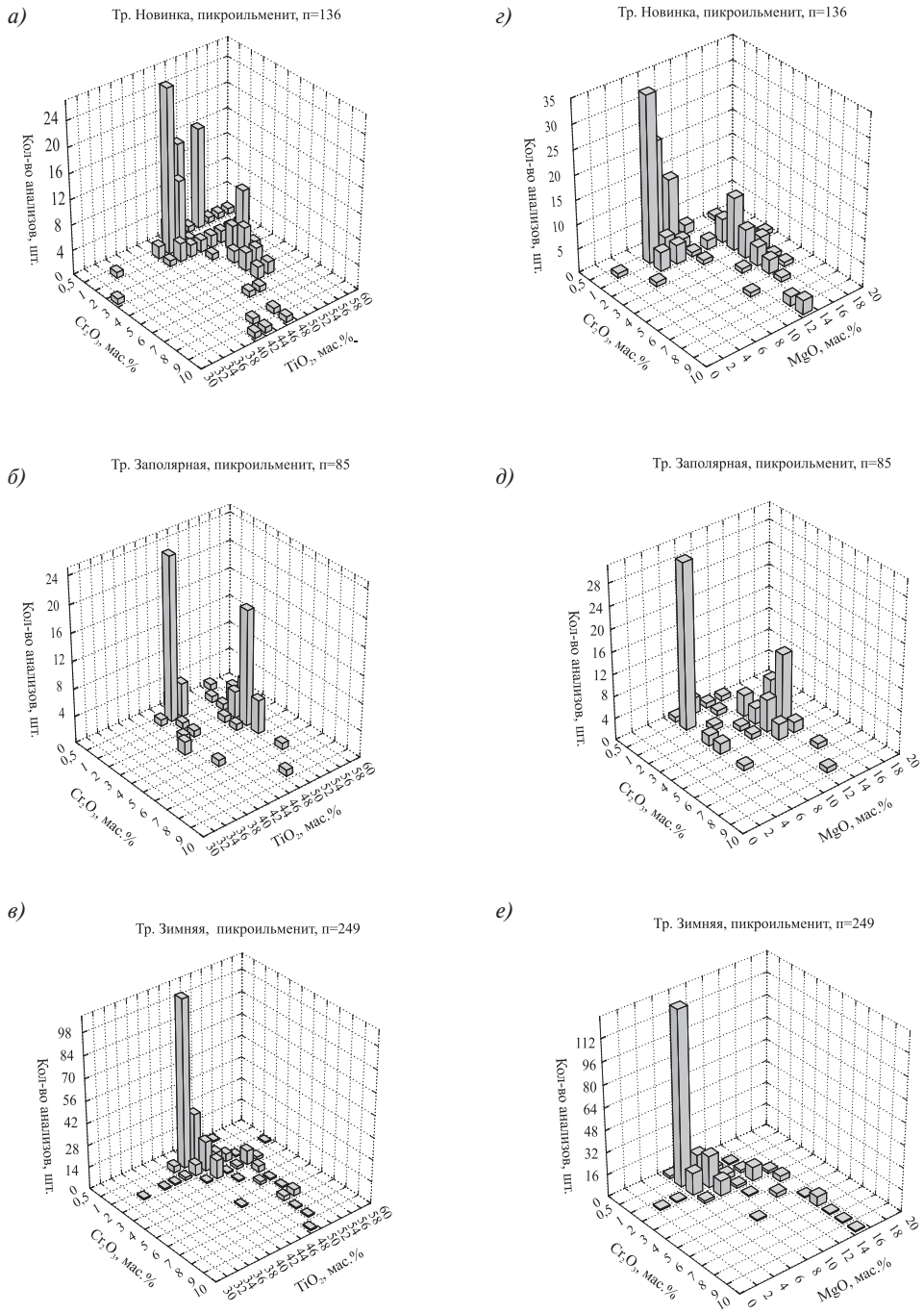


Рис. 5.4. **Составы пикроильменитов по основным телам Верхне-Мунского поля**

и данные трубки все же различаются по этим разверткам (см. табл. 5.1). Данное обстоятельство не исключает того, что часть тел Верхне-Мунского поля будут отличаться на ТГ по железу на развертке FeO–MgO. По тем телам, где имелись полные анализы, построены ТГ по всем трем проекциям (см. табл. 5.1). В результате установлено, что трубки 325 лет Якутии, Интеркосмос и Вымпел имеют идентичный состав по всем проекциям, аналогичный с трубкой Заполярная. Примечательно, что трубки Интеркосмос, Вымпел и Заполярная имеют также одинаковый состав по гранатам, что свидетельствует о схожих условиях становления этих тел. Трубка Деймос имеет свой характерный состав пикроильменитов, отличный от всех приведенных трубок как по TiO_2–Cr_2O_3, так и по FeO–MgO, несмотря на одинаковый максимум в координатах MgO–Cr_2O_3 (см. табл. 5.1).

Таким образом, можно констатировать, что высокохромистые пикроильмениты являются типоморфным признаком Верхне-Мунского поля и максимум с 0,5–1 мас.% Cr_2O_3 и 6–8 мас.% MgO в координатах MgO–Cr_2O_3 является характерным для большинства тел.

Пикроильмениты из трубки Юбилейная, полные анализы по которым имеются раздельно по двум скважинам (50/314 и 90/320), хотя и недостаточно представительны по количеству, но почти идентичны по всем трем проекциям (см. табл. 5.1). Скорее всего, данные скважины расположены все же в пределах одной и той же фазы внедрения, хотя гранаты из этих скважин, как отмечалось выше, не проявляют такого явного сходства из-за малого количества анализов (см. табл. 5.1).

По хромшпинелидам в нашем распоряжении имелись анализы по нескольким телам Верхне-Мунского поля, в том числе раздельно из нескольких выработок по тр. Заполярная (см. табл. 5.1). Для большинства проб из тр. Заполярная характерны максимумы с координатами 12–14 мас.% MgO и 0–1 мас.% TiO_2 в проекции MgO–TiO_2; 60–64 мас.% Cr_2O_3 и 12–14 мас.% MgO по гистограмме Cr_2O_3–MgO. Такой пик, например, отмечается у хромитов из шурфа 4 по линии 2, а также из шурфа 10Б по линии 5 (см. табл. 5.1). Следует отметить, что и гранаты из проб по линиям 5 и 2 так же имеют одинаковые максимумы (см. табл. 5.1). Интегральные пробы хромшпинелидов по трем трубкам показаны на рис. 5.5, из которого видно, что хромиты трубок Заполярная (см. рис. 5.5*б*, *г*) и Новинка (см. рис. 5.5*б*, *д*) имеют на ТГ одинаковые пики как в координатах Cr_2O_3–MgO (60–64 мас.% Cr_2O_3 и 12–14 мас.% MgO), так и MgO–TiO_2 (12–14 мас.% MgO и 0–1 мас.% TiO_2) и по этим параметрам сходны по составу. Трубка Зимняя (см. рис. 5.5*в*, *е*) отличается от первых двух трубок более низкохромистым (56–60 мас.% Cr_2O_3 и 12–14 мас.% MgO) и низкомагнезиальным (10–12 мас.% MgO и 0–1 мас.% TiO_2) пиками на ТГ в соответствующих проекциях, хотя по количеству анализов тр. Зимняя значительно уступает этим двум телам. Трубка Поисковая имеет схожий состав хромшпинелидов с тр. Деймос по обеим проекциям. Для тр. Легкая характерен своеобразный состав шпинелидов, не типичный для других трубок, с низкохромистым максимумом, соответствующим 16–20 мас.% Cr_2O_3 (см. табл. 5.1). В целом, их нельзя отнести к типичным хромшпинелидам, по составу они более соответствуют Cr-Ti-Al-содержащим шпинелидам с повышенной магнетитовой составляющей.

Из приведенного выше можно сделать вывод, что для большинства верхнемунских тел характерны высокохромистые разности хромшпинелидов с максимумом в пределах 56–60 и даже 60–64 мас.% Cr_2O_3 в координатах Cr_2O_3–MgO, что также является типоморфным признаком этого минерала для данного поля.

Имея анализы по МИК из руслового аллювия р. Муна ниже кимберлитовых тел, можно, сравнив их с анализами из имеющихся трубок, попытаться определить степень влияния Верхне-Мунского поля на минералогию конкретного бассейна. Так, из рис. 5.6 следует, что гранаты, как непосредственно с устья р. Улах-Муна (примерно 15 км ниже тел по прямой),

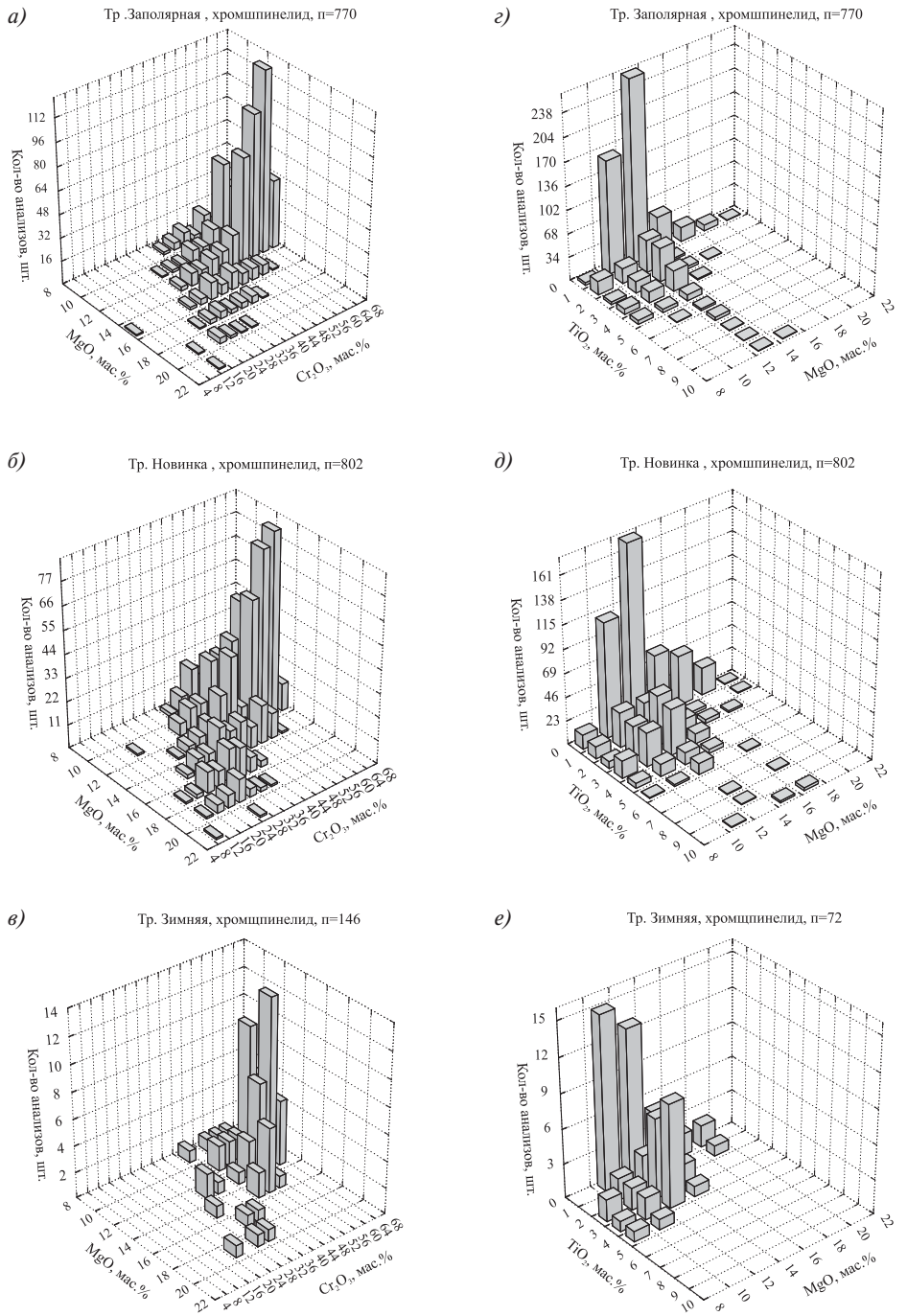


Рис. 5.5. **Составы хромшпинелидов по основным телам Верхне-Мунского поля**

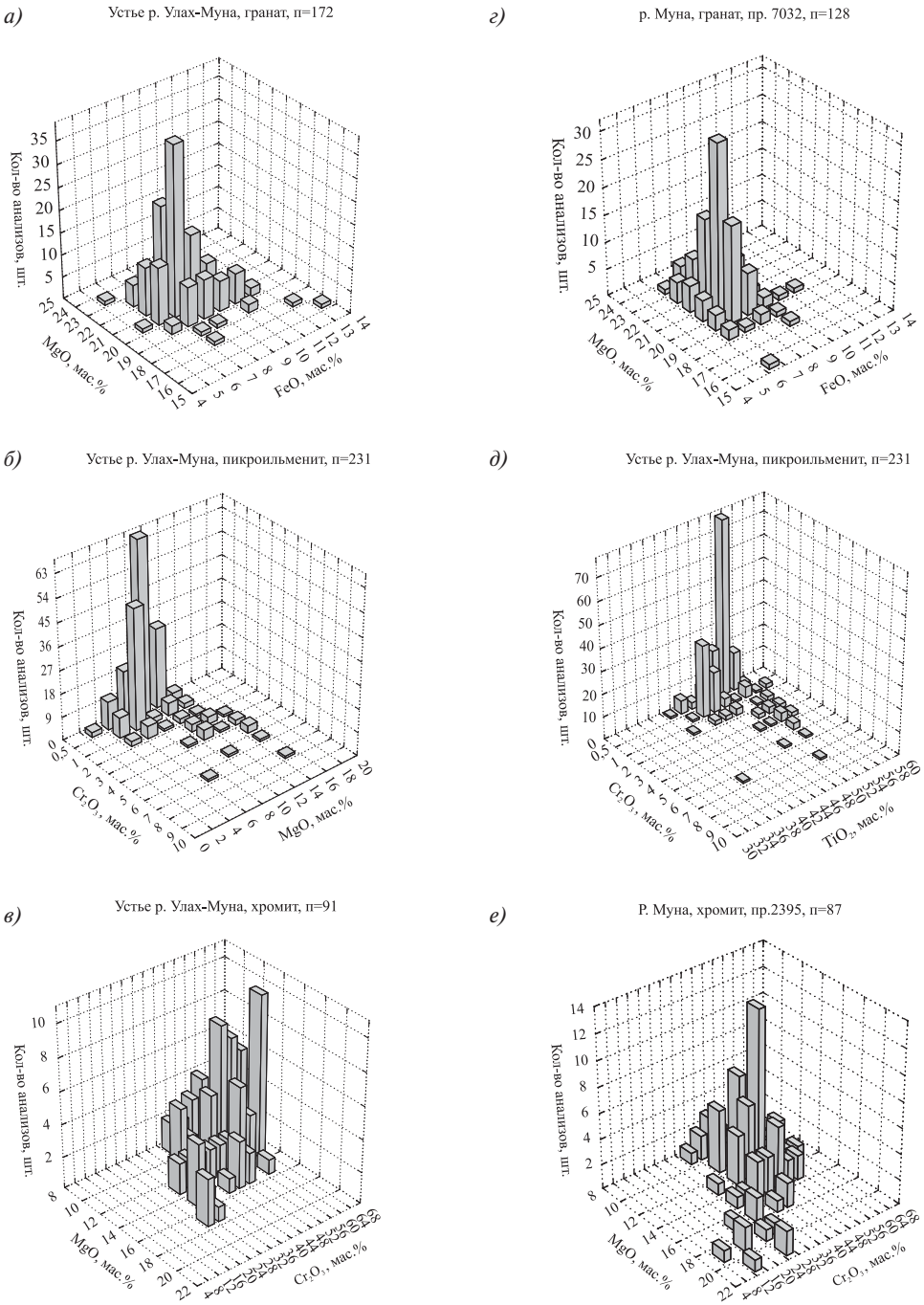


Рис. 5.6. **Составы МИК из руслового аллювия р. Муна ниже кимберлитовых трубок**

так и из пробы 7032, отобранной в районе косы Аэродромная (примерно в 0,6 км ниже устья р. Улах-Муна), имеют максимум, соответствующий 7–8 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO (рис. 5.6*а, г*). Гранаты с таким максимумом не характерны ни для одного из четырех наиболее крупных тел поля, анализы по которым представлены на рис. 5.3. Хотя, справедливости ради, следует заметить, что такой максимум отмечается у трубок 325 лет Якутии и Легкая, но данные тела имеют небольшие размеры и их минералогический вклад в русловой аллювий незначительный по сравнению с другими телами. Более того, гранаты с данным пиком на ТГ в русловом аллювии имеют площадное распространение и преобладают на отрезке примерно в 250 км ниже устья р. Улах-Муна, а также характерны и для русла р. Мунакан (см. рис. 5.2). В то же время, здесь совершенно не встречаются максимумы, отмеченные для большинства верхнемунских тел (см. рис. 5.3, табл. 5.1), хотя влияние их здесь и не исключается, учитывая то, что доля гранатов хорошей сохранности в устьевой части р. Улах-Муна обычно составляет 15–30 %. Возможно, что среди кимберлитовых тел поля помимо трубок 325 лет Якутии и Легкая имеются другие тела, в которых преобладают гранаты с соответствующим максимумом. Не исключено также, что часть гранатов хорошей сохранности поступает из пока еще неизвестных источников. Тем не менее, можно отметить, что гранаты из верхнемунских тел все же плохо улавливаются уже в устьевой части р. Улах-Муна.

Пикроильмениты из устьевой части р. Улах-Муна также довольно резко отличаются от пикроильменитов верхнемунских тел как по $MgO–Cr_2O_3$ и $TiO_2–Cr_2O_3$ (рис. 5.6*б, д*; см. рис. 5.4), так и по FeO–MgO. У пробы из руслового аллювия наблюдается довольно контрастный пик с координатами 0–0,5 мас.% Cr_2O_3 и 8–10 мас.% MgO по развертке $MgO–Cr_2O_3$ (см. рис. 5.6*б*), не характерный ни для одной из трубок (см. рис. 5.4, табл. 5.1). Пикроильмениты с таким пиком имеют региональный характер распространения, в частности отмечаются в бассейне р. Тюнг, где они выделены в самостоятельный «тюнгский» тип [24 ф]. Однако такие же пикроильмениты характерны и для бассейна р. Муна [13 ф], в связи с чем данные пикроильмениты, имеющие площадное распространение, уместнее выделить в «муно-тюнгский» тип. По $TiO_2–Cr_2O_3$ русловая проба также отличается от пикроильменитов из тел более высокотитанистым и низкохромистым максимумом на ТГ с координатами 50–52 мас.% TiO_2 и 0–0,5 мас.% Cr_2O_3, в то время как у большинства трубок наблюдается пик с координатами 44–46 мас.% TiO_2 и 0,5–1 мас.% Cr_2O_3. Хотя следует отметить, что пикроильмениты верхнемунских трубок все же присутствуют в устье р. Улах-Муна, но доля их также незначительна. Так, на ТГ пикроильменитов из русла (см. рис. 5.6*б*) присутствуют зерна в виде дополнительного пика с координатами 0,5–1 мас.% Cr_2O_3 и 6–8 мас.% MgO, которые наиболее характерны для кимберлитовых тел. В пользу незначительного количества пикроильменитов прямого сноса из верхнемунских тел свидетельствует и то, что среди общей массы изношенных зерен из руслового аллювия в устьевой части р. Улах-Муна содержание пикроильменитов с реликтами первичных поверхностей не превышает 3–6 %. По содержанию зерен хорошей сохранности пикроильменит здесь заметно уступает гранату, что вполне естественно, учитывая его меньшую механическую устойчивость к истиранию по сравнению с гранатом [14] и незначительное содержание в телах. Следует добавить, что гранат и пикроильменит хорошей сохранности прослеживаются по руслу р. Муна ниже тел почти на 170 км по прямой, хотя содержание их и незначительно (первые проценты II класса сохранности). К сожалению, отдельно состав МИК хорошей сохранности на данном отрезке не изучался, поэтому нельзя наверняка утверждать, что источниками их являются верхнемунские трубки. Хотя, учитывая ярко выраженный типохимизм пикроильменитов Верхне-Мунского поля, можно было бы, изучив их состав, с большой долей уверенности

сказать, являются ли они транзитными из уже известных тел или их источники еще не выявлены.

Что касается хромшпинелидов, то в устьевой части р. Улах-Муна преобладают зерна с максимумом 60–64 мас.% Cr_2O_3 и 12–14 мас.% MgO (см. рис. 5.6*в*), который характерен и для кимберлитовых тел Верхне-Мунского поля (см. рис. 5.5, табл. 5.1). Хромиты с аналогичным пиком прослеживаются вплоть до устья р. Далдыкан (40–45 км ниже тел). К сожалению, ниже по течению хромит почти не изучался, поэтому нельзя точно сказать, как далеко еще доминируют хромшпинелиды «верхне-мунского» типа. Но в 18 км ниже устья р. Эгелинде, в пробе 2395 с русла р. Муна (см. рис. 5.2) отмечаются хромиты уже с максимумом 44–48 мас.% Cr_2O_3 и 12–14 мас.% MgO, который не типичен для верхнемунских тел (см. рис. 5.6*е*). Хромшпинелиды с таким максимумом довольно стабильно прослеживаются вплоть до устья р. Мунакан (90 км ниже р. Эгелинде) и имеют, по-видимому, также площадное распространение.

Таким образом, уже в 15 км ниже поля, в устьевой части р. Улах-Муна, кимберлитовые минералы из верхнемунских тел довольно плохо прослеживаются, за исключением хромшпинелидов. Следует отметить, что Верхне-Мунское поле оказывает незначительное влияние и на россыпную алмазоносность р. Муны. По данным В. И. Коптиля [60, 55], шлейф алмазов из верхнемунских тел исчезает уже через первые десятки километров ниже слияния рек Улах-Муна и Муна и далее на расстоянии порядка 100 км практически не улавливается. Из расчетов Н. Г. Зудина следует, что если в устьевой части р. Улах-Муна доля алмазов из кимберлитовых тел составляет примерно около 60 % от общей массы кристаллов, то вниз по течению их содержание резко уменьшается, и в среднем течении уже преобладают алмазы, характерные для большинства россыпей северо-востока Сибирской платформы [27 ф]. Учитывая характерные типоморфные особенности алмазов из верхнемунских трубок, Н. Г. Зудин делает вывод, что в 100–150 км ниже тел количество алмазов из трубок Верхне-Мунского поля не превышает 1–2 кристаллов на сто камней. Данный вывод подтверждается и результатами изотопного исследования алмазов [133], в результате которых установлено, что изотопный состав углерода россыпных алмазов р. Муна заметно отличается от кристаллов, содержащихся в трубках. Изотопный состав алмазов из руслового аллювия значимо ниже (–5,33 ‰) состава алмазов из кимберлитовых трубок Верхне-Мунского поля (в среднем –4,5...–4,6 ‰). В результате чего авторами сделан вывод, что доля алмазов из верхнемунских трубок в речной россыпи р. Муна не превышает 15–20 %, а в россыпе р. Тюнг, протекающей южнее кимберлитового поля, кристаллов с такими изотопными признаками нет вообще. И это при исключительной твердости и транспортабельности данного минерала, к тому же в отдельных телах содержание алмазов близко к промышленному. По сути, кимберлитовые минералы из известных тел «забиваются» минералами площадного распространения, на фоне которых они практически не улавливаются. Об источнике данных минералов трудно что-то сказать определенно, но, вероятно, данный источник имел региональное распространение. Скорее всего, это были юрские осадки, занимавшие ранее более обширные территории, но к настоящему времени полностью уничтоженные на данной площади, минералы-индикаторы кимберлитов из которых сброшены в современную гидросеть. Хромшпинелид механически более устойчив по сравнению с гранатом и пикроильменитом [17, 106], поэтому, учитывая довольно высокое его содержание в телах и значительное преобладание над пикроильменитом, он несется дальше, уверенно прослеживаясь ниже устья р. Улах-Муна. Содержание пикроильменита в кимберлитовых трубках, за исключением отдельных тел, весьма незначительное, поэтому неудивительно, что он быстро теряется в русловом аллювии. Гранат абразивно более устойчив по сравнению с пикроильменитом [13], к тому же содержание данного минерала

в телах значительно выше и сопоставимо с хромшпинелидом, но из-за своей дефектности (трещиноватость, включения и др.) он дробится, измельчается и разубоживается, в результате также относительно быстро исчезает. Это единственное разумное объяснение того, что гранат из верхнемунских тел, на фоне площадного распространения МИК, плохо прослеживается в русловом аллювии. Содержание гранатов хорошей сохранности от устья р. Улах-Муна вниз по течению резко уменьшается и по мере приближения к устью р. Эгелинде становится сопоставимым с содержанием пикроильменитов хорошей сохранности (1–2 %). Данное обстоятельство не вполне согласуется с бытующим мнением, что в процессе экзогенной эволюции гранат, в силу своих физических особенностей (меньшая плотность, большая механическая устойчивость), «улетает» вперед, опережая пикроильменит, который из-за своего большего удельного веса значительно «отстает» от граната, накапливаясь вблизи коренных источников. Как видим, на примере бассейна р. Муна данная тенденция плохо прослеживается. Содержание пикроильменитов и гранатов хорошей сохранности в среднем течении р. Муна сопоставимо, несмотря на то, что в большинстве тел значительно преобладает гранат над пикроильменитом. Более того, хромит, обладая плотностью, превышающей плотность пикроильменита, переносится от тел дальше, чем гранат и пикроильменит. В практике алмазопоисковых работ нередко наблюдается такая ситуация, когда в телах с незначительным содержанием граната по сравнению с пикроильменитом в потоках рассеяния по современной гидросети уверенно прослеживается лишь пикроильменит. Гранат начинает встречаться или в ореоле вблизи с телом, или уже в элювии кимберлита непосредственно над трубкой. Единичные зерна граната иногда встречаются и в начале потока рассеяния в непосредственной близости от тела, но их содержание резко падает по мере удаления от источника и зерна граната быстро исчезают на первом десятке километров. Данная тенденция объяснима только с позиций измельчения и разубоживания граната.

5.3.2. Возможность использования трехмерных гистограмм для целей идентификации в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля

Для выяснения принципиальной возможности использования МТГ для целей идентификации в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля были обработаны анализы из некоторых кимберлитовых тел и ореолов данного района [20 ф]. Район характеризуется сложным геологическим строением, с развитием разнофациальных терригенных осадков пермокарбона, туфогенных отложений триаса и интрузивных пород трапповой формации, нередко перекрывающих кимберлитовые тела. Мощность перекрывающих отложений достигает 140 м. Часть территории по геологическому строению относится к V типу площадей (см. раздел 4), когда породы трапповой формации залегают непосредственно на карбонатном цоколе при полном отсутствии ореолов рассеяния продуктов разрушения кимберлитовых пород. Отдельные трубки выходят на дневную поверхность, однако встречаются и слепые кимберлитовые тела. Вмещающие породы представлены преимущественно карбонатными отложениями нижнего, среднего ордовика и нижнего силура. В районе известно множество ореолов распространения МИК, нередко накладывающихся друг на друга.

Трехмерные гистограммы были построены по гранатам из 12 известных кимберлитовых трубок рассматриваемого поля. Основная задача сводилась к тому, чтобы выяснить, имеют ли отдельные тела какие-то свои отличительные особенности по составу этого минерала и существует ли принципиальная возможность использования данных особенностей для целей идентификации. Другими словами, существуют ли между телами отличия в соста-

ве минералов, которые можно уловить на применяемых гистограммах, чтобы по характерным выявленным «образам» можно было «привязывать» имеющиеся ореолы к конкретным телам. К сожалению, по некоторым телам выполнены лишь частичные микрозондовые анализы гранатов на три оксида, в том числе по трубкам Краснопресненская, Алакитская, Молодость, Одинцова, Подтрапповая, Снежинка и некоторым другим, вследствие чего данные анализы непригодны для статистической обработки по данной методике.

Из рис. 5.7 видно, что для трубок Структурная, Радиоволновая, Комсомольская и Айхал (пр. 1А/98) характерен пик с координатами 7–8 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO, который, скорее всего, является наиболее характерным максимумом для гранатов Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Идентифицировать ореолы от сближенных тел с такими одинаковыми пиками будет конечно довольно сложно, особенно от трубок Комсомольская и Структурная. Однако тр. Структурная (см. рис. 5.7) несколько отличается от тр. Комсомольская повышенным содержанием железистых гранатов с содержанием более 10 мас.% FeO.

Трубка Москвичка (рис. 5.8) характеризуется совершенно иным от вышеназванных трубок пиком с координатами 7–8 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO, но имеет некоторое сходство с гранатами тр. Сытыканская по основному максимуму, отличаясь от последней отдельным полем железистых гранатов с содержанием от 10 до 13 мас.% FeO, которые практически отсутствуют в тр. Сытыканская. Трубка Геохимическая характеризуется довольно дифференцированным составом гранатов без преобладания какого-то одного пика, и в этом ее отличие. Кимберлитовая трубка Салют отличается от других тел двумя одинаковыми пиками — 19–20 и 20–21 мас.% MgO при содержании FeO 7–8 мас.%. Несколько необычное и отличное от других тел распределение анализов гранатов в пределах координатного пространства у трубок Олимпийская и Победа (см. рис. 5.8). Для первой на ТГ отмечается пик с 10–11 мас.% FeO и 19–20 мас.% MgO, отсутствующий у всех остальных тел, а для второй характерен довольно контрастный максимум с 8–9 мас.% FeO и 19–20 мас.% MgO, также нетипичный для большинства из исследованных трубок поля. Шлиховые ореолы от таких тел со своеобразными максимумами, бесспорно, будут хорошо идентифицироваться. Хотя следует отметить, что для тр. Олимпийская проанализирована недостаточно представительная выборка в 50 зерен. Примечательно, что в пределах тр. Айхал гранаты центрального рудного столба отличаются от гранатов из пр. 1А/98, что хорошо видно из рис. 5.7, для которых построены отдельные ТГ. Не исключено, что и породы, в пределах которых отобраны данные гранаты, отличаются друг от друга по петрографическим характеристикам.

По тр. Кылахская (полигон Кылахский, рис. 5.9) также построены две гистограммы для отдельно проанализированных двух выборок гранатов (анализы № 115 и 112), из которых видно, что эти гранаты значительно отличаются друг от друга. Для гранатов выборки 112 на ТГ характерен контрастный пик с координатами 7–8 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO, а для выборки 115 совершенно необычный пик с 5–6 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO. Не исключено, что данные выборки гранатов отобраны из двух разных фаз, характеризующихся различными термодинамическими параметрами минералообразующей среды. Для гранатов из самой крупной трубки Юбилейная характерен пик с координатами 6–7 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO (см. рис. 5.7), который не отмечается у гранатов из других изученных тел. Также среди гранатов данной трубки присутствует повышенное количество низкожелезистых разностей (4–6 мас.% FeO), которые отмечаются лишь в тр. Кылахская (см. рис. 5.9). В то же время не исключено, учитывая крупные размеры тела и его многофазность, что каждая фаза внедрения тр. Юбилейная имеет свой специфический по химизму набор МИК, отличающихся друг от друга.

Из всего вышеизложенного следует, что гранаты из большинства изученных ким-

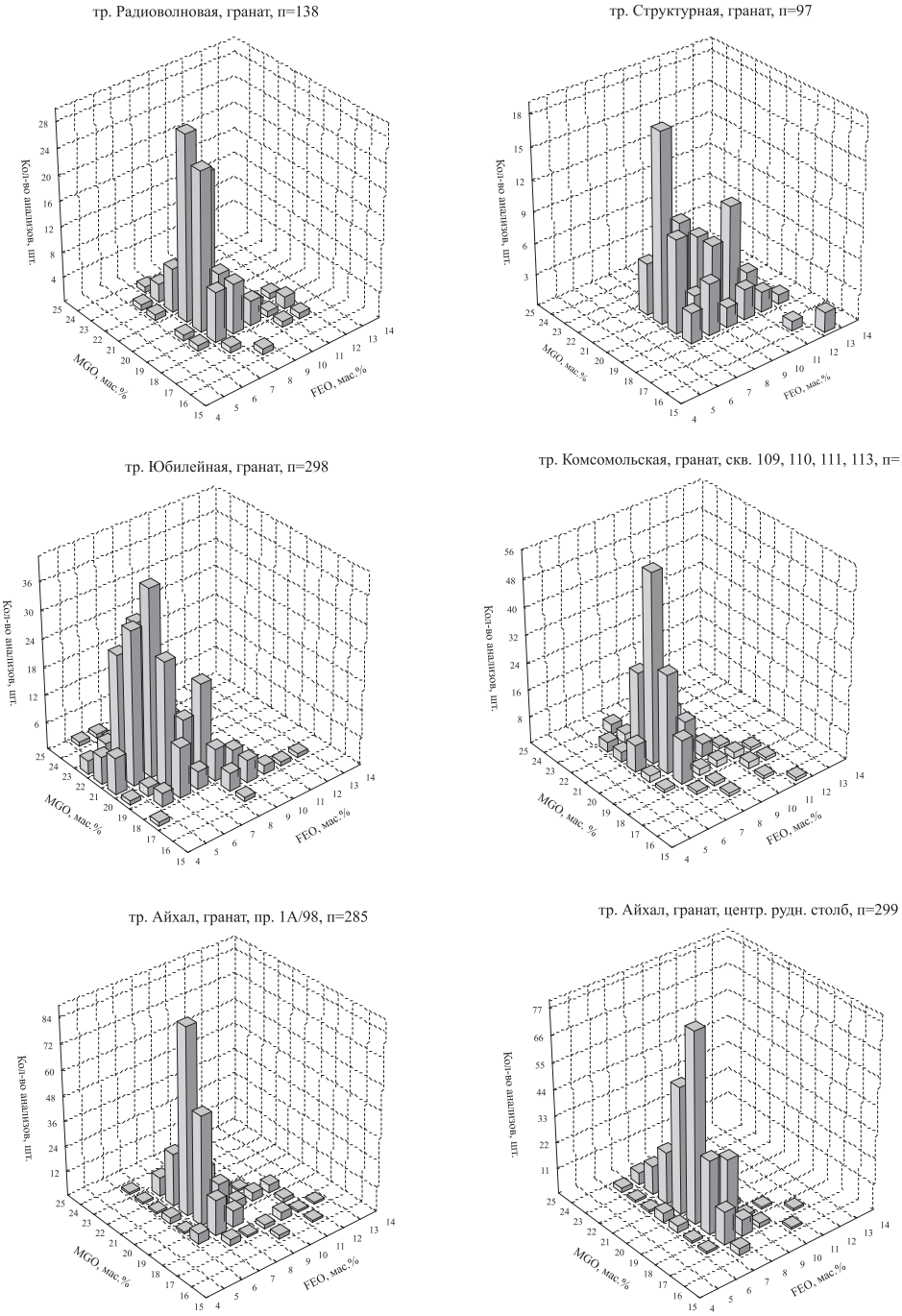


Рис. 5.7. **Трехмерные гистограммы FeO–MgO по гранатам трубок Радиоволновая, Структурная, Юбилейная, Комсомольская и Айхал**

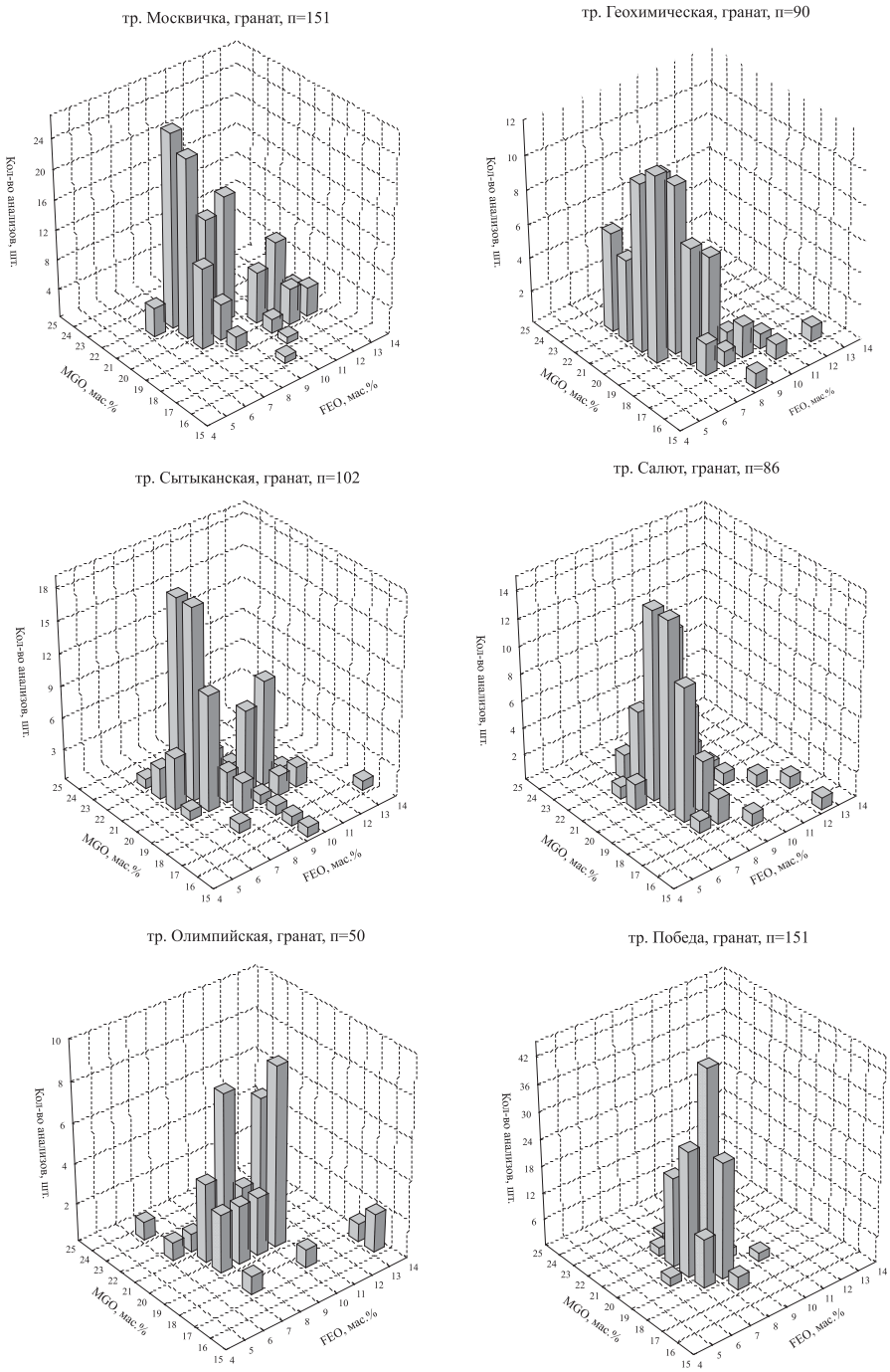
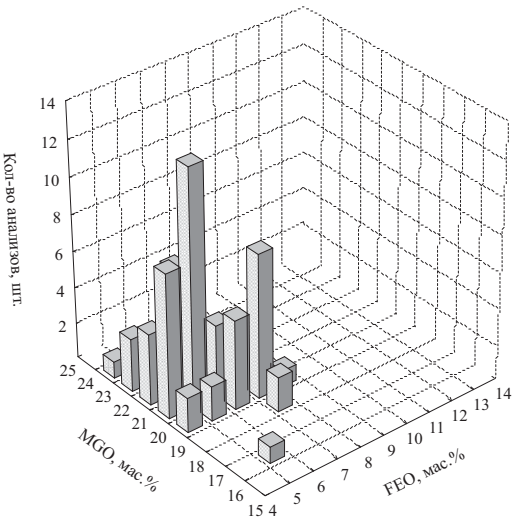


Рис. 5.8. **Трехмерные гистограммы FeO–MgO по гранатам трубок Москвичка, Геохимическая, Сытыканская, Салют, Олимпийская и Победа**

тр. Кылахская, гранат, пр. 115, п=61



тр. Кылахская, гранат, пр. 112, п=88

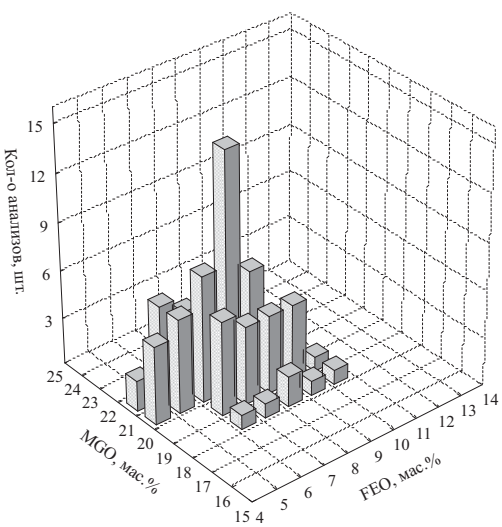
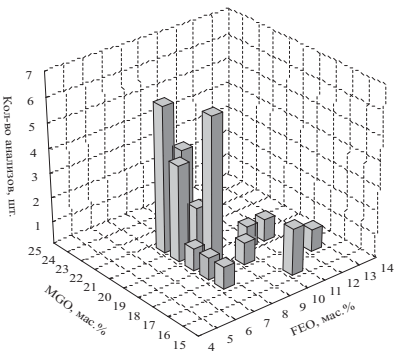
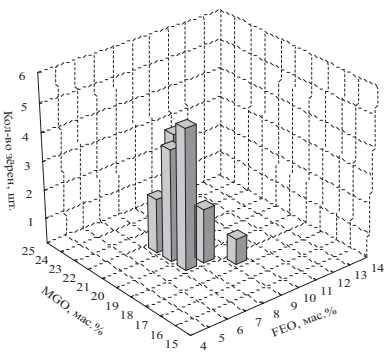


Рис. 5.9. **Трехмерные гистограммы FeO–MgO по гранатам тр. Кылахская**

Уч. Структурный, гранаты, пр. 2100-В, п=32



Уч. Сруктурный, гранаты,
сборная проба по скв. 2250-2101, п=19



Уч. Структурный, гранаты,
интегральная проба, п=60

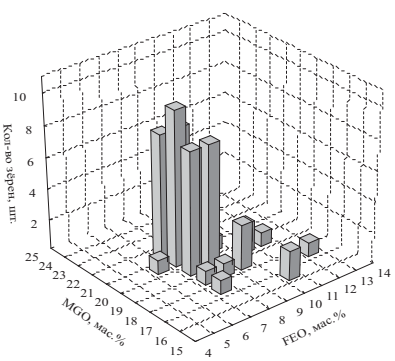


Рис. 5.10. **Трехмерные гистограммы FeO–MgO по гранатам уч. Структурный**

берлитовых тел Алакит-Мархинского поля различаются друг от друга по химизму, что хорошо видно на ТГ (см. рис. 5.7–5.9). Учитывая данное обстоятельство, можно сделать вывод, что часть имеющихся на площади ореолов, не идентифицированных по морфологии или другим типоморфным особенностям кимберлитовых минералов, в принципе можно «привязать» к конкретным телам по особенностям состава МИК с использованием МТГ. Для другой части ореолов можно будет сказать, с определенной долей условности, что они имеют еще неизвестные источники. Безусловно, для этого необходимо иметь представительное количество полных электронно-зондовых анализов МИК по всем имеющимся ореолам и ближайшим к ним кимберлитовым телам.

ТГ по гранатам в координатах FeO–MgO были построены также для некоторых участков Алакит-Мархинского поля. Например, на рис. 5.10 показаны составы гранатов по уч. Структурный: отдельно по пр. 2100-В (n = 32), сборной по скв. 2250 в/6, 2299 а/5, 2101 в/3, 2101 в/2 (n = 19), а также интегральная проба по участку с учетом вышеназванных проб. При сравнении гранатов участка Структурный и ближайшей к данному участку тр. Кылахская (рис. 5.11), расположенной примерно в 3 км на северо-восток, видны их явные отличия. Так, составы гранатов как из пр. 2100-В, так и из сборной пробы по скв. 2250-2101 отличаются от этого минерала из трубки совершенно разными пиками. Хотя следует отметить, что выборки по количеству малопредставительны. Но даже при сравнении интегральной пробы по участку с трубкой заметны отличия — несмотря на одинаковый пик с 7–8 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO, для гранатов участка присущи дополнительные пики в координатах 7–8 и 8–9 мас.% FeO при 21–22 мас.% MgO, которые слабо выражены у гранатов из трубки. Кроме того, среди гранатов участка полностью отсутствуют низкожелезистые разности (< 6 мас.% FeO), которые отмечаются среди гранатов трубки Кылахская.

На рис. 5.12 показаны ТГ гранатов уч. Кылахский (ан-6), с запада непосредственно примыкающего к тр. Кылахская (см. рис. 5.11). Гранаты данного участка, кроме максимума с 7–8 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO, характерного также и для трубки (выборка 112), обладают дополнительным максимумом с 8–9 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO, а также слабо выраженным пиком с 10–11 мас.% FeO и 19–20 мас.% MgO. Гранаты с содержанием более 10 мас.% FeO практически отсутствуют в трубке. Из этого можно предположить, что, несмотря на возможное влияние в пределах участков Структурный и Кылахский трубки Кылахская, у гранатов дан-

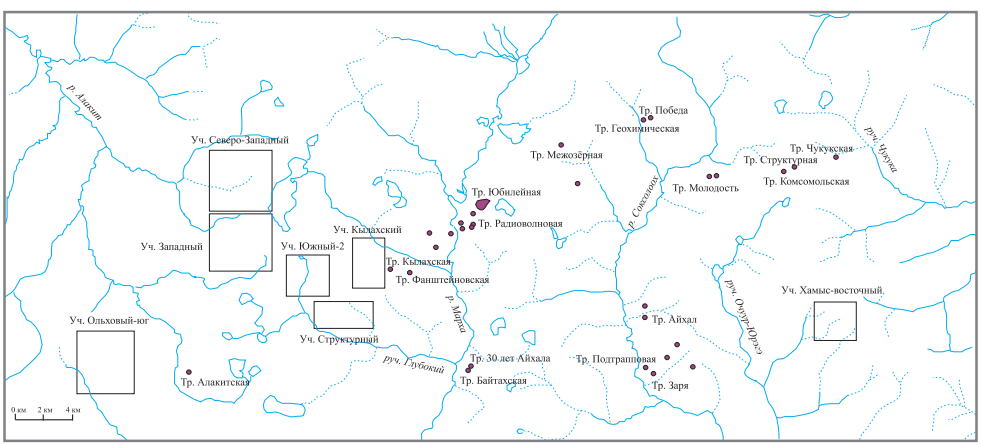


Рис. 5.11. **Схема расположения участков в пределах Алакит-Мархинского поля с отдельными кимберлитовыми телами**

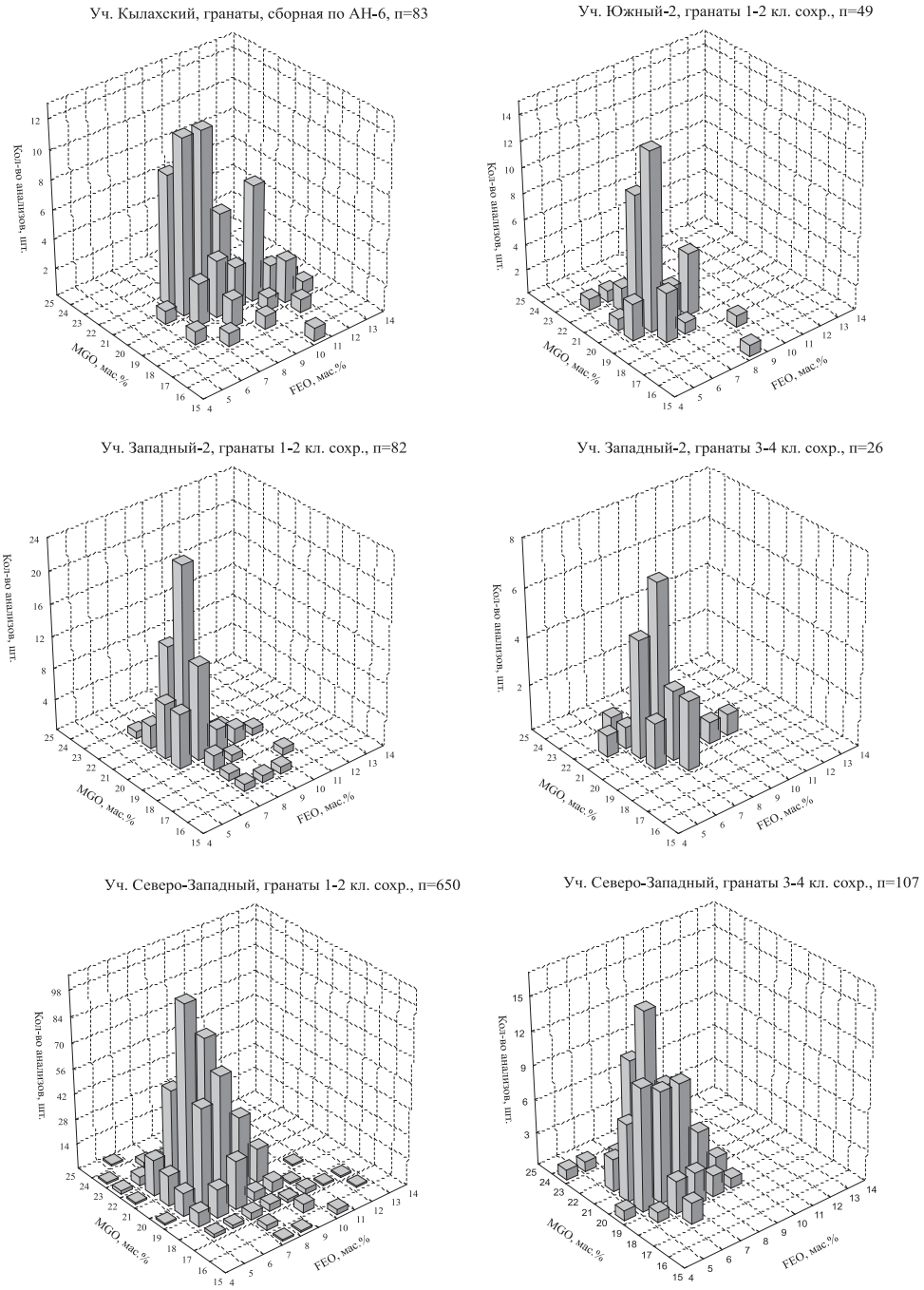


Рис. 5.12. **Трехмерные гистограммы FeO–MgO по гранатам участков Кылахский, Южный-2, Западный-2 и Северо-Западный**

ных участков существуют дополнительные самостоятельные источники.

Гранаты I–II классов сохранности с уч. Южный-2 (см. рис. 5.12), расположенного в 5 км западнее от трубки Кылахская, на ТГ имеют пик с координатами 6–7 мас.% FeO и 19–20 мас.% MgO. Такой максимум вообще не характерен ни для одной из двух выборок гранатов по тр. Кылахская (см. рис. 5.9). Из этого следует, что в пределах данного участка существуют свои источники гранатов, не связанные с тр. Кылахская.

На рис. 5.12 показаны ТГ гранатов раздельно для I–II и III–IV классов сохранности по участку Западный-2 и примыкающему к нему с севера участку Северо-Западный. Гранаты уч. Западный-2, как изношенные, так и хорошей сохранности, имеют одинаковый пик с координатами 7–8 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO. Также и гранаты уч. Северо-Западный, как I–II, так и III–IV классов сохранности, имеют одинаковый максимум на ТГ — 6–7 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO. Не исключено, что в пределах каждого участка основная масса гранатов имеют одни и те же источники, как для изношенных зерен, так и для гранатов хорошей сохранности, из чего можно предположить, что они окатывались на месте. Низкомагнезиальные (< 18 мас.% MgO) гранаты I–II классов сохранности на обоих участках, возможно, имеют свои дополнительные источники, поскольку таких гранатов нет среди изношенных зерен. Хотя вполне возможно, что произошло просто обеднение минеральной ассоциации данными гранатами в процессе экзогенной эволюции минералов. Одновременно гранаты этих двух участков по основному пику на гистограммах различаются между собой, из чего можно сделать вывод, что источники гранатов этих двух участков, как изношенных, так и хорошей сохранности, разные.

ТГ по пикроильменитам для кимберлитовых тел построены лишь по имеющимся анализам из трубок Кылахская и Комсомольская, в трех разных проекциях для каждого тела, причем для тр. Кылахская раздельно по выборкам 118 и 119 (рис. 5.13). Примечательно, что в отличие от гранатов гистограммы по пикроильменитам по обеим выборкам из тр. Кылахская (пр. 118 и 119) имеют совершенно одинаковые пики во всех проекциях, что свидетельствует о сходных условиях кристаллизации данного минерала в этих пробах. Пикроильмениты из тр. Комсомольская имеют своеобразный состав (рис. 5.14, см. с. 208). В первую очередь для них характерно преобладание высокохромистых (> 1 мас.% Cr_2O_3) разностей. По соотношению MgO–Cr_2O_3 максимум расположен в координатах 10–12 мас.% MgO и 1–2 мас.% Cr_2O_3. Пикроильмениты с таким максимумом на ТГ не характерны ни для Далдынского (пик 8–10 мас.% MgO и 0,5–1 мас.% Cr_2O_3), ни для Верхне-Мунского (пик 6–8 мас.% MgO и 0,5–1 мас.% Cr_2O_3), ни для Мирнинского (пик 8–10 мас.% MgO и 0–0,5 мас.% Cr_2O_3) полей [24 ф, 2 ф].

Пикроильмениты I–II классов сохранности с уч. Южный-2 (рис. 5.15, см. с. 209) в координатах MgO–Cr_2O_3 и TiO_2–Cr_2O_3 имеют одинаковые пики с пикроильменитами близко расположенной тр. Кылахская (см. рис. 5.12), но по FeO–MgO имеются отличия. Поэтому, скорее всего, для пикроильменитов хорошей сохранности уч. Южный-2, кроме возможного влияния тр. Кылахская, существуют дополнительные источники. В то же время зерна III–IV и I–II классов сохранности уч. Южный-2, наравне с общими чертами сходства по FeO–MgO и TiO_2–Cr_2O_3, существенно различаются по MgO–Cr_2O_3, и в первую очередь наличием для изношенных зерен максимума на ТГ с координатами 2–3 мас.% Cr_2O_3 и 8–10 мас.% MgO, отсутствующего у зерен I–II классов износа. Это позволяет предположить, что поставщиком изношенных пикроильменитов и зерен хорошей сохранности были различные источники.

Пикроильмениты I–II и III–IV классов сохранности из уч. Западный-2 по MgO–Cr_2O_3 и TiO_2–Cr_2O_3 на ТГ имеют максимумы в одинаковых координатах, но разные по соотношению FeO и MgO (рис. 5.16, см. с. 210). Кроме этого, изношенные зерна более дифференцированы по составу, чем

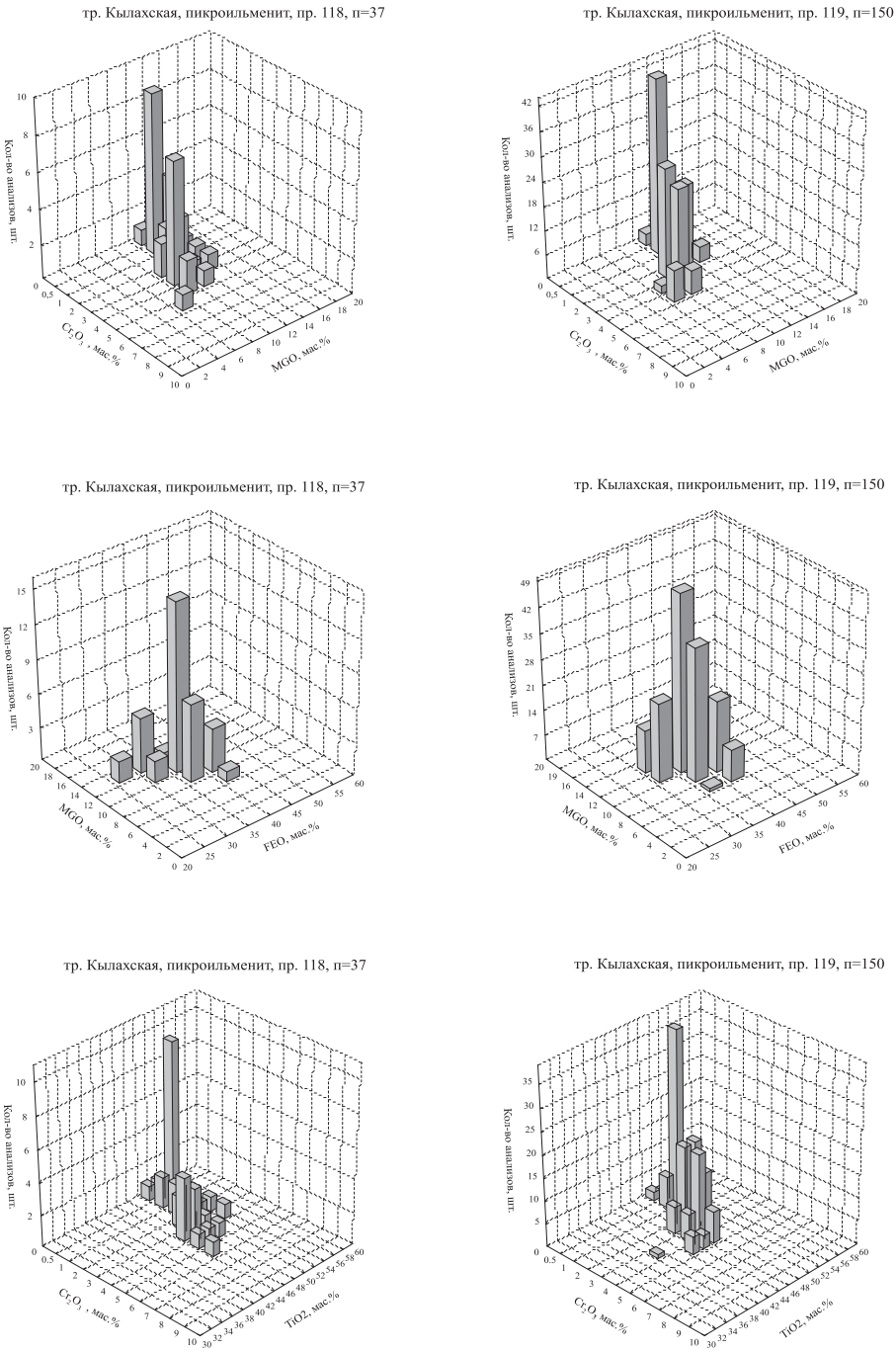


Рис. 5.13. **Трехмерные гистограммы в разных проекциях по пикроильменитам тр. Кылахская (пробы 118 и 119)**

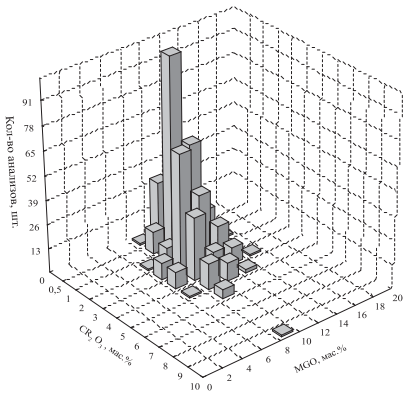
Рис. 5.14. **Трехмерные гистограммы в разных проекциях по пикроильменитам тр. Комсомолькая**

пикроильмениты хорошей сохранности, обладающие более контрастными пиками. Таким образом, не исключено, что у изношенных зерен были какие-то дополнительные источники, кроме тех, что были у пикроильменитов хорошей сохранности. Пикроильмениты хорошей сохранности с участков Южный-2 (см. рис. 5.15) и Западный-2 (см. рис. 5.16) отличаются друг от друга максимумами на ТГ в координатах FeO–MgO и имеют, видимо, хотя и разные источники, но с близкими РТ-параметрами среды минералообразования, так как по $MgO–Cr_2O_3$ и $TiO_2–Cr_2O_3$ наблюдается сходство между пикроильменитами данных участков.

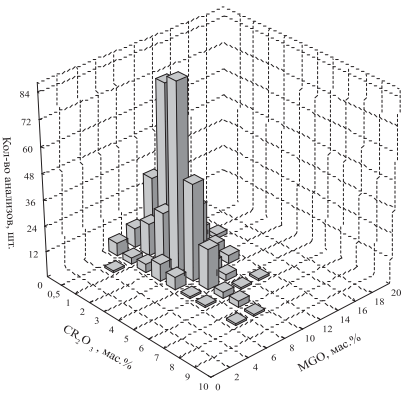
Пикроильмениты I–II классов сохранности уч. Западный-2 (см. рис. 5.16) и уч. Северо-Западный (рис. 5.17, см. с. 211) при небольших различиях очень схожи между собой по характеру ТГ, прежде всего одинаковыми основными максимумами. Отличия касаются того, что на уч. Западный-2 присутствуют пикроильмениты с координатами 8–10 мас.% MgO и 0,5–1 мас.% Cr_2O_3, которых почти нет на уч. Северо-Западный. Незначительные отличия наблюдаются и по соотношению FeO–MgO на ТГ между пикроильменитами этих участков. Поэтому нельзя исключать того, что пикроильмениты хорошей сохранности этих двух участков имеют один и тот же источник. Также наблюдается схожесть между пикроильменитами I–II и III–IV классов сохранности уч. Северо-Западный (см. рис. 5.17), несколько отличающиеся лишь дополнительными пиками в координатах $TiO_2–Cr_2O_3$ и FeO–MgO. Видимо, источники отмеченных пикроильменитов также очень схожи между собой по условиям образования. Примечательно, что пикроильмениты III–IV классов сохранности из пр. 3–7 (см. рис. 5.17) и из пр. 590–592 (рис. 5.18, см. с. 212) участка Северо-Западный идентичны друг другу во всех проекциях не только по основным пикам, но и по дополнительным, что однозначно свидетельствует об их едином источнике.

Весьма своеобразный состав имеют пикроильмениты уч. Ольховый-юг, при-

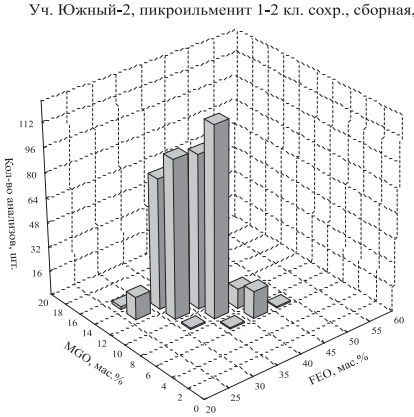
Уч. Южный-2, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, n=463



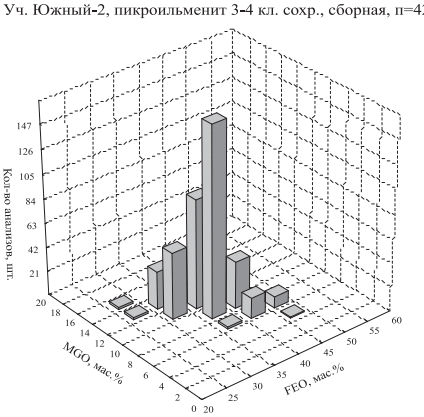
Уч. Южный-2, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная, n=427



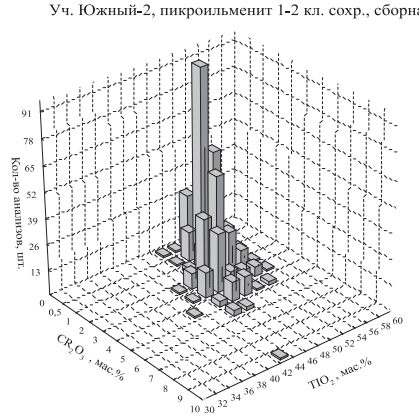
Уч. Южный-2, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, n=463



Уч. Южный-2, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная, n=427



Уч. Южный-2, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, n=463



Уч. Южный-2, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная, n=427

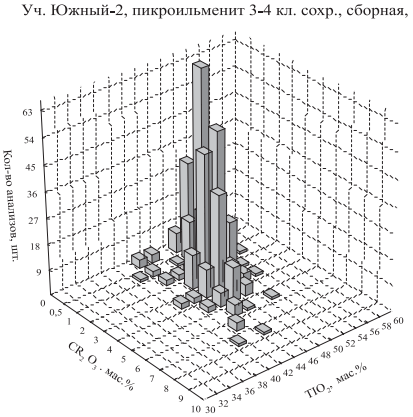
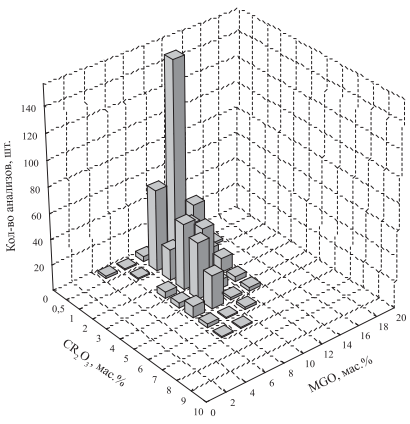
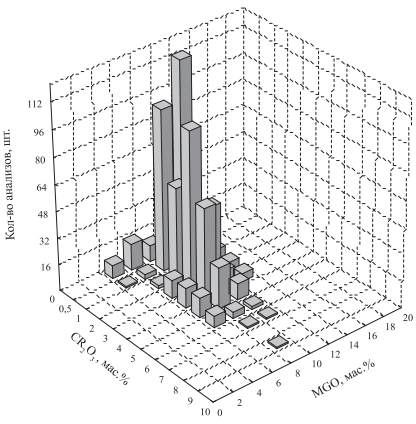


Рис. 5.15. **Трехмерные гистограммы в разных проекциям по пикроильменитам I–II и III–IV классов сохранности уч. Южный-2**

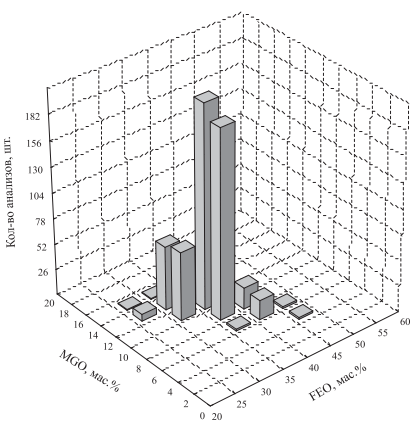
Уч. Западный-2, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, n=591



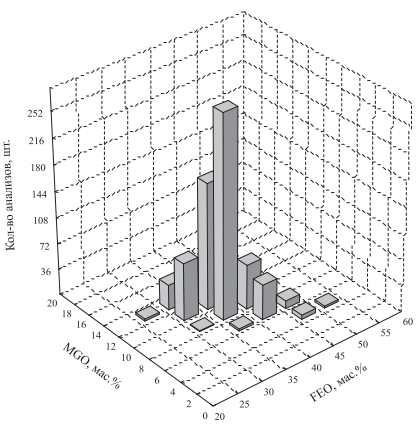
Уч. Западный-2, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная, n=709



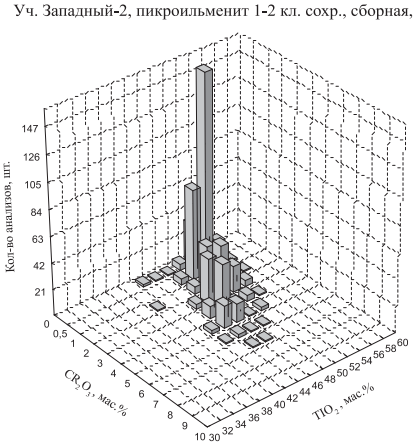
Уч. Западный-2, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, n=591



Уч. Западный-2, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная, n=709



Уч. Западный-2, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, n=591



Уч. Западный-2, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная, n=709

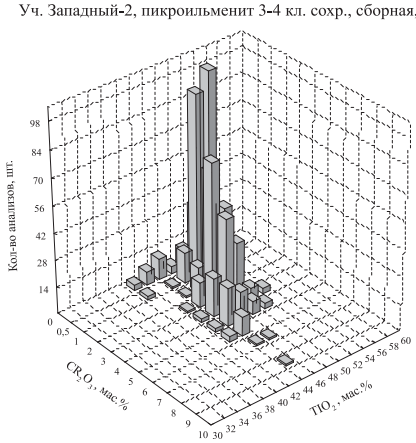
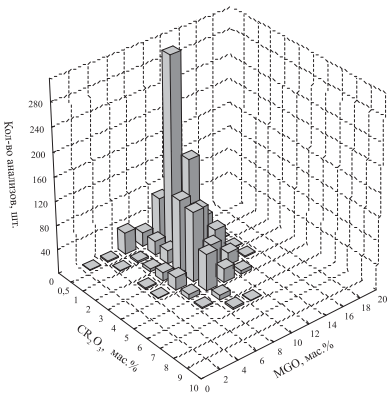
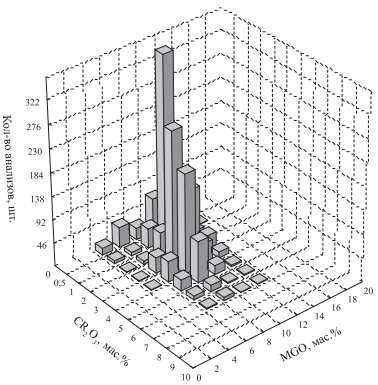


Рис. 5.16. **Трехмерные гистограммы в разных проекциях по пикроильменитам I–II и III–IV классов сохранности уч. Западный-2**

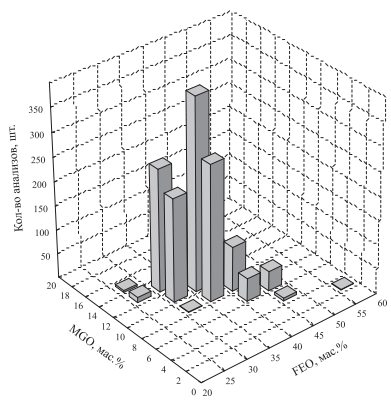
Уч. Северо-Западный, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, п=1362



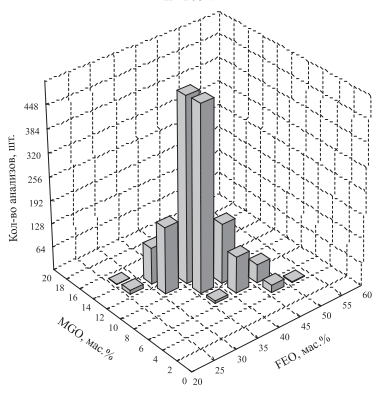
Уч. Северо-Западный, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная по пр. 3-7, п=1654



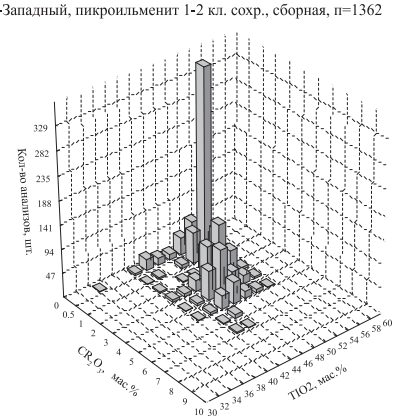
Уч. Северо-Западный, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, п=1362



Уч. Северо-Западный, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная по пр. 3-7, п=1654



Уч. Северо-Западный, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, п=1362



Уч. Северо-Западный, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная по пр. 3-7, п=1654

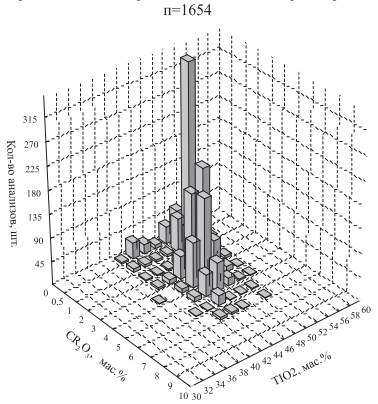


Рис. 5.17. **Трехмерные гистограммы в разных проекциям по пикроильменитам I–II и III–IV классов сохранности уч. Северо-Западный-2**

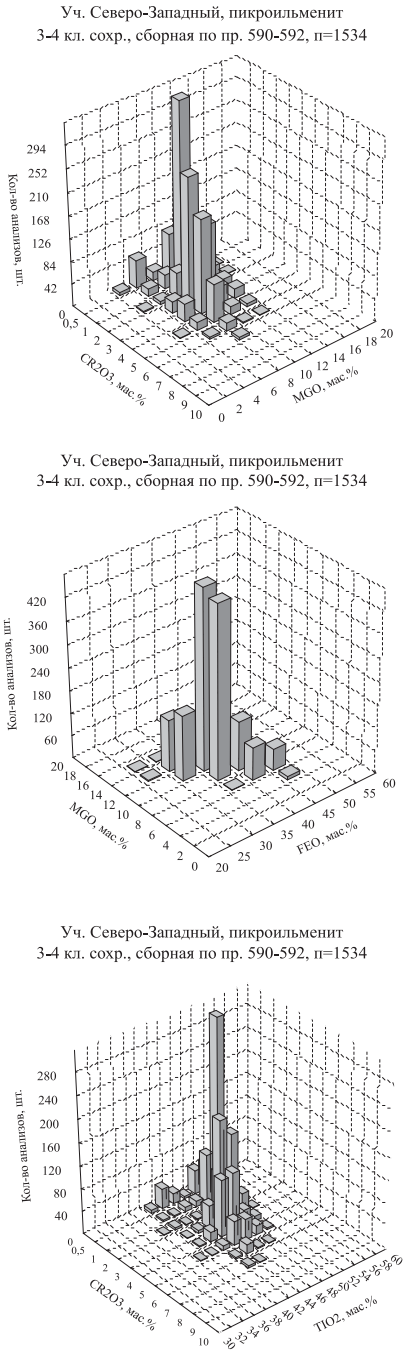
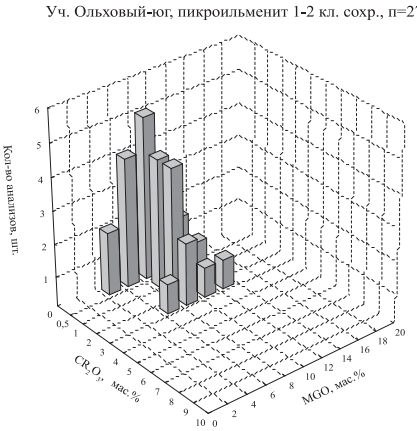
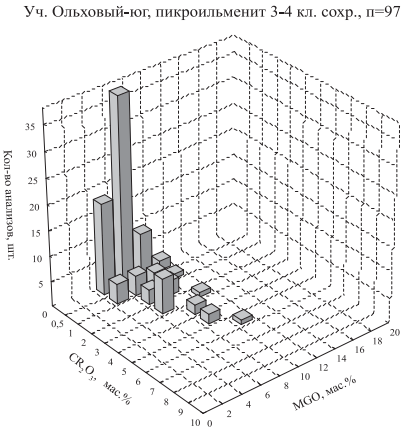


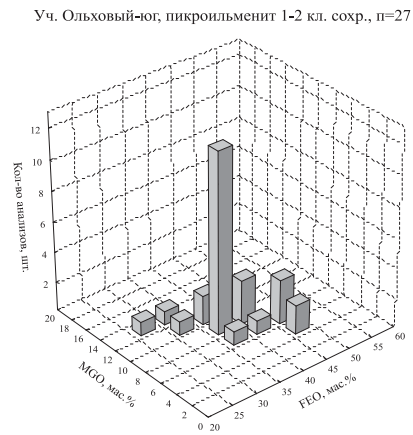
Рис. 5.18. **Трехмерные гистограммы в разных проекциях по пикроильменитам III–IV классов сохранности уч. Северо-Западный, пр. 590–592**

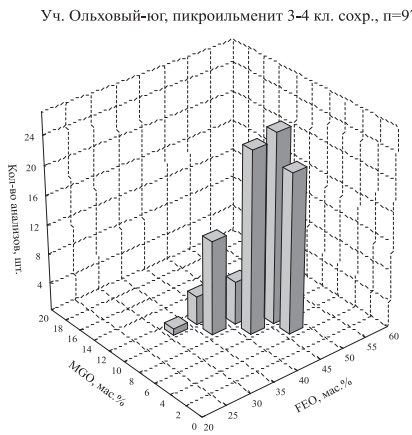
чем как I–II, так и III–IV классов сохранности (рис. 5.19), и по распределению анализов в пределах координатной сетки практически по всем проекциям не имеют аналогов как среди пикроильменитов из кимберлитовых тел, так и из ореолов, подвергнутых обработке и сравнительному анализу. Данное отличие, прежде всего, касается содержания хрома и титана. Так, зерна I–II классов сохранности по соотношению магния и хрома имеют на ТГ пик с координатами 8–10 мас.% MgO и 0–0,5 мас.% Cr_2O_3, а для изношенных зерен — 6–8 мас.% MgO и 0–0,5 мас.% Cr_2O_3, причем ни тот, ни другой максимум не характерен для других участков. Также не характерны для других участков и пики на ТГ в координатах TiO_2–Cr_2O_3, которые для изношенных зерен соответствуют 42–44 мас.% TiO_2 и 0–0,5 мас.% Cr_2O_3. Довольно необычен на гистограммах пик для зерен III–IV классов сохранности по соотношению FeO–MgO с высокожелезистыми зернами в координатах 45–50 мас.% FeO и 6–8 мас.% MgO. Как видим, пикроильмениты разной степени сохранности уч. Ольховый-юг значительно отличаются между собой, хотя для зерен I–II классов выборка малопредставительна ($n = 27$). Тем не менее, зерна I–II классов сохранности и изношенные пикроильмениты имеют разные источники, а в целом пикроильмениты уч. Ольховый-юг значительно отличаются от пикроильменитов других участков Алакит-Мархинского поля, прежде всего пониженным содержанием хрома и титана и, по-видимому, имели несколько иные условия образования.

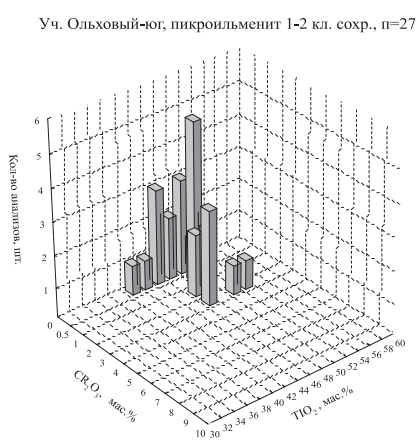
Пикроильменитыуч.Хамыс-восточный, который расположен в восточной части Алакит-Мархинского поля (см. рис. 5.11), также существенно отличаются от этого минерала других участков, но, в отличие от зерен западного уч. Ольховый-юг с пониженным содержанием хрома, для них характерно аномально высокое содержание Cr_2O_3. Так, для зерен I–II классов сохранности по соотношению магния и хрома пик расположен в координатах 8–10 мас.% MgO и 2–3 мас.% Cr_2O_3 (рис. 5.20), что не наблюдалось для пикроильменита ни на











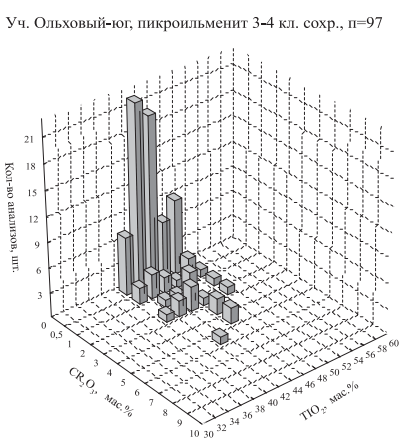
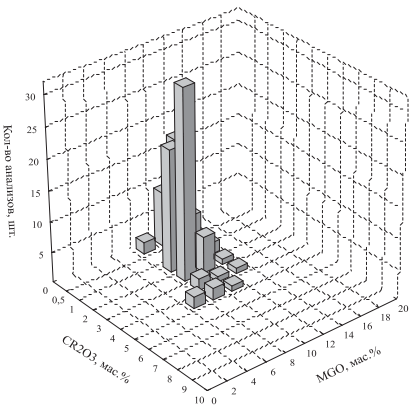
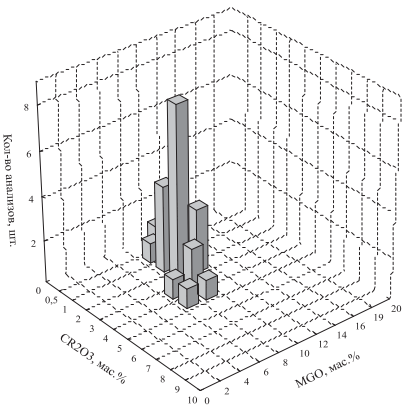


Рис. 5.19. **Трехмерные гистограммы в разных проекциях по пикроильменитам I–II и III–IV классов сохранности уч. Ольховый-юг**

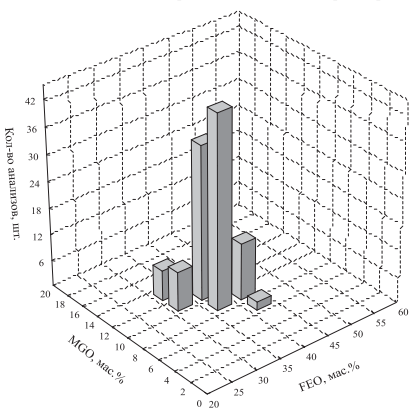
Уч. Хамыс-восточный, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, n=110



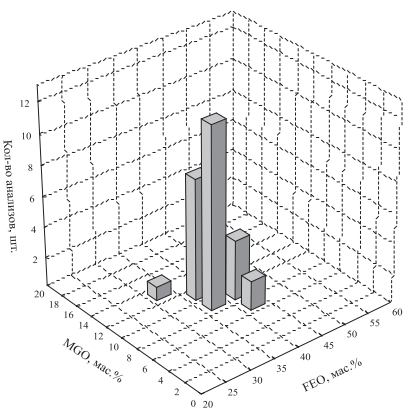
Уч. Хамыс-Восточный, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная, n=27



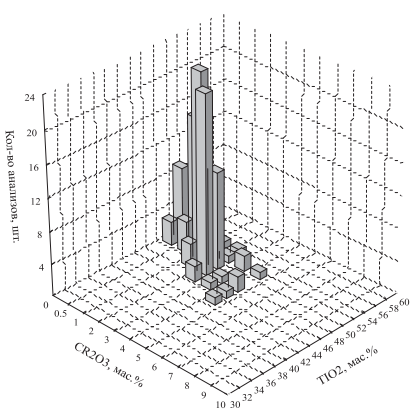
Уч. Хамыс-восточный, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, n=110



Уч. Хамыс-Восточный, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная, n=27



Уч. Хамыс-восточный, пикроильменит 1-2 кл. сохр., сборная, n=110



Уч. Хамыс-Восточный, пикроильменит 3-4 кл. сохр., сборная, n=27

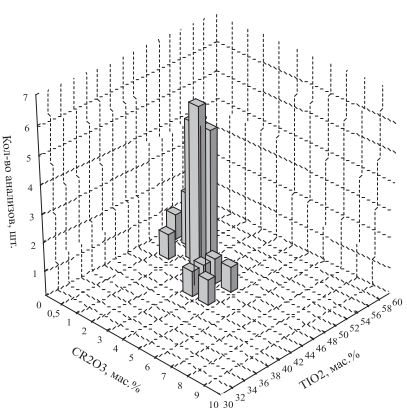


Рис. 5.20. **Трехмерные гистограммы в разных проекциях по пикроильменитам I–II и III–IV классов сохранности уч. Хамыс-восточный**

одном из других участков. На гистограмме TiO_2–Cr_2O_3 для неизношенных зерен наблюдаются два пика, также с аномально высоким содержанием хрома при несколько пониженном содержании титана: 46–48 мас.% TiO_2 при 2–3 мас.% Cr_2O_3 и 46–48 мас.% TiO_2 при 1–2 мас.% Cr_2O_3 (см. рис. 5.20). Сравнив пикроильмениты I–II и III–IV классов сохранности, отметим значительное сходство по распределению анализов на ТГ во всех проекциях у этих двух групп минерала. Незначительное отличие изношенных зерен заключается в том, что у них менее выражен пик с координатами 46–48 мас.% TiO_2 и 1–2 мас.% Cr_2O_3 по сравнению с зернами хорошей сохранности. Однако здесь следует учитывать значительно меньшее количество анализов для пикроильменитов III–IV классов сохранности (n = 27). Вероятно, что источник изношенных пикроильменитов и зерен хорошей сохранности участка Хамыс-восточный один и тот же или, по крайней мере, с очень схожими параметрами кристаллизации минерала.

В целом, для Алакит-Мархинского поля по содержанию хрома в пикроильменитах наблюдается некоторая тенденция в его уменьшении в направлении от центра площади на запад и, наоборот, увеличение его по направлению от центра к востоку. Аномально высокое содержание высокохромистых (> 1 мас.% Cr_2O_3) пикроильменитов на уч. Хамыс-восточный, которые характерны для высокоалмазоносных тел, позволяет предположить, что источник их обладает повышенной потенциальной алмазоносностью. На бинарной диаграмме в координатах TiO_2–MgO (рис. 5.21) фигуративные точки составов пикроильменитов уч. Хамыс-восточный почти все располагаются в интервале от 10 до 20 % гематитового компонента, что характерно для алмазоносных тел. При этом тренд составов располагается на значительном удалении от пунктирной кривой (поля типичных кимберлитовых пикроильменитов). Обычно пикроильмениты из кимберлитов ложатся вдоль данной кривой, нередко вплотную примыкая к ней. Значительное удаление влево от пунктирной кривой указывает на более высокотемпературные, а, следовательно, и более глубинные условия кристаллизации данного минерала.

Для примера на диаграмме рис. 5.21 раздельно показаны зерна I–II и III–IV классов сохранности, а также пикроильмениты уч. Ольховый-юг. Примечательно, что у пикроильменитов уч. Ольховый-юг, несмотря на более низкое содержание высокохромистых разностей, тренд составов незначительно смещен вправо к пунктирной кривой относительно тренда уч. Хамыс-восточный, также располагаясь в интервале 10–20 % Fe_2O_3. Показательно и то, что у зерен разной сохранности с уч. Хамыс-восточный тренды практически совмещены, а с уч. Ольховый-юг тренды пикроильменитов I–II и III–IV классов сохранности оторваны друг от друга. Это подтверждает предположение о схожести источников у пикроильменитов разной сохранности с уч. Хамыс-восточный и о различных источниках пикроильменитов I–II и III–IV классов сохранности с уч. Ольховый-юг. Одно изношенное зерно с уч. Хамыс-восточный, расположенное ближе к правому нижнему углу, по составу соответствует типичному ильмениту из траппов.

Состав пикроильменитов участков Хамыс-восточный и Ольховый-юг иллюстрирует также треугольная диаграмма $MgTiO_2$–Fe_2O_3–$FeTiO_2$ (рис. 5.22). По обоим участкам пикроильмениты показаны без разделения зерен по сохранности. Как видно, для пикроильменитов уч. Хамыс-восточный характерно довольно высокое содержание гейкилитового минала (30–45 мол.%), при содержании гематитовой составляющей до 20 мол.%. В пикроильменитах уч. Ольховый-юг несколько выше содержание ильменитовой составляющей (55–60 мол.%) по сравнению с уч. Хамыс-восточный (45–55 мол.%), при более низком содержании гейкилитовой компоненты (20–30 мол.%), к тому же с более высоким содержанием гематитового минала (до 24 мол.%). Все это также свидетельствует о том, что пикроильмениты уч. Хамыс-восточный образовались при повышенных PT-параметрах, по крайней мере по сравнению с уч. Ольховый-юг.

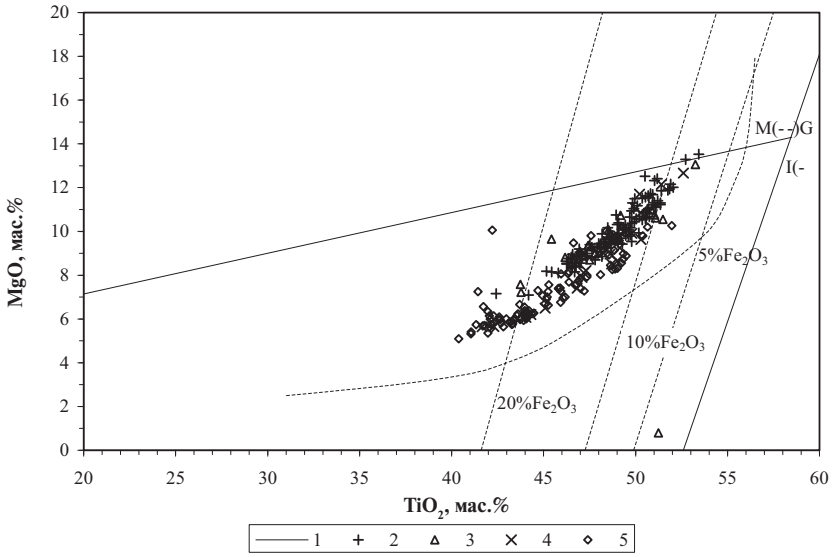


Рис. 5.21. **Диаграмма содержания TiO_2–MgO в пикроильменитах участков Хамыс-восточный и Ольховый-юг:**

1 — поле типичных кимберлитовых пикроильменитов;
2 — уч. Хамыс-восточный I–II кл. сохр. (n = 110);
3 — уч. Хамыс-восточный III–IV кл. сохр. (n = 27);
4 — уч. Ольховый-юг III–IV кл. сохр. (n = 97);
5 — уч. Ольховый-юг I–II кл. сохр. (n = 27)

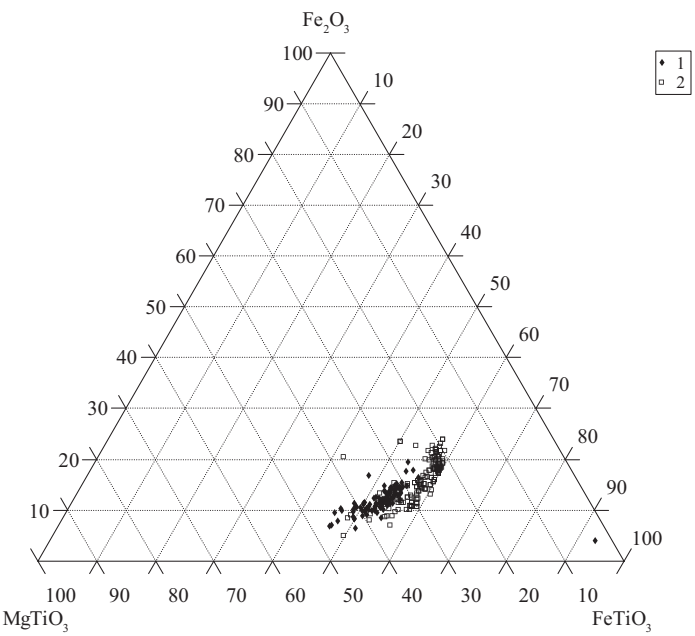


Рис. 5.22. **Диаграмма $MgTiO_2$–Fe_2O_3–$FeTiO_3$ в пикроильменитах уч. Хамыс-восточный (1) и уч. Ольховый-юг (2)**

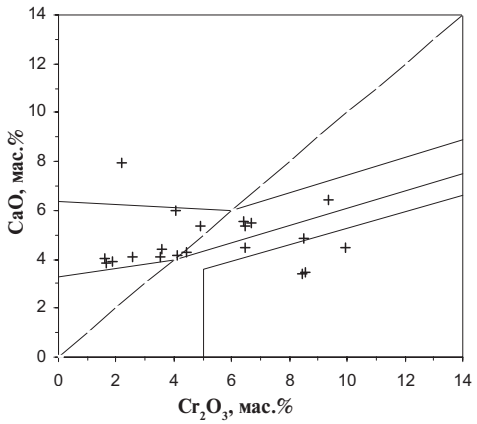


Рис. 5.23. **Диаграмма содержания Cr_2O_3–CaO в гранатах уч. Хамыс-восточный**

На рис. 5.23 показана интегральная проба гранатов с уч. Хамыс-восточный, из которого видно, что в поле алмазной ассоциации попадает 4 из 32 зерен (около 12,5 % изученных зерен). Несмотря на то, что выборка недостаточно представительна, все же такой высокий процент алмазной ассоциации свидетельствует в пользу повышенной потенциальной алмазоносности источников МИК на данном участке. На рис. 5.24 составы гранатов из пр. 4118 (n = 20) с уч. Хамыс-восточный нанесены на тройную диаграмму в координатах Al_2O_3–FeO–MgO, где показаны поля гранатов из различных пород [23]. Значительная часть гранатов лежит в поле составов этого минерала из алмазоносных гранатовых перидотитов. Только

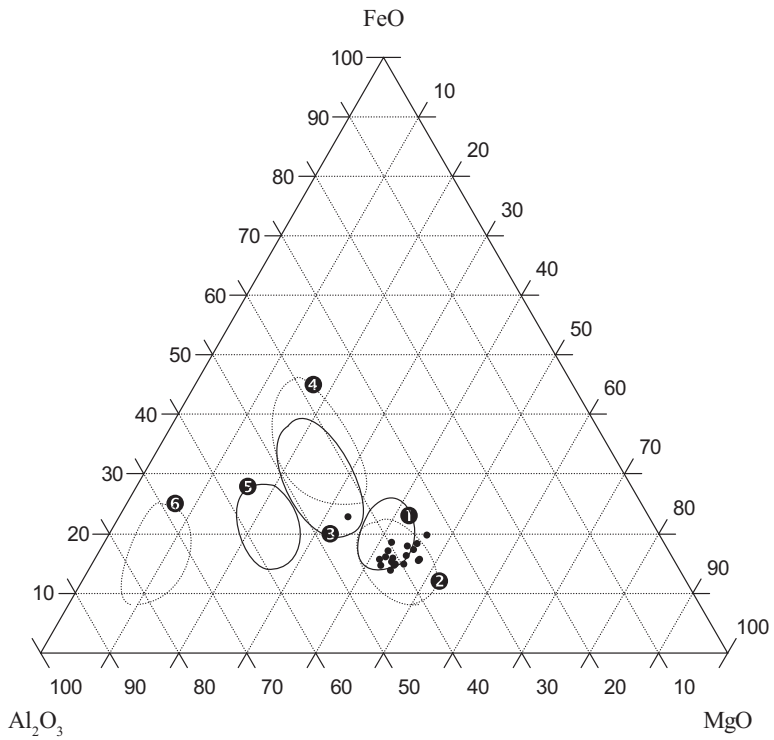


Рис. 5.24. **Положение фигуративных точек гранатов уч. Хамыс-восточный (пр. 4118, n = 20) на треугольной диаграмме Al_2O_3–FeO–MgO.**

Поля гранатов по [23]: 1 — из перидотитов; 2 — из алмазоносных пироповых перидотитов; 3 — из пород пироксенит-эклогитового ряда; 4 — из алмазоносных гранатовых пироксенитов и эклогитов; 5 — из кианитовых эклогитов и гроспидитов; 6 — из алмазоносных гроспидитов

один анализ соответствует составу граната из пород пироксенит-эклогитового ряда. В будущем целесообразно изучить более представительную выборку гранатов уч. Хамыс-восточный, а также и хромшпинелидов, чтобы однозначно судить о потенциальной алмазоносности источников его МИК.

Таким образом, в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля отдельные тела отличаются друг от друга по составу МИК с применением ТГ, что позволяет уверенно использовать данную особенность для идентификации шлиховых ореолов на основе МТГ.

5.3.3. Использование трехмерных гистограмм для сравнительного анализа в пределах Далдыно-Алакитского района

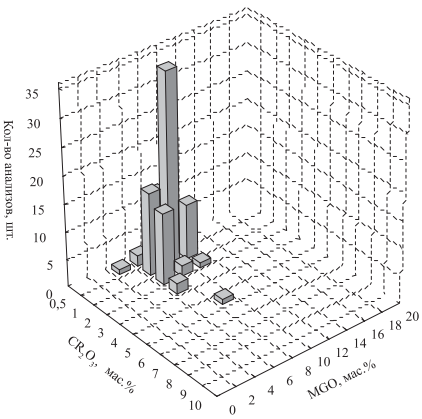
При проведении алмазопоисковых работ в пределах Далдыно-Алакитского алмазоносного района [17 ф] возник вопрос об источниках пикроильменита в аллювии современной гидросети, расположенной на участке между Далдынским и Верхне-Мунским кимберлитовыми полями (участок Далдыно-Мунский). Так как мнения по этому поводу были различные, необходимо было выяснить, являются ли источниками данных пикроильменитов кимберлитовые тела Далдынского или Верхне-Мунского поля или их поставщиками служили самостоятельные еще не известные источники.

Участок Далдыно-Мунский характеризуется достаточно простым геологическим строением территории. Здесь выходят на дневную поверхность непосредственно карбонатные породы нижнего палеозоя, перекрывающие отложения отсутствуют. Однако в пределах площади имеют распространение ореолы МИК, связанные с древними промежуточными коллекторами, уничтоженными эрозионными процессами. При этом не исключается наличие кимберлитовых минералов прямого размыва. В целом для территории применим 2 тип поисковых обстановок (см. раздел 4).

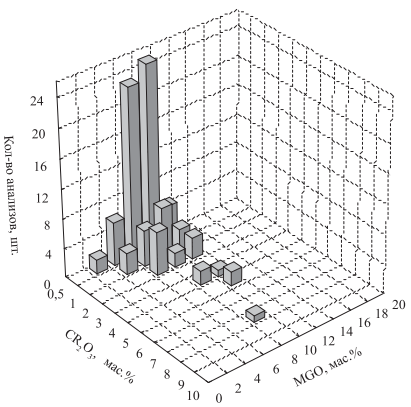
Для выяснения вопроса об источниках пикроильменитов по отдельным пробам с уч. Далдыно-Мунский была проведена статистическая обработка и анализ результатов изучения составов пикроильменитов на электронно-зондовом приборе, с целью их сравнения с соседними площадями. Всего было обработано 6 проб пикроильменитов, из которых две пробы взяты из русла р. Сытыган (пр. 113 и пр. 01054), две — из русла р. Эйэкиит (пр. 10616 и пр. 23) и по одной пробе из русла р. Тюнг (истоки) и р. Онгкучах (пр. 1019 и пр. 01046 соответственно). В результате обработки электронно-зондовых анализов были построены ТГ в координатах MgO–Cr_2O_3 (рис. 5.25). Как уже отмечалось выше, пикроильмениты Верхне-Мунского поля обладают ярко выраженным типохимизмом, с преобладанием на ТГ довольно контрастного пика с координатами 0,5–1 мас.% Cr_2O_3 и 6–8 мас.% MgO, являющегося типичным для всего данного поля («верхне-мунский» тип). Так называемый «далдынский» тип пикроильменитов обладает характерным максимумом на ТГ с координатами 0,5–1 мас.% Cr_2O_3 и 8–10 мас.% MgO [24 ф]. Из рис. 5.25 видно, что для бассейна р. Сытыган характерны пикроильмениты «далдынского» типа, которые преобладают в обеих пробах. Такой же характерный максимум имеют и пикроильмениты с истоков р. Тюнг, из пр. 1019 (см. рис. 5.25). Примечательно то, что ни для одной из шести проанализированных проб не характерен пик «верхне-мунского» типа, хотя Верхне-Мунское поле расположено значительно ближе к участку Далдыно-Мунский, чем Далдынское поле. Однако это не означает, что пикроильмениты с Верхне-Мунских тел отсутствуют вообще в данных конкретных пробах, просто их содержание настолько незначительное, что они не оказывают существенного влияния на минералогию данных водотоков и участка в целом.

В двух пробах из русла р. Эйэкиит (пр. 123 и пр. 10616) и в пр. 01046 с устья

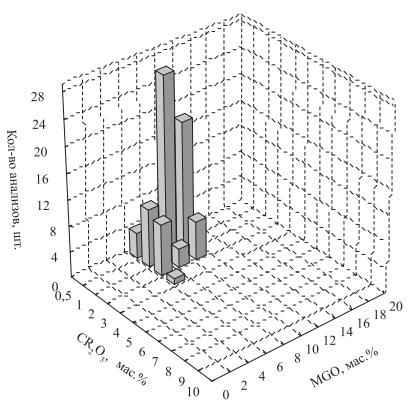
р. Тюнг, пикроильменит, пр. 1019, п=97



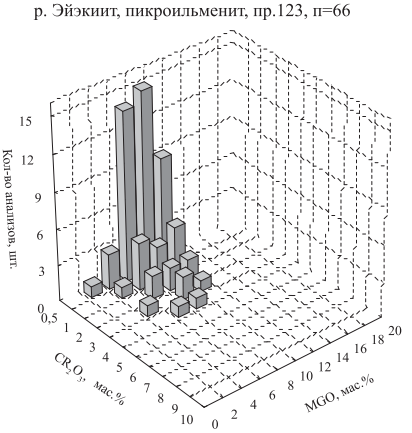
р. Онгкучах, пикроильменит, пр. 01046, п=97



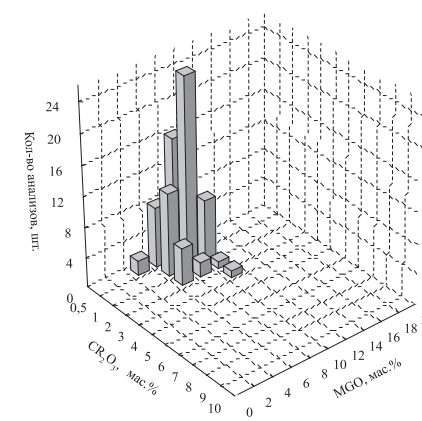
р. Сытыган, пикроильменит, пр. 113, п=92



р. Эйэкиит, пикроильменит, пр.123, п=66



р. Сытыган, пикроильменит, пр. 01054, п=86



р. Эйэкиит, пикроильменит, пр.10616, п=102

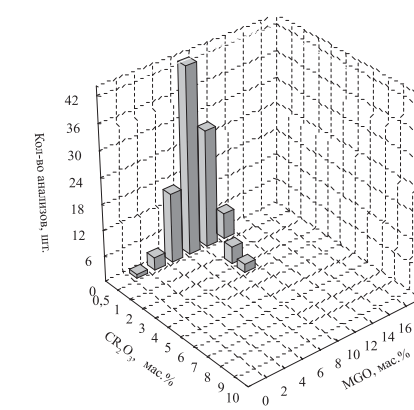


Рис. 5.25. **Трехмерные гистограмы содержания $MgO–Cr_2O_3$ в пикроильменитах из аллювия рек Эйэкиит, Онгкучах («муно-тюнгский» тип) и рек Тюнг, Сытыган («далдынский» тип)**

р. Онгкучах присутствуют пикроильмениты с максимумом в координатах 0–0,5 мас.% Cr_2O_3 и 8–10 мас.% MgO. В результате обсуждения, проведенного выше, отмечалось, что пикроильмениты с таким пиком имеют региональный характер распространения и характерны как для бассейна р. Тюнг, так и для бассейна р. Муна («муно-тюнгский» тип). Однако необходимо добавить, что и в пр. 123, и в пр. 01046 (см. рис. 5.25) присутствует дополнительный пик с координатами 0–0,5 мас.% Cr_2O_3 и 6–8 мас.% MgO, у которых, видимо, существует дополнительный источник. Кроме этого, и в русле р. Эйэкиит, и в русле р. Онгкучах присутствуют единичные высокохромистые пикроильмениты с содержанием Cr_2O_3 более 1 мас.%. Такие высокохромистые разности характерны для кимберлитовых тел как Верхне-Мунского, так и Далдынского поля, но при незначительном их количестве и отсутствии характерного пика трудно определить, какое из двух вышеназванных полей является их источником. Интересны пикроильмениты из пр. 10616 (р. Эйэкиит), в которых хотя и преобладает пик «муно-тюнгского» типа, но по содержанию хрома они не имеют аналогов. Как видно из рис. 5.25, здесь наблюдаются единичные зерна высокохромистых разностей с содержанием от 1 до 3 мас.% Cr_2O_3, типичные и для Верхне-Мунского, и для Далдынского полей. Но остальная часть зерен, расположенная в интервале 0–0,5 мас.% Cr_2O_3, вообще не содержит хрома, что хорошо видно из рис. 5.26, на котором для примера показаны и пикроильмениты из аллювия р. Тюнг (пр. 1019). Такие пикроильмениты не характерны для кимберлитов вообще, тем более для алмазоносных разностей, содержащих устойчивую примесь хрома. Мож-

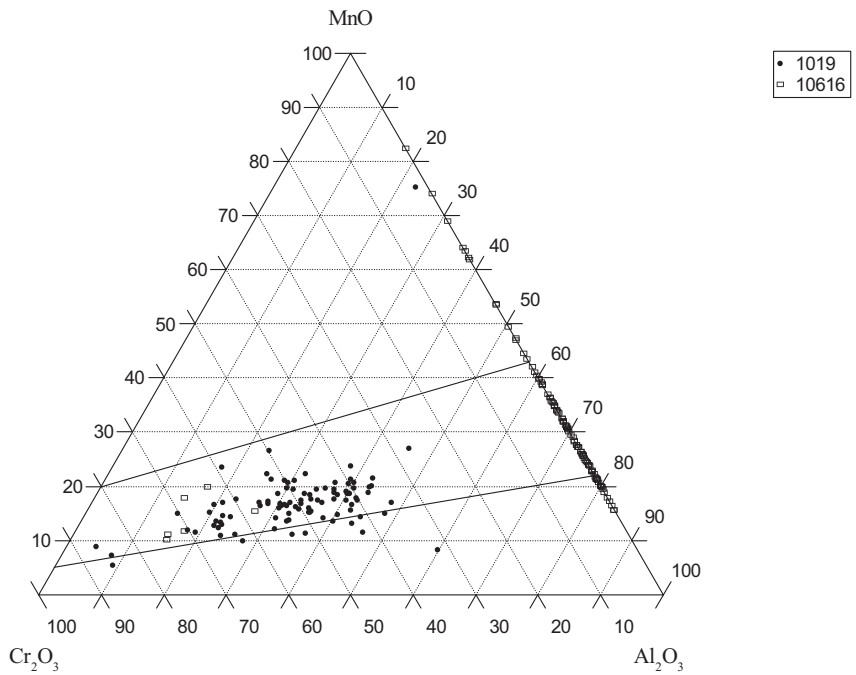


Рис. 5.26. **Тройная диаграмма содержания Cr_2O_3–MnO–Al_2O_3 в пикроильменитах рек Тюнг (пр. 1019) и Эйэкиит (пр. 10616).**

Двумя прямыми линиями ограничена область пикроильменитов из кимберлитов ЯАП по [154]

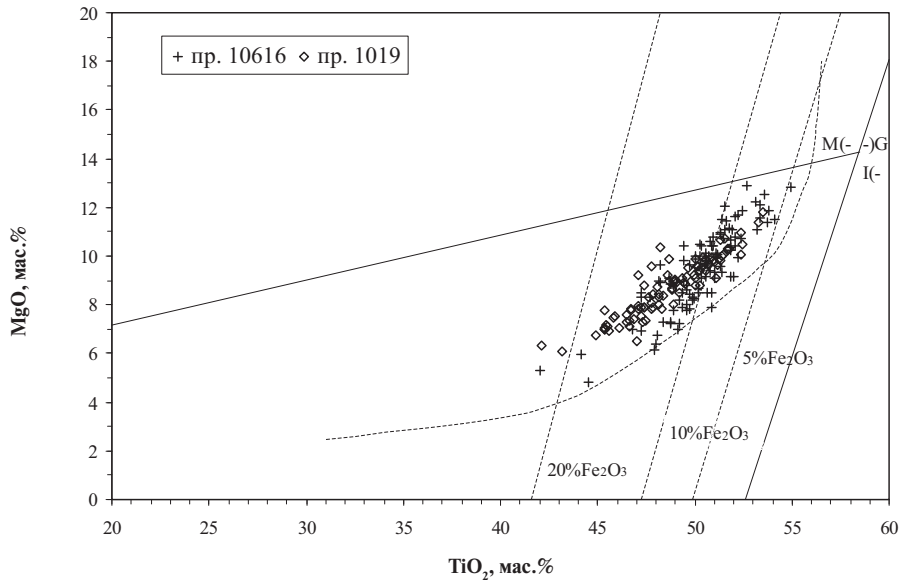


Рис. 5.27. **Диаграмма содержания TiO_2–MgO в пикроильменитах рек Тюнг (пр. 1019) и Эйэкиит (пр. 10616).**
Пунктиром показано поле типичных кимберлитовых пикроильменитов по [150]

но было бы предположить, что они имеют вообще некимберлитовый генезис, но на бинарной диаграмме TiO_2–MgO (рис. 5.27) они ложатся в поле типичных кимберлитовых разностей. Об источниках таких пикроильменитов трудно судить однозначно. Возможно, они прошли глубокую сортировку в процессе экзогенной эволюции, в том числе и неоднократное переотложение, в результате чего произошло их обеднение хромистыми разностями. Исходя из того, что для пикроильменитов из мезозойских кимберлитов характерно значительно более низкое содержание хрома по сравнению со среднепалеозойскими, не исключено, что данные пикроильмениты имеют какие-то своеобразные источники мезозойского возраста.

Таким образом, исходя из вышеизложенного, можно предположить, что, вероятнее всего, источниками пикроильменитов в бассейне р. Сытыган являлись кимберлитовые тела Далдынского поля. Влияние данного поля сказывалось еще и на истоки р. Тюнг. В русле р. Эйэкиит, являющейся по сути транзитной, а также и в аллювии р. Онгкучах пикроильмениты имеют региональный характер распространения с преобладанием «муно-тюнгского» типа. Источниками данных пикроильменитов, скорее всего, являлись полиинтегральные шлиховые ореолы, в том числе из юрских отложений, которые имели площадное распространение. Отметим, что для юрских отложений, сохранившихся на сопредельных территориях, характерно резкое преобладание пикроильменита над гранатом.

Следует добавить, что для более точной идентификации отдельных объектов в пределах участка и более конкретного определения источников пикроильменитов, кроме построения ТГ в координатах $MgO–Cr_2O_3$, необходимо дополнительно построение ТГ в координатах $TiO_2–Cr_2O_3$ и FeO–MgO. Однако в рамках этой работы данная задача не ставилась, важно было показать принципиальную возможность применения МТГ для целей идентификации на примере конкретного участка. Из

приведенного выше можно заключить, что без использования ТГ судить о возможных источниках пикроильменитов на уч. Далдыно-Мунский было бы затруднительно, а с использованием только бинарной диаграммы в координатах TiO_2–MgO, приведенной на рис. 5.27, это сделать было бы просто невозможно.

Эффективность использования метода ТГ проверена и на других объектах как в ЯАП, так и за ее пределами, где он оказал неоценимую услугу при идентификации ореолов и позволил более реально оценить перспективы исследуемых районов [149]. Так, в результате работ в пределах Тычанского алмазоносного района (Эвенкия) с помощью ТГ удалось установить, что гранаты тычанского и тарыдакского ореолов, связанных с прибрежно-морскими осадками карбона, существенно отличаются друг от друга по составу и, вероятно, источники у этих ореолов свои [28 ф]. В то же время гранаты тарыдыкского и шушукского ореолов имеют черты сходства, поэтому не исключено, что они являются составными частями единого обширного ореола, источники которых обладали схожими или близкими параметрами образования. Гранаты из мезозойских тел данного района (тр. Хоркич) имеют совершенно иную специализацию, хорошо отличаются от карбоновых гранатов по составу и образовывались в иных РТ-условиях. С использованием ТГ в различных проекциях также удалось выявить характерные черты сходства и различия между пикроильменитами отдельных участков района. Так, изношенные пикроильмениты, встречающиеся как в современной гидросети, так и в промежуточных коллекторах различного возраста и генезиса в пределах всего Тычанского района, имеют сходный состав и, как следствие, площадное распространение. Причем источники данных пикроильменитов, исходя из особенностей их химизма, идентичны мезозойским телам типа трубки Хоркич. Данные пикроильмениты генетически не имеют ничего общего с ассоциирующими с ними гранатами и являются лишь седиментационными (гравитационными) спутниками последних. В то же время пикроильмениты хорошей сохранности в пределах тарыдакского ореола хорошо идентифицируются. Часть из них уверенно «привязывается» к известной трубке Хоркич; источниками другой части, в том числе и расположенного рядом с тр. Хоркич нового ореола, бесспорно, являются еще неизвестные кимберлитовые тела. Хотя особенности состава пикроильменитов из этих новых ореолов позволяют утверждать, что источники их аналогичны известным трубкам, как по составу, так и по возрасту, и бесперспективны в отношении коренной алмазоносности [146].

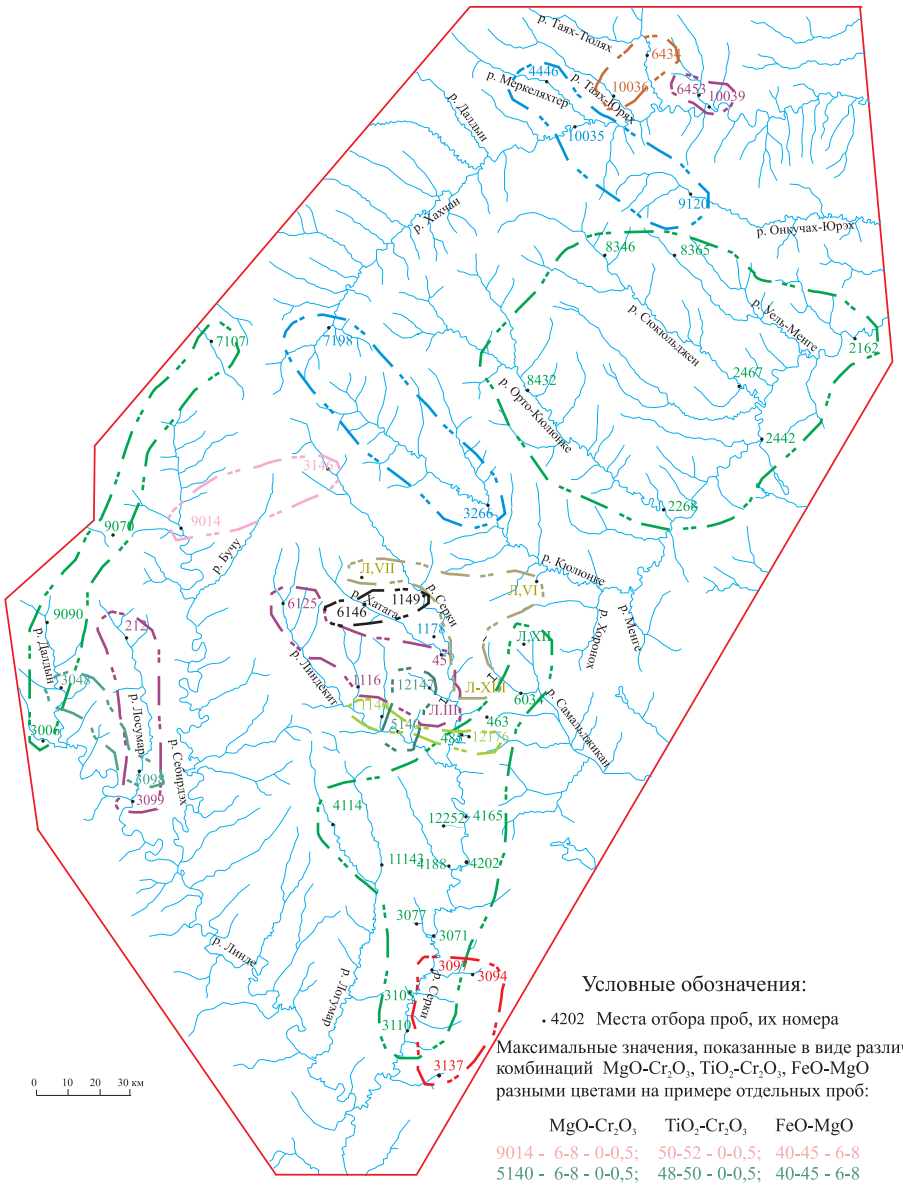
При изучении особенностей химизма МИК с помощью МТГ в бассейнах рр. Серки, Кюленке, Хахчан (Муно-Тюнгский район) была установлена значительная дифференцированность их по составу [23 ф]. Такое разнообразие по составу в целом МИК и гранатов в частности для данного района можно объяснить лишь множественностью источников. Как следствие, такие дифференцированные ореолы не являются площадными, однотипными по составу, и, более того, вряд ли такой пестрый по составу ореол могли образовать минералы дальнего сноса. При анализе ТГ по гранатам удалось выявить одно важное обстоятельство: повышенное содержание пиропов алмазной ассоциации (> 6 отн. %) отмечено среди проб гранатов с максимумами, имеющими совершенно различные координаты. Получается, что повышенный процент гранатов алмазной ассоциации совершенно не зависит от состава основной массы зерен, как и положение максимума в пределах координатного пространства ТГ не зависит от содержания зерен алмазной ассоциации. Последнее вполне понятно, так как в целом содержание зерен алмазной ассоциации в пробе обычно незначительно в количественном выражении по отношению к общей выборке. Максимальное количество гранатов алмазного парагенезиса в пробе составляет 10–12 зерен на представительную выборку из 100–150 анализов. Как следствие, на ко-

ординаты максимума они не могут оказать влияния, тем более не могут образовать самостоятельный пик, учитывая значительное разнообразие в составе и среди самих гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса. Хотя, казалось бы, повышенное содержание гранатов алмазной ассоциации должно быть среди менее железистых и более магнезиальных гранатов, т. е. обладающих пиком, например, с координатами 6–7 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO. Однако высокий процент гранатов алмазной ассоциации отмечался и в пробах с пиком, соответствующим координатам 8–9 мас.% FeO и 18–19 мас.% MgO. К примеру, в аллювии р. Себирдэх, где гранаты обладают таким максимумом, содержание зерен алмазной ассоциации достигает 12,1 % [23 ф].

При анализе ТГ по пикроильменитам, построенным раздельно для сильно изношенных разностей и зерен I–II классов сохранности, установлено в целом существенное отличие их составов, что хорошо видно из сопоставления рис. 5.28 и 5.29. Отличие в составах изношенных пикроильменитов от зерен хорошей сохранности свидетельствует о том, что ореолы изношенных пикроильменитов в пределах Серкинской площади не могли сформироваться за счет зерен I–II класса сохранности. Таким образом, данный факт подтверждает вывод о том, что присутствие в одном месте в сколько-либо заметных количествах минералов хорошей сохранности и существенно изношенных разностей, нельзя связывать с одними и теми же первоисточниками, предполагая, что МИК хорошей сохранности сохранились лишь в силу каких-то специфических условий переноса. Так как износ МИК все же является прямой функцией расстояния, изношенные минералы имеют иные источники, чем минералы хорошей сохранности, а совместное их нахождение является следствием сложных процессов ореолообразования.

Среди пикроильменитов хорошей сохранности установлены составы, не характерные для изношенных разностей. К примеру, не имеют аналогов среди изношенных зерен составы пикроильменитов хорошей сохранности, образующие довольно локальные ореолы в бассейне р. Хатага (л. VII), р. Онкучах-Юрэх (пр. 9120) и Бучу (пр. 4200), но которые одновременно различаются между собой по составу (см. рис. 5.29). Данное обстоятельство позволяет предполагать, что у данных пикроильменитов, скорее всего, самостоятельные источники расположены в незначительном удалении от данных ореолов. Примечательно и то, что своеобразные по составу пикроильмениты из пробы л. VII не имеют аналогов и среди зерен хорошей сохранности. Два локальных ореола с одинаковым составом в бассейнах р. Хатага (пр. 6023 и 8059) и р. Логумар (пр. 4114 и 11143) также не имеют аналогов среди изношенных разностей. В целом, по результатам сравнительного анализа ТГ для изношенных пикроильменитов характерны менее магнезиальные и более железистые разности, а для зерен хорошей сохранности наоборот — более магнезиальные и менее железистые.

Таким образом, несмотря на значительную дифференцированность по составу пикроильменитов как хорошей, так и плохой сохранности, в их распределении в пределах площади можно уловить определенную закономерность. Во-первых, данная закономерность проявляется в группировании большинства близлежащих проб в достаточно локальные ореолы с одинаковыми составами пикроильменитов в этих пробах. К примеру, среди изношенных зерен (см. рис. 5.28) наблюдаются три обширных контрастных ореола с одинаковым составом (8–10 мас.% MgO — 0–0,5 мас.% Cr_2O_3; 50–52 мас.% TiO_2 — 0–0,5 Cr_2O_3 и 35–40 мас.% FeO — 8–10 мас.% MgO). Очевидно, что пикроильмениты такого состава имеют региональное распространение, а в пределах территории данный площадной ореол просто распался на три составляющих. Кроме того, наблюдаются явно выраженные потоки рассеяния пикроильменитов с одинаковым составом по руслу р. Логумар и р. Линде (пр. 212, 3098),



Условные обозначения:

• 4202 Места отбора проб, их номера

Максимальные значения, показанные в виде различных комбинаций MgO-Cr_2O_3, TiO_2-Cr_2O_3, FeO-MgO разными цветами на примере отдельных проб:

	MgO-Cr_2O_3	TiO_2-Cr_2O_3	FeO-MgO
9014 -	6-8 - 0-0,5;	50-52 - 0-0,5;	40-45 - 6-8
5140 -	6-8 - 0-0,5;	48-50 - 0-0,5;	40-45 - 6-8
3110 -	8-10 - 0-0,5;	50-52 - 0-0,5;	35-40 - 8-10
1149 -	8-10 - 0-0,5;	48-50 - 0-0,5;	40-45 - 6-8
6434 -	8-10 - 0-0,5;	52-54 - 0-0,5;	35-40 - 8-10
1140 -	8-10 - 0-0,5;	48-50 - 0-0,5;	35-40 - 10-12
VII -	8-10 - 0-0,5;	48-50 - 0-0,5;	40-45- 8-10
3137 -	8-10 - 0-0,5;	50-52 - 0-0,5;	40-45 - 8-10
7198 -	8-10 - 0-0,5;	48-50 - 0-0,5;	35-40 - 8-10
1232 -	10-12 - 0-0,5;	48-50 - 0-0,5;	35-40 - 10-12
1116 -	10-12 - 0-0,5;	50-52 - 0-0,5;	35-40 - 10-12

Рис. 5.28. **Схема распределения составов пикроильменитов плохой сохранности в пределах Серкинской площади в виде комбинаций максимальных значений по разным проекциям**

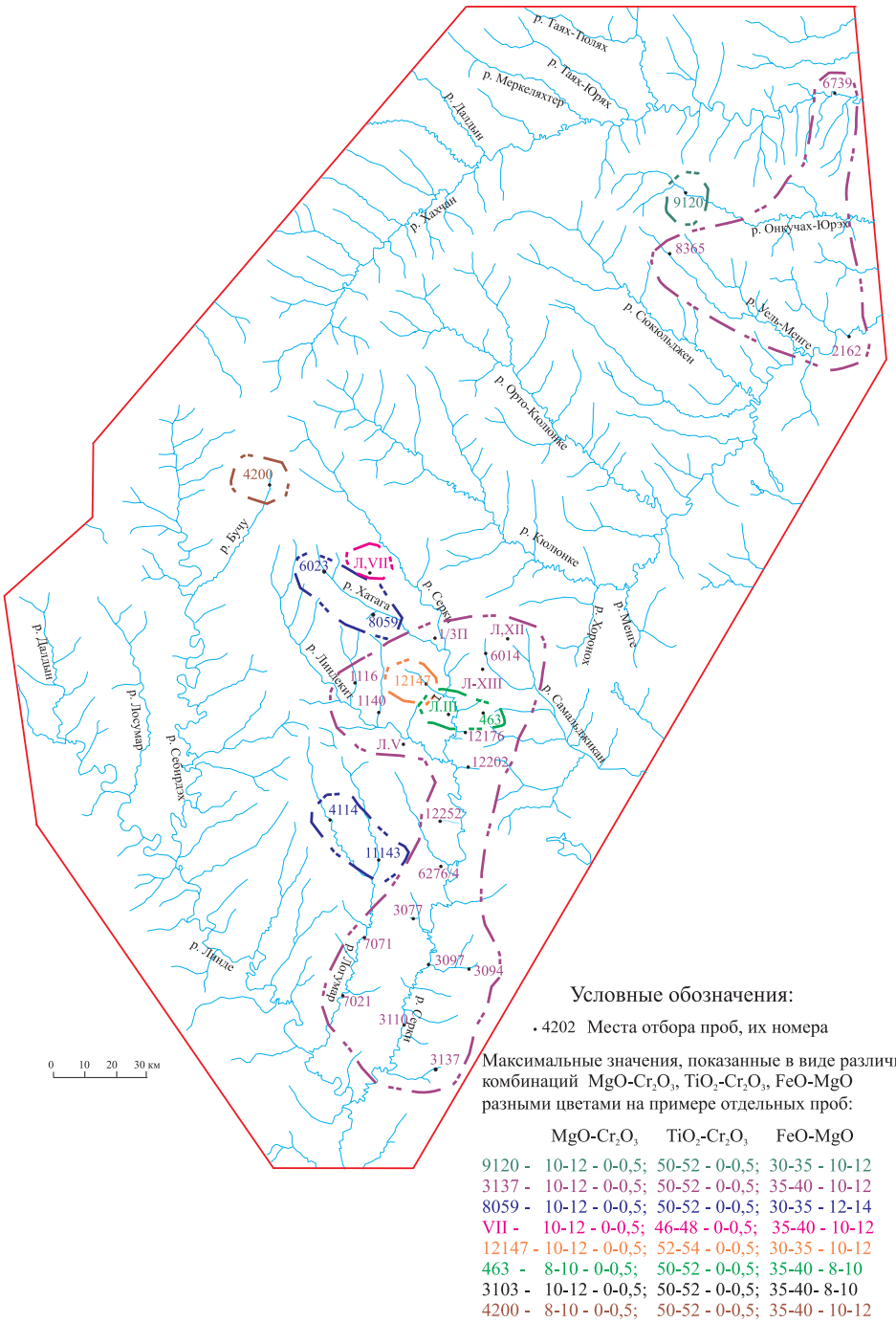


Рис. 5.29. **Схема распределения составов пикроильменитов хорошей сохранности в пределах Серкинской площади в виде комбинаций максимальных значений по разным проекциям**

а также по руслам рр. Серки (пр. 4202, 3071 и др.) и Хахчан (пр. 6453, 10039). В целом, данное обстоятельство подтверждает правомочность совместного использования гистограмм по трем оксидам для выявления особенностей состава данного минерала.

Основная масса пикроильменитов хорошей сохранности также объединилась в два отдельных обширных ореола, вытянутых вдоль простирания пород нижнеюрского коллектора (см. рис. 5.29). Разрыв в бассейне р. Кюленке между этими ореолами объясняется отсутствием здесь зерен хорошей сохранности, при наличии которых не исключено, что данные ореолы могли бы объединиться в единый. Кажется невероятным, чтобы у пикроильменитов, образующих такие обширные ореолы, пусть даже и хорошей сохранности, источник был в непосредственной близости, особенно по отношению к пробам, содержание МИК I–II классов в которых составляет первые проценты. Однако на фоне этого площадного пикроильменитового ореола хорошей сохранности выделяются отдельные точки с относительно более высоким содержанием неизношенных зерен (до 30–40 % и более). В пределах таких обширных ореолов распространения минералов хорошей сохранности следует обращать внимание именно на такие участки с более высокой концентрацией неизношенных зерен на фоне сравнительно стабильных содержаний, в относительной близости от которых и могут располагаться первоисточники. Не исключено, что пикроильмениты, образующие данный площадной ореол, имеют переотложенный характер. Источником данных пикроильменитов, судя по всему, является юрский промежуточный коллектор. Но и данный коллектор является, скорее всего, вторичным (переотложенным), т. е. образовался он не синхронно с размывом кимберлитовых тел. В пользу этого свидетельствует незначительное, в большинстве своем, содержание зерен хорошей сохранности в пробах, преимущественно не превышающее 10–15 %, а также их площадное распространение, совпадающее с простиранием нижнеюрского коллектора. Именно в результате переотложения и произошло, очевидно, «расползание» ореола по площади и падение концентраций МИК хорошей сохранности. Чтобы минералы хорошей сохранности в современных отложениях заняли площадное распространение необходимы определенные условия: а) множественность источников, или б) региональное воздымание суши, способствующее разносу минералов на значительные расстояния, или в) размыв коллектора площадного типа. Первому положению противоречит однородность состава пикроильменита. Что касается второго положения, то региональное вздымание суши могло иметь место в доюрское время (в раннеюрское и в послеюрское время осадконакопление в большинстве своем уже происходило в условиях выровненной суши), что не исключало возможность разноса минералов хорошей сохранности на значительные расстояния и их отложения в доюрских коллекторах континентального генезиса. В последующее время, с началом морской трансгрессии, весь этот материал мог быть снесен и захоронен в раннеюрских осадках площадного типа, размыв которых и обусловливает наличие «региональных» ореолов с МИК хорошей сохранности.

Следует добавить, что на фоне этого площадного однотипного по химизму ореола имеются локальные контрастные ореолы пикроильменитов с отличным от него составом, как, например, в бассейне рр. Хатага (пр. VII) и Онкучах-Юрэх (пр. 9120). На такие ореолы также следует в первую очередь обращать внимание, поскольку именно они могут отражать местные коренные источники в непосредственной близости от данных ореолов. Тем более что аналогов таких пикроильменитов нет среди зерен не только хорошей, но и плохой сохранности. Как раз именно в таких случаях пикроильмениты могут поступать в отложения юры в результате прямого размыва тел. В то же время значительная дифференцированность составов изношенных пикроиль-

менитов говорит о том, что определенная их часть не образует регионального фона, особенно это касается контрастных ореолов небольшой площади. Не исключено, что источники данных пикроильменитов также расположены в относительной близости и характер их распространения также может отражать местные источники.

По результатам исследования составов МИК с помощью метода ТГ можно с уверенностью сказать, что влияние Верхне-Мунского кимберлитового поля, для минералов которого характерен ярко выраженный типохимизм (подраздел 5.3.1), никак не сказывалось на шлихоминералогическую обстановку Серкинской площади. Для пикроильменитов из верхнемунских тел на ТГ характерен пик с содержаниями 6–8 мас.% MgO — 0,5–1,0 мас.% Cr_2O_3 и 44–46 мас.% TiO — 0,5–1,0 мас.% Cr_2O_3 (см. табл. 5.1), который не свойственен для пикроильменитов описываемого района. Также в пределах Серкинской площади не отмечаются и пикроильмениты с составом, характерным для бассейна р. Муна в ее среднем течении (см. рис. 5.2). Данное обстоятельство также свидетельствует об отсутствии влияния бассейна р. Муны на минерагению Серкинской площади. С полной уверенностью можно сказать, что и «следов» хромшпинелидов из верхнемунских трубок в пределах Серкинской площади не отмечено. Таких высокохромистых максимумов, соответствующих 56–60 и 60–64 мас.% Cr_2O_3 при 12–14 мас.% MgO и 0–1 мас.% TiO_2, характерных для хромшпинелидов данного поля (см. табл. 5.1), нет ни в одной точке площади. Из всего этого следует, что источники кимберлитовых минералов в пределах Серкинской площади свои, а учитывая значительную дифференцированность МИК по составу, источники эти довольно многочисленны. Добавим, что этими источниками могут быть не только непосредственно кимберлитовые тела, но и различные промежуточные коллекторы. Нельзя исключать и того, что какая-то часть МИК является «транзитной». Тем не менее некоторые индивидуальные особенности химизма минералов свидетельствуют в пользу наличия в районе местных коренных источников — кимберлитовых тел.

5.4. Обсуждение результатов применения метода трехмерных гистограмм для сравнительного анализа и его возможностей

В предыдущих разделах были показаны возможности применения МТГ на нескольких конкретных районах ЯАП и Красноярского края (Эвенкия) и проведена интерпретация результатов сравнительного анализа. Метод показал достаточную эффективность и оказал неоценимую услугу при разбраковке ореолов и их идентификации. Таким образом, в результате апробации МТГ на конкретных поисковых объектах было показано, что предложенный метод сравнительного анализа по гранатам, пикроильменитам и хромшпинелидам вполне пригоден как для идентификации и разбраковки шлиховых ореолов, так и для паспортизации кимберлитовых тел.

Однако не следует полагать, что данный метод универсален. Предлагаемые гистограммы не являются абсолютным критерием при идентификации и разбраковке объектов. Ореолы МИК, как и кимберлитовые тела, — достаточно сложные геологические объекты, нередко со значительными вариациями составов МИК. По этой причине не всегда может наблюдаться определенная закономерность в распределении анализов конкретных минералов в пределах какого-то объекта, в отдельных случаях не будет отмечаться и характерного максимума. Это может зависеть от многих как объективных, так и субъективных причин: от условий развития и строения объекта, от степени дифференцированности МИК по составу, от представительности проб и т. д. Следует также учитывать, что гранаты по компонентному составу достаточно различаются между собой, так как могут представлять различные серии твердых растворов,

с различными корреляционными связями между элементами. Как следствие, в гранатах могут существовать разные схемы изоморфного замещения. Например, гранаты лерцолитового парагенезиса, представленные серией твердых растворов Ti-андрадит – уваровит – альмандин – кноррингит – пироп, наиболее часто характеризуются изоморфными замещениями между $Al^{3+} \Leftrightarrow Cr^{3+}$ и $Mg^{2+} \Leftrightarrow Ca^{2+}$, а для гранатов из гарцбургитов, относимых к альмандин-кноррингит-пиропам, более типичны замещения между $Al^{3+} \Leftrightarrow Cr^{3+}$ и $(Fe^{2+},Mn^{2+}) \Leftrightarrow Mg^{2+}$ [41]. В этой связи отдельные ограничения возможностей данного метода могут быть связаны отнюдь не со слабой работоспособностью из-за издержек его методики, а с некоторыми объективными причинами. Вряд ли стоит также утверждать, что для каждого кимберлитового тела будет характерен свой неповторимый максимум, нетипичный для других тел. Для многих сотен известных на сегодняшний день кимберлитовых тел едва ли найдется такое разнообразие составов. Очевидно, что какие-то характерные образы для кимберлитовых тел из разных полей и даже некоторых тел одного поля будут схожими. Но значительное удаление данных тел друг от друга позволяет использовать данный метод на какой-то локальной площади. Трудно или даже невозможно будет идентифицировать ореолы от сближенных тел, глубинные минералы которых кристаллизовались в весьма сходных термодинамических и физико-химических условиях и, как следствие, обладают близкими химическими составами, как было показано выше на примере трубок Комсомольская и Структурная Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Однако тела, имеющие одинаковый образ по гранатам, могут различаться по пикроильмениту или хромшпинелиду, хотя бы по какой-то одной из проекций. То есть и в этом случае есть варианты для успешного применения метода. При идентификации пикроильменитовый ореол можно оконтуривать вначале по одной развертке — по $MgO–Cr_2O_3$ — и рассматривать его как одно целое на предполагаемый единый источник. Затем, переходя от общего к частному, проводить сравнительный анализ между отдельными пробами внутри выделенного ореола по остальным оксидам — по $TiO_2–Cr_2O_3$ и $FeO–MgO$. В конечном итоге пикроильменитовый ореол следует рассматривать в совокупности по всем трем проекциям, так как по отдельной паре оксидов ореолы могут иметь площадное распространение. Таким образом, если мы получим сходимость по всем гистограммам в каждом соотношении оксидов, то в совокупности по трем проекциям это получится пять оксидов. То есть, по сути, будет задействован почти полный состав данного минерала. А если ореол будет сходиться по всем трем минералам, то с большой долей вероятности можно будет сказать, что это единая минеральная ассоциация, которую, в случае ее сходимости по всем параметрам с известным источником, довольно успешно можно будет «привязать» к конкретному кимберлитовому телу.

Говоря о представительности проб, следует иметь в виду не только достаточное количество анализов, но и соизмеримость сравниваемых проб по количеству анализов, гранулометрии зерен и другим параметрам, а также отсутствие искусственного обогащения выборки минералов с определенными свойствами, их стерильность и т. д. Желательно, чтобы сравниваемые выборки были одинаковыми по количеству анализов, чего не всегда удается достичь. Но они должны быть хотя бы примерно равными, особенно когда количество анализов в сравниваемых пробах незначительно или когда минерал сильно дифференцирован по составу. В этих случаях разница в несколько анализов может внести существенную корректировку в их распределение в пределах координатного пространства и исказить характерный образ минерала.

При построении ТГ возникал естественный вопрос — какое же минимальное количество анализов необходимо, чтобы быть достаточным для отражения реаль-

ной картины по составу минералов. Для прояснения данного вопроса был проведен эксперимент по поэтапному сокращению числа анализов с построением на каждом этапе гистограмм по тем объектам, по которым имелось значительное количество анализов. Эксперимент проводился по каждому из трех используемых для данных целей минералов — гранату, пикроильмениту и хромшпинелиду. По тр. Заполярная в наличии имелось более двух тысяч анализов гранатов с контрастным пиком в координатах 7–8 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO. Удалением поочередно из выборки данных через один анализ проба поэтапно сокращалась вдвое. Таким образом, проба из 2140 анализов вначале была сокращена до 1070, затем до 535 анализов и т. д., пока, наконец, количество анализов не достигло 16. Поочередно по всем сокращенным анализам строились гистограммы. На рис. 5.30 показано большинство из построенных гистограмм, по которым можно проследить, как выглядят распределения анализов в пределах координатного пространства с разным количеством анализов. Удивительно, но абсолютно по всем построениям наблюдался неизменный максимум с координатами 7–8 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO, даже когда количество анализов достигло 16. Лишь при сокращении выборки в 2 (1070 анализов) и в 4 раза (535 анализов) помимо основного максимума появлялся дополнительный пик с координатами 6–7 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO. Примечательно, что чем меньше становилось анализов, тем более контрастным получался максимум. В пользу того, что такое сокращение вполне правомочно и каждая сокращенная выборка все же отражает особенности состава минерала и его вариации, говорит тот факт, что по всем сокращенным пробам средние значения по оксидам оставались почти неизменными, варьируя лишь на первые десятые и даже сотые мас.%, в большую или меньшую сторону. Например, если среднее содержание по магнию и железу для полной выборки в 2140 анализов составляло 20,88 и 7,60 мас.%, то для выборки в 66 анализов — 20,85 и 7,71 мас.% соответственно.

Подобный эксперимент был проведен и на гранатах из тр. Новинка, по которой имелся 791 анализ с менее контрастным максимумом в координатах 7–8 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO, а также по тр. Поисковая (905 анализов), гранаты которой значительно дифференцированы по составу с незначительным преобладанием максимума в координатах 6–7 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO над остальными пиками. Для тр. Новинка максимум оставался неизменным как при 791 анализе, так при сокращениях (395, 197, 98 ан.), в том числе когда количество анализов составило 58. По тр. Поисковая картина выглядела несколько иначе: максимум оставался неизменным при 905, 452 и 226 анализах, хотя при 226 анализах появился дополнительный пик в координатах 7–8 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO. При дальнейшем сокращении анализов до 113 на ТГ появилось три равных пика в разных координатах, включая и максимум с 6–7 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO. При достижении количества зерен 56 пик на ТГ сместился и занял координаты 9–10 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO. Как видно из приведенных выше примеров, значительное увеличение анализов в большинстве своем не оказывает существенного влияния на их распределение в пределах координатного пространства и не повышает представительности пробы: максимум остается неизменным как при нескольких тысячах анализов, так и при нескольких десятках. Исключение могут составлять те случаи, когда минерал сильно дифференцирован по составу, что более характерно для гранатов, как, например, для тр. Поисковая. При значительном разбросе минерала по составу, для того чтобы появился какой-то один более-менее контрастный пик, необходимо более значительное количество анализов, которое может достигать нескольких сотен. Но даже и при незначительном количестве анализов образ минерала на трехмерных гистограммах, пусть и с несколькими пиками, будет все же характерным образом того или иного минерала конкретного объекта. Однако в этом случае, для того чтобы данный образ

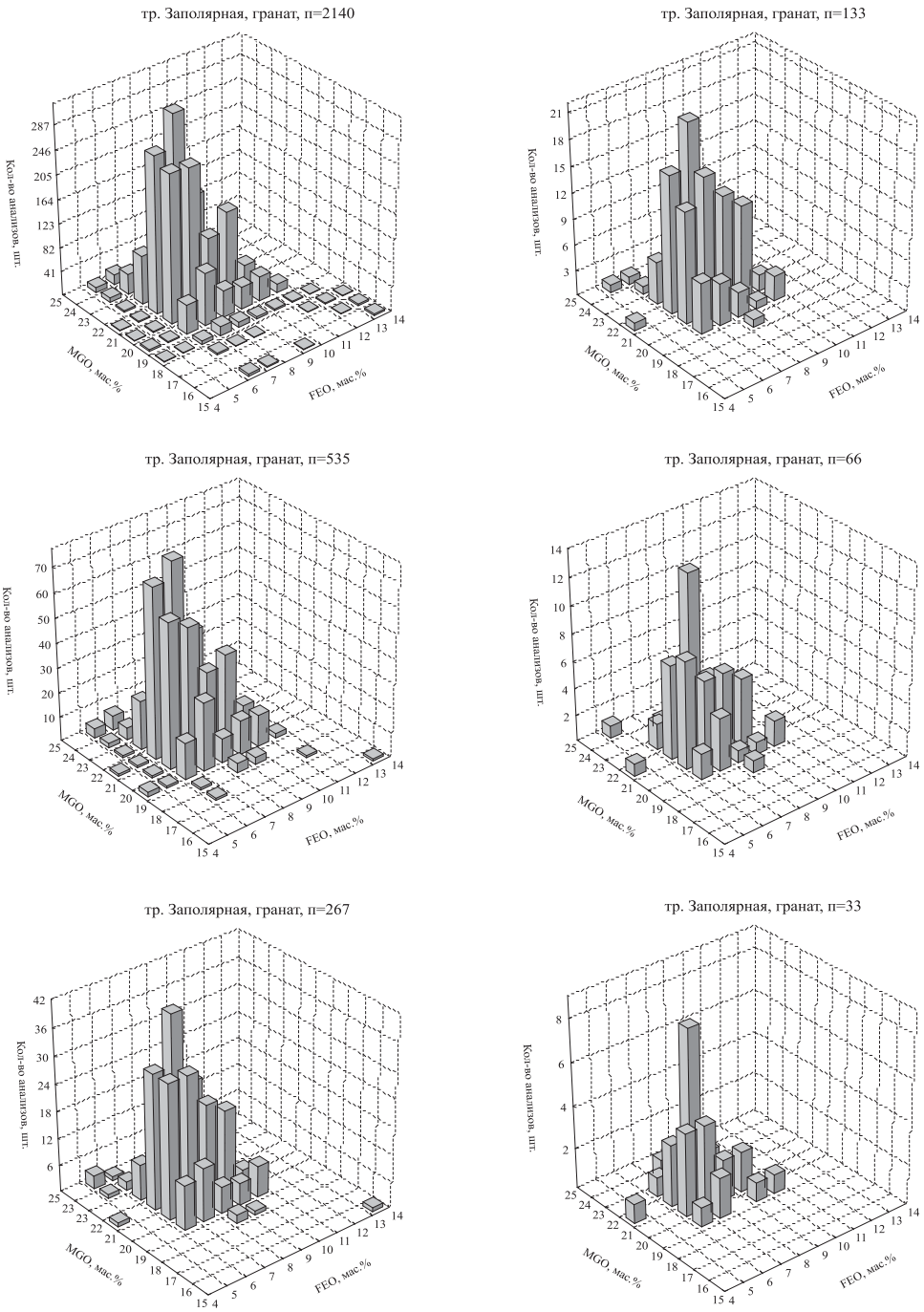


Рис. 5.30. **Характерный максимум для гранатов из тр. Заполярная при разном количестве анализов**

не менялся, принципиально важно примерно равное количество анализов между сравниваемыми выборками. При незначительной дифференцированности минерала по составу, когда на гистограммах виден довольно контрастный, выделяющийся максимум, разница в количестве анализов между сравниваемыми объектами не имеет принципиального значения. Данный вывод получил подтверждение при аналогичном эксперименте с пикроильменитами и хромшпинелидами. Подобное сокращение было проверено на пикроильменитах уч. Северо-Западный Алакит-Мархинского района, по которому имелось 1392 анализа, а также на хромшпинелидах из тр. Заполярная Верхне-Мунского поля (770 ан.). По пикроильменитам эксперимент проводился по всем трем разверткам ($MgO–Cr_2O_3$, $TiO_2–Cr_2O_3$ и $FeO–MgO$), по хромшпинелям гистограммы строились также в двух проекциях: по $Cr_2O_3–MgO$ и $MgO–TiO_2$. В ходе поэтапного сокращения числа анализов данных минералов проверялся их средний состав по оксидам, который оставался практически неизменным в обоих случаях. В результате эксперимента выяснилось, что и для пикроильменитов, и для хромитов сокращение анализов не повлияло на основной максимум, которой оставался неизменным абсолютно по всем проекциям, как при максимальном количестве анализов, так и при минимальном (42 для пикроильменитов и 47 для хромшпинелидов). Чтобы не приводить многочисленные графики, на рис. 5.31 показаны гистограммы только по одной развертке $MgO–Cr_2O_3$ для пикроильменитов, а на рис. 5.32 — по $Cr_2O_3–MgO$ для хромшпинелидов. По этим рисункам можно проследить, как меняется образ минералов при разном количестве анализов при неизменном максимуме.

Приведенные примеры достаточно показательны, и из них следует, что увеличение количества анализов не повышает представительность пробы при данном методе. Таким образом, для идентификации ореола не имеет смысла увеличивать количество анализов до нескольких тысяч, это не только не повысит представительность выборки, но к тому же и экономически нецелесообразно. Из опыта построения гистограмм следует, что минимально представительной выборкой для гранатов служат обычно 80–100 зерен, для хромита — 60–80, а для пикроильменита, как наиболее стабильного по составу из этих трех минералов, бывает достаточной выборка в 40–60 зерен. Но для большей достоверности проводимого сравнения, если есть возможность, желательно брать по 100 анализов любого из сравниваемых минералов.

При любом сравнительном анализе химизма МИК, в том числе с использованием МТГ, следует учитывать, что последующие геологические процессы модифицируют (усредняют) их исходный состав. Неучет данного фактора чреват существенными ошибками. При экзогенной эволюции гранатовая ассоциация, к примеру, может полностью обедняться оранжевыми разностями, которые будут иметь место в первичном источнике, и на это надо вносить определенные поправки. Хотя при преобладании ультраосновного парагенезиса доля эклогитовых гранатов незначительна и не повлияет на основной максимум, а будет занимать на гистограммах свой «угол» среди высокожелезистых низкомагнезиальных разностей. Если среди общей выборки эклогитовые гранаты пиропальмандинового ряда будут преобладать, необходимо вносить поправки в координатную сеть гистограмм, о чем будет сказано ниже. Но все же каждая минеральная ассоциация, сформировавшаяся в определенных условиях, будет обладать своими устоявшимися «жесткими» параметрами или характеристиками, и сокращение выборки до какого-то определенного минимально допустимого количества путем случайного отбора вполне оправдано.

Следует добавить, что для корректного сравнения необходимо, чтобы сравниваемые выборки были сопоставимы по гранулометрии, так как одни и те же минералы из разных гранулометрических классов могут существенно различаться по составу. В мелких классах больше лиловых разностей, в связи с чем гранулометрическая сортировка способствует разделению хромистых и малохромистых гранатов.

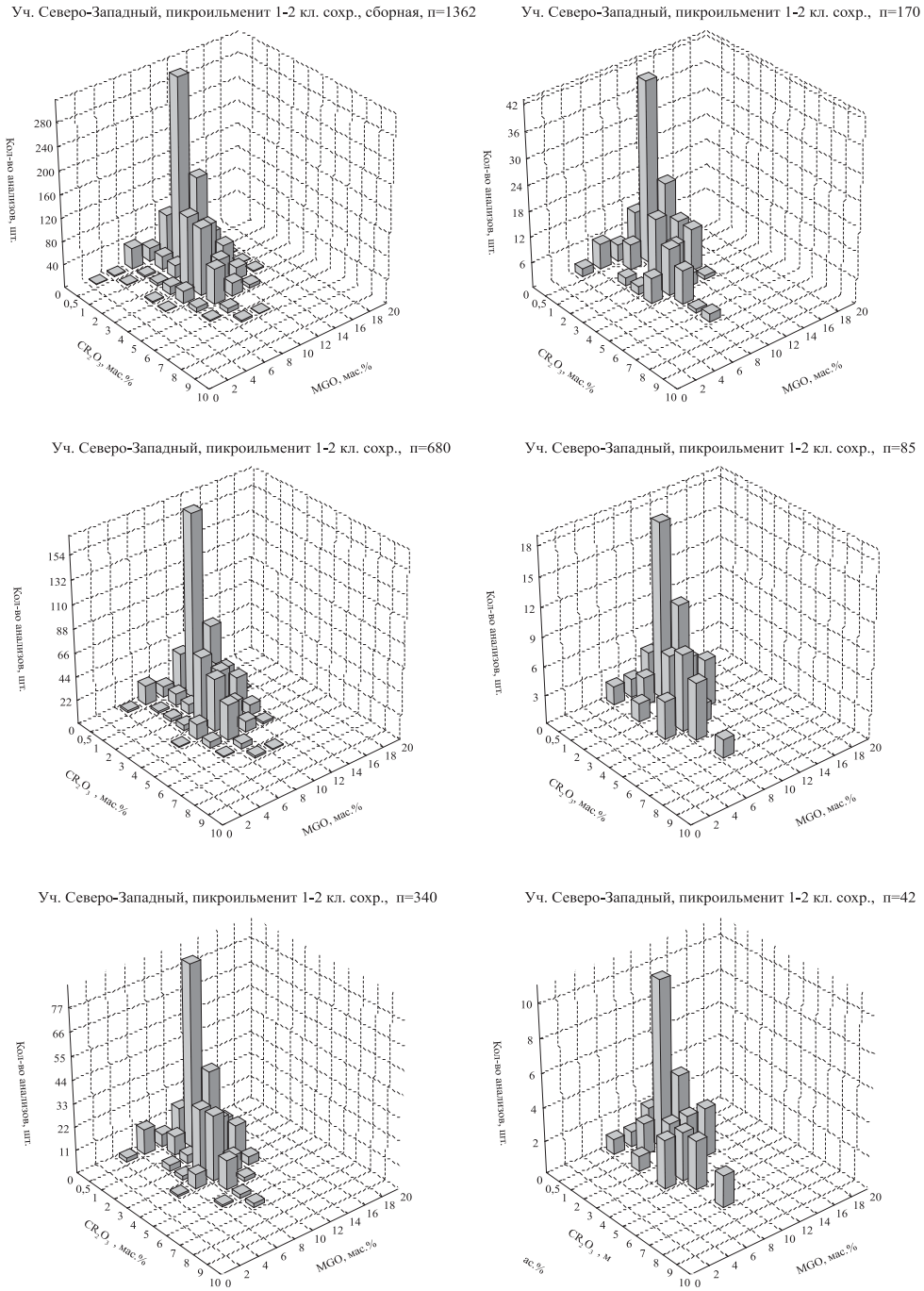


Рис. 5.31. **Характерный максимум для пикроильменитов уч. Северо-Западный при разном количестве анализов**

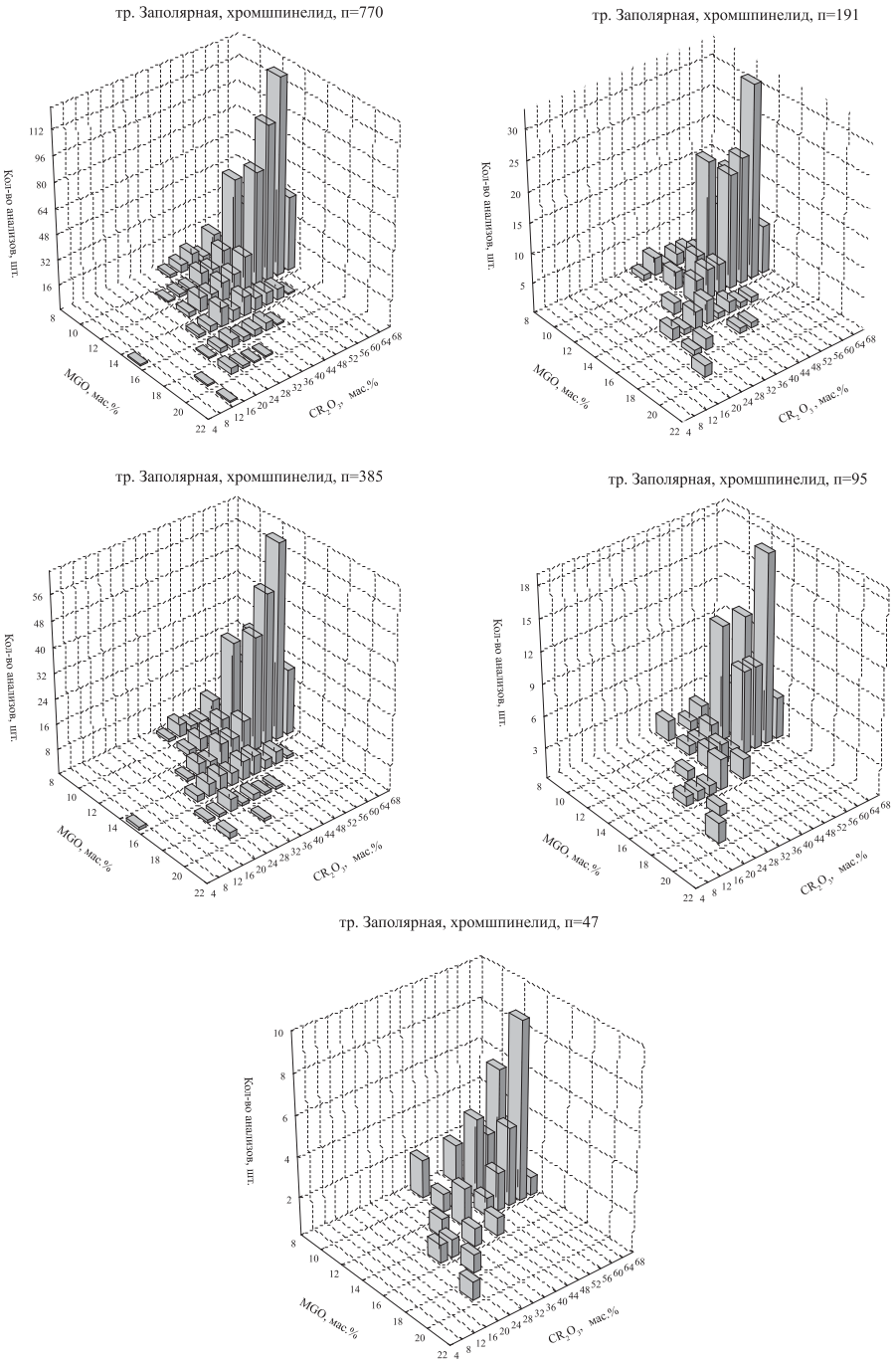


Рис. 5.32. **Характерный максимум для хромшпинелидов тр. Заполярная при разном количестве анализов**

Некорректно сравнивать состав граната двух участков, если на одном он отобран из кл. -1+0,5 мм, а на другом из -2+1 мм. Недопустимо любое обогащение одной из сравниваемых выборок, искусственное или естественное, в ущерб другой, будь то определенная размерность зерен или какая-то конкретная цветовая гамма. Нет смысла, к примеру, сравнивать гранаты из карбонового прибрежно-морского коллектора Кютюнгдинского грабена, минеральная ассоциация из которого прошла глубокую сортировку по гранулометрии и плотности в экзогенных условиях в соответствии с их гидравлической крупностью с накоплением узкого по составу и гранулометрии диапазону, с аналогичным минералом из осадков континентального генезиса, гранаты из которых обладают полным цветовым и гранулометрическим спектром. Облик минералов, сформировавшихся в прибрежно-морских литодинамических обстановках, резко отличается от минералов из ореолов, сформировавшихся в условиях суши. Именно поэтому «карбоновые» гранаты легко узнаются в континентальных осадках даже по единичным зернам, для этого совершенно необязательно изучать их состав. Но в данном конкретном случае важно найти в континентальных ореолах этой площади из любых по возрасту отложений (пермских или четвертичных) те МИК, у которых тот же источник, что и у гранатов из карбонового коллектора. Исходя из того, что прогноз коренных источников по прибрежно-морским ореолам практически невозможен, принципиально важно найти среди МИК из континентальных отложений аналог «морским» минералам. Вот в данном конкретном случае искусственное обогащение выборки оправдано и просто необходимо для получения хоть каких-то корректных положительных результатов. Отбор случайных выборок и «слепое» их сравнение в этой ситуации ничего не даст. В данном случае необходимо из континентального коллектора выбрать только тот цветовой спектр и только тот гранулометрический класс, которые накопились в отложениях карбона, и их сравнивать. Лишь такой сравнительный анализ может быть корректным, который поможет найти аналог «карбоновым» гранатам среди минералов континентальных отложений и тем самым ограничить и конкретизировать площадь поисков. Это должно являться первоочередной задачей в данном районе, так как по гранатам с континентальным износом можно уже более успешно вести поиск кимберлитовых тел. Таким образом, в данном случае следует решить как бы обратную задачу: необходимо установить не индивидуальность МИК или ореола в целом, опираясь на какую-то отличительную их особенность, а найти идентичность, аналогичность минералов из разных литодинамических обстановок.

Исследуя состав гранатов раздельно по цветовым разностям и проводя сравнение с помощью ТГ отдельно только лиловых пиропов, было установлено, что лиловые разности гранатов различных проб существенно различаются между собой по основному максимуму. Данное обстоятельство имеет очень важное значение, так как позволяет проводить сравнение между пробами, которые естественным или искусственным путем обогащены лиловыми пиропами и такое сравнение будет достаточно корректным, поскольку значительная дифференцированность состава именно лиловых пиропов позволяет это делать. Другими словами, если мы будем сравнивать гранаты различных проб, выбирая из всей цветовой гаммы только лиловые разности абсолютно во всех пробах, такое сравнение не будет лишено логики. Тем более что в общей выборке из первоисточника лиловые пиропы, как правило, преобладают. Причем такая же тенденция сохраняется и в ореолах рассеяния. Подобное сравнение оправдано именно в случаях с прибрежно-морскими ассоциациями, прошедшими сортировку в экзогенных условиях с накоплением узкого по составу и, соответственно, по цветовой гамме диапазону. По остальным цветам, кроме оранжевых, такую тенденцию необходимо проверять отдельно, особенно по розовым и красным гранатам, имеющим более узкий химический состав. Что касается оранжевых гранатов, то построение по ним ТГ и возможность проведения корректного срав-

нительного анализа рассмотрены более подробно ниже.

При сравнении гистограмм, построенным только по лиловым гранатам, с гистограммами по всей выборке этих же проб (для всей цветовой гаммы) в одних случаях наблюдался один и тот же пик как для лиловых гранатов, так и для всей цветовой гаммы, а в других случаях максимумы существенно различались. Первый вариант наблюдался в пробах, где лиловые гранаты имели абсолютное большинство, второй — когда кроме лиловых разностей имели значительное распространение и другие цвета. Таким образом, сравнение проб будет некорректным, если в каких-то пробах будет иметь место обогащение выборки какой-то одной цветовой разностью, а в других нет. Сравнение не будет лишено смысла лишь в тех случаях, когда в сравниваемых пробах будут иметь абсолютное большинство гранаты определенного цвета.

Кроме чисто визуального отличия, видимого на трехмерных гистограммах при сравнении объектов, данные гистограммы несут и генетическую нагрузку. Так, максимум для гранатов, соответствующий координатам 6–7 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO, образуют преимущественно уваровит-альмандин-пиропы из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов со среднехромистым гранатом [41]. Пик с координатами 7–8 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO, наблюдаемый у гранатов из трубок 325 лет Якутии и Малая Верхне-Мунского поля, наиболее характерен разностям из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов с низко- и среднехромистым гранатом. Гранаты трубок Заполярная и Новинка этого поля, образующие максимум в координатах 7–8 мас.% FeO и 21–22 мас.% MgO, представлены чаще альмандин-пиропами из алмазоносных и слабоалмазоносных равномернозернистых лерцолитов (часто катаклазированных), ильменитовых лерцолитов с низкохромистым титанистым гранатом. Примечательно, что гранаты из тр. Легкая данного поля, образующие своеобразный пик в координатах 4–5 мас.% FeO и 20–21 мас.% MgO (см. табл. 5.1), представлены обычно кнорригит-уваровит-альмандин-пиропами из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов с высокохромистым гранатом. Гранаты, обладающие максимумом с 8–9 мас.% FeO и 19–20 мас.% MgO, представлены чаще гроссуляр-уваровит-альмандин-пиропами из лерцолитов и вебстеритов с низкохромистым гранатом.

По пикроильменитам принадлежность к определенному парагенезису лучше интерпретировать с использованием всех трех соотношений ТГ, но даже по развертке TiO_2–Cr_2O_3 наблюдаются их генетические отличия. Так, максимум, соответствующий 50–52 мас.% TiO_2 и 0,5–1,0 мас.% Cr_2O_3, представляют преимущественно хромсодержащие пикроильмениты из включений в алмазе и перидотиты, в том числе и метасоматизированные. Пикроильмениты с максимумом 48–50 мас.% TiO_2 и 0,5–1,0 мас.% Cr_2O_3 представлены, в основном, хромистыми разностями из перидотитов и пироксенитов (энстатититов), а пик с координатами 44–46 мас.% TiO_2 и 0–0,5 мас.% Cr_2O_3 образуют в большинстве случаев низкохромистые ильмениты из эклогитов и эклогитоподобных пород. Примечательно, что пикроильмениты практически всех тел Верхне-Мунского поля представлены преимущественно одной группой — хромсодержащим магнезиальным ильменитом из перидотитов и ильменитовых пироксенитов, т. е. 11 группой по химико-генетической классификации [41]. Тем не менее некоторые из трубок этого поля (например, Зимняя) при одинаковых с другими трубками максимумах по MgO–Cr_2O_3 и TiO_2–Cr_2O_3 отличаются от остальных тел по соотношению FeO–MgO. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что сравнительный анализ составов минералов с использованием МТГ может быть применим для целей идентификации даже при одном и том же парагенезисе сравниваемых объектов или одинаковом их наборе.

Принадлежность хромшпинелидов к определенному парагенезису также можно проводить на основе ТГ. К примеру, максимум с координатами 60–64 мас.% Cr_2O_3 и 12–14 мас.% MgO образуют преимущественно разности из высокоалмазоносных

дунитов и гарцбургитов, которые встречаются в качестве включений в алмазах. Подобные хромшпинелиды характерны для трубки Заполярная (см. табл. 5.1), а также отмечаются в виде повышенного процента в трубках Поисковая и Новинка. Пик с координатами 56–60 мас.% Cr_2O_3 и 12–14 мас.% MgO характерен, в основном, для высокохромистыхшпинелидовизлерцолитов и гранат-клинопироксен-шпинелевых сростков. Хромиты с примесью магнетитовой компоненты из гранат-клинопироксешпинелевых сростков и катаклазированных лерцолитов чаще образуют максимум с 48–52 мас.% Cr_2O_3 и 8–10 мас.% MgO. Пик в кооординатах 40–44 мас.% Cr_2O_3 и 10–12 мас.% MgO соответствует среднехромистым шпинелидам из лерцолитов, а низкохромистые шпинелиды из лерцолитов нередко образуют максимум с координатами 28–32 мас.% Cr_2O_3 и 14–16 мас.% MgO. Хромшпинелиды большинства кимберлитовых тел Верхне-Мунского поля представлены высокохромистыми разностями из лерцолитов и соответствуют 3 химико-генетической группе [32]. Тем не менее на ТГ в совокупности по двум проекциям наблюдаются отличия между отдельными трубками (см. табл. 5.1).

Таким образом, использование МТГ предоставляет возможность генетической интерпретации полученных результатов. Следует добавить, что, изучая любой ореол МИК, включая всестороннее исследование состава слагающих его минералов, определяя их парагенетическую принадлежность, проводя сравнительный анализ и интерпретацию полученных результатов, важно правильно оценить поисковую обстановку, от чего в конечном итоге будет зависеть успех алмазопоисковых работ в данном районе. В отличие от задачи локализации, которая может быть решена только на карте, для решения задач идентификации не обязательно использование карты, они могут быть решены путем составления массивов данных и построения графиков. Хотя при работе с площадными ореолами или с отдельными участками, занимающими значительные территории, возможно использование карт для более наглядного отображения информации и оконтуривания отдельных участков и ореолов с одинаковым составом минералов.

Принципиальная схема идентификации ореолов по составу минералов на примере граната приведена на рис. 5.33. Имея на какой-либо конкретной территории с известными кимберлитовыми телами несколько ореолов МИК, изучая их состав и проводя сравнительный анализ с использованием трехмерных гистограмм с минералами из известных тел, можно провести их идентификацию. Другими словами, можно некоторые ореолы «привязать» к конкретным телам, а для других ореолов предположить их еще неизвестные источники. Так, к примеру, ореол № 1 довольно уверенно идентифицируется с тр. № 1, так как гранаты обоих этих объектов на гистограммах имеют не только совершенно одинаковый максимум с одними и теми же координатами, но примерно одинаковое распределение и дополнительных пиков. То же самое можно сказать и про ореол № 2, гранаты которого очень схожи по гистограммам с тр. № 2. Некоторое незначительное отличие наблюдается лишь в общем распределении дополнительных анализов, которые не влияют на основной максимум, что вполне допустимо, так как среди гранатов из ореола могут быть примешаны разности из дополнительных источников. В то же время ореол № 3, несмотря на то, что расположен рядом с тр. № 1, существенно отличается от нее по составу гранатов. С большой долей вероятности можно предположить, что гранаты из ореола № 3 не имеют связи с данной трубкой и источник их совершенно иной. То же можно сказать и об ореоле № 4, гранаты которого так же имеют свой самостоятельный источник, причем отличный от гранатов ореола № 3. По гистограммам видно, что гранаты ореола № 4 не имеют аналогов ни среди известных тел, ни среди известных ореолов.

На рис. 5.34 показана упрощенная схема прослеживания потока рассеяния кимберлитовых минералов на примере составов гранатов. Имея достаточное количество микрозондовых анализов по руслу

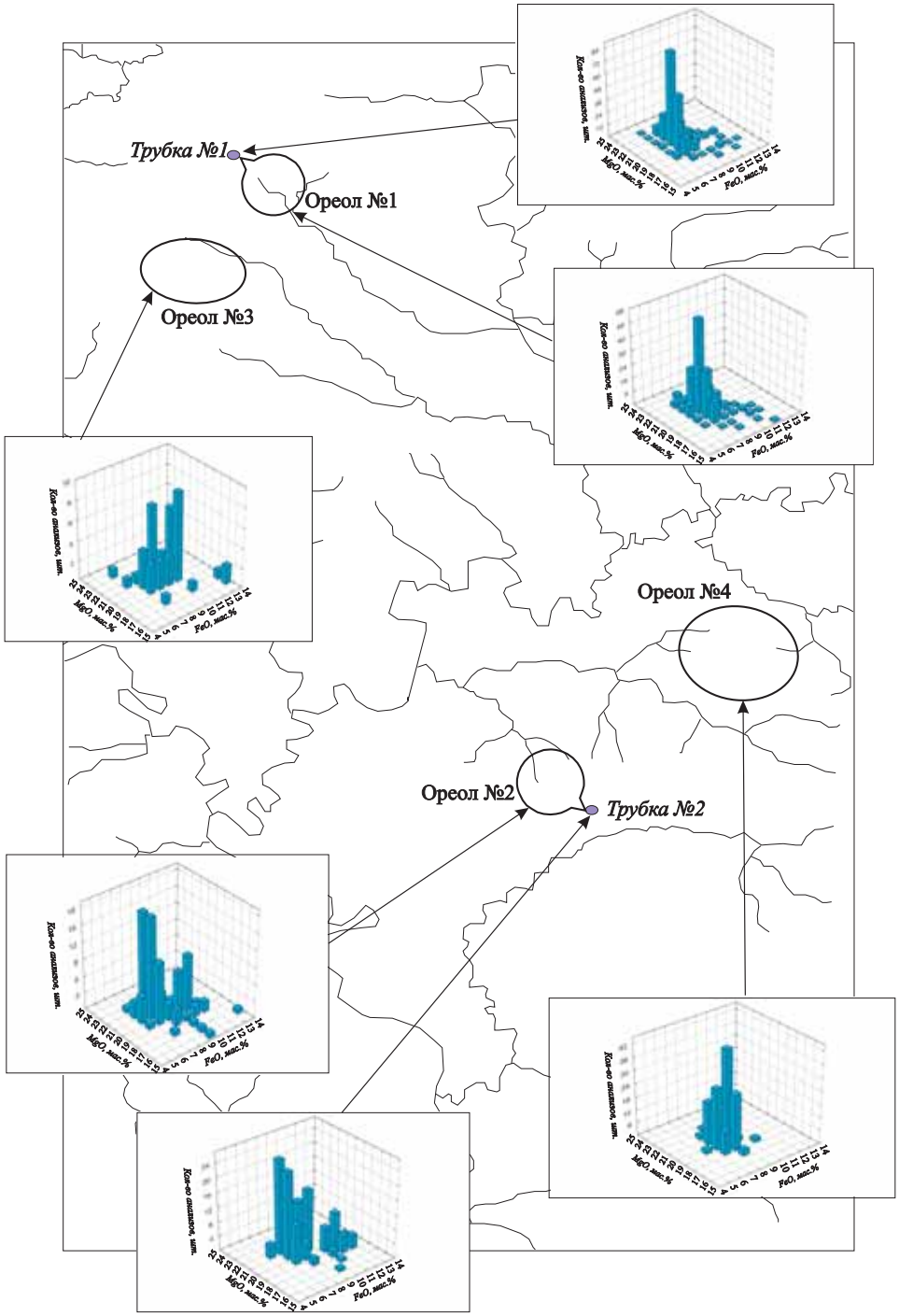


Рис. 5.33. **Принципиальная схема идентификации ореолов по химическому составу минералов**

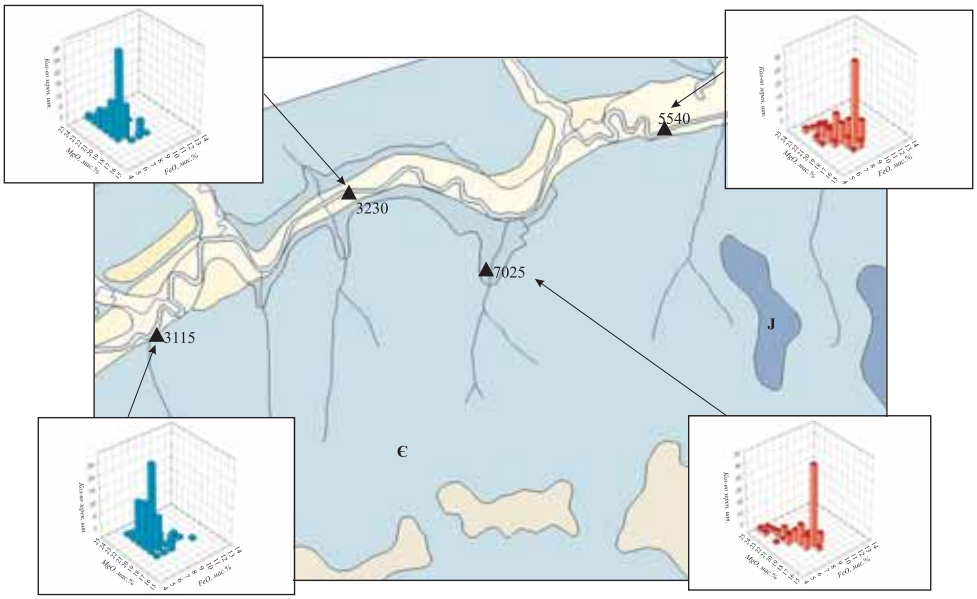


Рис. 5.34. **Пример прослеживания потока рассеяния кимберлитовых минералов по составу гранатов**

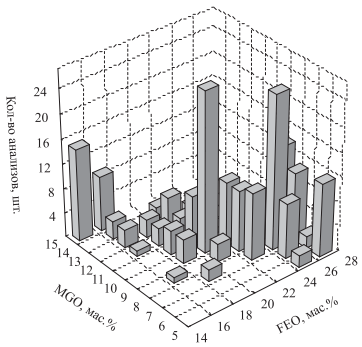
определенного водотока, можно, используя трехмерные гистограммы и анализируя состав гранатов с боковых притоков, определить, откуда происходит подпитка «новыми» минералами. Так, если в пробах 3115 и 3230 просматривается один определенный максимум, прослеживающийся, к примеру, на каком-то определенном достаточно протяженном отрезке русла и являющийся характерным для транзитных гранатов, то в пробе 5540 наблюдается уже иной состав гранатов, для которых характерен совершенно другой пик. Из рисунка видно, что поступление гранатов с иным составом происходит с правого притока, где в пробе 7025 наблюдается такой же максимум, как и в пробе 5540.

Важно, применяя метод ТГ, ясно представлять, какие задачи предполагается решить. Необходимо четко определить соответствие поставленных задач и принципиальные возможности данного метода. Хотя метод достаточно эффективен для целей идентификации, но он не способен, по-видимому, решить проблему локализации коренного источника. Исследуя особенности химизма МИК с использованием МТГ, вряд ли можно выйти непосредственно на тело. Это было бы и экономически нецелесообразно, так как необоснованно повлекло бы значительное увеличение электронно-зондовых исследований. Но с помощью метода ТГ имеется возможность локализовать или ограничить какую-то конкретную площадь предполагаемого местонахождения коренного источника или проследить направление перемещения материала. Ореолы из различных источников могут перекрываться, поэтому некоторые признаки идентификации (локальность, изолированность, их морфологические особенности и др.) могут нивелироваться или вообще исчезать. Проблема множественности источников и гетерогенности ореолов существенно затрудняет задачу идентификации. Данный метод поможет в решении проблемы гетерогенных ореолов, содержащих МИК из разных источников. Так, с помощью ТГ вполне определенно можно сделать вывод, что в конкретном ореоле действительно имеют место различные по составу минералы или что это все-таки обширный единый ореол со стабильным химизмом МИК.

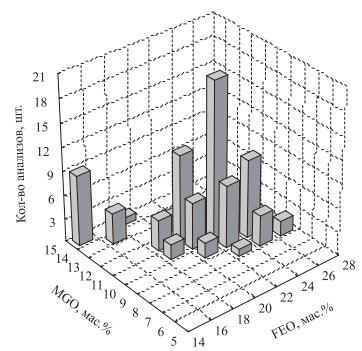
Причем это можно определить при схожей морфологии минералов. Вполне реально с помощью гистограмм выделить на фоне площадного однотипного ореола сообщества минералов со схожими параметрами, которые будут отличаться от состава площадных минералов, и на этом основании предположить для них самостоятельный источник. Следует отметить, что при работе со смешанными ореолами, прошедшими сложную историю своего развития, могут возникнуть сложности при интерпретации полученных результатов сравнительного анализа. На первый взгляд может показаться, что никакой закономерности в распределении анализов на гистограммах по площади ореола не наблюдается и метод не работает. Однако в этом случае важно рассмотреть в совокупности всю поисковую обстановку района — геологическую, шлихоминералогическую, палеогеографическую и др., и, проведя анализ всей имеющейся информации, сделать правильные выводы, что поможет в расшифровке ореола.

Возможно со временем, в процессе накопления большего количества материалов, включая анализы по другим эталонным объектам, появится возможность вовлечения и других оксидов в данный метод, особенно по гранатам. Применение дополнительных разверток, и в первую очередь с использованием таких оксидов, как Al_2O_3, MgO, CaO или Cr_2O_3, безусловно, повысило бы информативность и надежность метода. Но в нашем распоряжению, к сожалению, не было таких эталонных объектов, по которым можно было бы проверить «работоспособность» гистограмм в соответствующих координатах: там, где имелись полные анализы, не было подходящих объектов, а по эталонным объектам анализы имелись лишь частичные. Вполне возможно также, что для конкретных объектов или территорий возникнет необходимость в корректировке и самой шкалы для конкретных разверток (их шага). Например, для ореолов с низким содержанием хрома в пикроильменитах (< 0,5 мас.% Cr_2O_3) более рациональна разбивка шкалы с шагом не через 1, а через 0,1 мас.% Cr_2O_3. Кроме этого, следует иметь в виду, что предлагаемая для гранатов шкала в координатах FeO–MgO применима только к пиропам ультраосновной ассоциации. Гранаты эклогитового парагенезиса являются более железистыми (> 14 мас. % FeO) и менее магнезиальными (< 15 мас.% MgO), поэтому на данной гистограмме их состав выпадет из координатного пространства. Для эклогитовых гранатов пиропальмандинового ряда более приемлема шкала по этим же оксидам, но интервал значений по FeO должен ограничиваться значениями от 5 до 15 мас.% с шагом в 1 мас.%, а по MgO — от 14 до 28 мас.% с шагом в 2 мас.%. Внешний вид таких гистограмм представлен на рис. 5.35, где показаны гранаты из трех трубок — Ботуобинской, Нюрбинской (Накынское поле) и Малокуонапской (Куранахское поле), в которых содержание гранатов эклогитового парагенезиса наиболее высокое среди кимберлитовых тел ЯАП. Анализы по тр. Малокуонапская заимствованы из отчета Д. Д. Машталярчука [11 ф], а по трубкам Ботуобинская и Нюрбинская — из отчета А. Я. Ротмана [19 ф]. Из рисунка видно, что на всех трех гистограммах гранаты образуют довольно контрастные максимумы, что подтверждает оптимальность выбранной шкалы. Более того, у каждого тела наблюдается свой характерный пик, с отличными от других тел координатами. То есть состав эклогитовых гранатов различен для каждого приведенного тела, и это хорошо видно по гистограммам. Интересна ситуация по тр. Малокуонапская, которая, как упоминалось в разделе 1, не содержит гранатов алмазной ассоциации среди ультраосновного парагенезиса. Среди эклогитового парагенезиса преобладают гранаты 3 группы по классификации Доусона – Стефенса [49], которые встречаются в алмазоносных эклогитах. Но примечательно то, что повышенное содержание алмазов содержит блок, в котором преобладает ультраосновной парагенезис гранатов, не содержащий алмазной ассоциации по критерию Н. В. Соболева. Из блока, в котором преобладают эклогитовые гранаты, пробы содержат минимальное количество алмазов или они отсутствуют вообще. Данное обстоятельство требует более детального

тр. Ботуобинская, гранаты эклогитового парагенезиса, п=211



тр. Малокуонапская, гранаты эклогитового парагенезиса, п=90



тр. Нюрбинская, гранаты эклогитового парагенезиса. ш. 12/9, 20/6, п=78

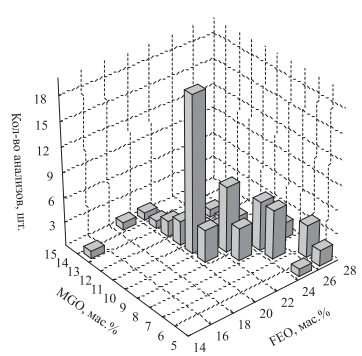


Рис. 5.35. **Внешний вид тройных гистограмм по гранатам эклогитового парагенезиса (трубки Ботуобинская, Нюрбинская, Малокуонапская)**

исследования составов гранатов различных парагенезисов с целью выяснения их связи с алмазоносностью кимберлитов.

Если предположить, что гранаты из любой представленной на рис. 5.35 трубки, прежде чем захорониться в каком-то промежуточном осадочном коллекторе, прошли глубокую гидравлическую сортировку и неоднократное переотложение, то идентифицировать такой ореол с известными телами по валовому определению составов гранатов будет практически невозможно. По данным А. Я. Ротмана, содержание низкохромистых гранатов эклогитового парагенезиса в трубках Накынского поля достигает 66 %, при резко подчиненном количестве ультраосновных гранатов. В процессе экзогенной эволюции минеральной ассоциации низкохромистые разности гранатов исчезнут первыми ввиду их физико-химической неустойчивости и в «зрелых» ореолах будут накапливаться высокохромистые гранаты ультраосновного парагенезиса. Поэтому, если в коренном источнике максимум для гранатов будет соответствовать, например, координатам 22–24 мас.% FeO и 10–11 мас.% MgO, то в осадочном коллекторе он может соответствовать 8–9 мас.% FeO и 19–20 мас.% MgO.

Таким образом, использование трехмерных гистограмм в предложенных проекциях, в ряде случаев и на определенном этапе алмазопоисковых работ, бесспорно, может оказать значительную помощь в решении ряда конкретных прогнозно-поисковых задач, особенно в комплексе с другими типоморфными признаками. Ориентировка только на какой-то один признак идентификации (морфологию, гранулометрию МИК и т. д.) не всегда надежна, более объективны данные с использованием комплекса типоморфных признаков шлиховых минеральных ассоциаций, в том числе и на основе особенностей химизма МИК. При использовании МТГ для сравнительного анализа важное значение имеет также правильная и корректная интерпретация полученных данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе автор попытался поднять и по возможности более детально рассмотреть наиболее важные, с его точки зрения, вопросы прикладного характера в отношении использования типоморфизма МИК в прогнозно-поисковых целях при алмазопоисковых работах. При этом предпринятые в работе исследования преследовали чисто практическую задачу — оказать помощь специалистам, занятым поисками и прогнозом алмазных месторождений. Рассмотрены морфология и морфогенез кимберлитовых минералов в совокупности двух взаимосвязанных геологических объектов: кимберлитовое тело — ореол. Предпочтение отдавалось тем вопросам, в отношении которых существуют спорные моменты или они освещены недостаточно широко. При этом автор понимает, что данная работа совершенно не претендует на полноту и законченность и она не является в полной мере окончательным трудом. Некоторые проблемы лишь отмечены, отдельные темы требуют дополнительного изучения, часть вопросов вообще осталась за рамками данной работы. В частности, необходимо дальнейшее изучение гексагональных пикроильменитов с целью выяснения условий их морфогенеза. В детальных дальнейших исследованиях нуждаются первичные и вторичные поверхности зерен МИК и морфологические особенности минералов, их систематизация по типам и генезису. Имеется потребность в выяснении дальности транспортировки таких кимберлитовых минералов, как хромшпинелид, оливин, хромдиопсид, циркон, магнетит, апатит с различным износом относительно коренного источника. Нуждается в решении вопрос влияния изношенных зерен МИК из вторичных коллекторов на дальность распределение первичных минералов хорошей сохранности относительно первоисточника в древних и современных ореолах. Одним из важнейших является вопрос изучения поведения минералов-индикаторов кимберлитов в морских условиях. Именно прибрежно-морские ореолы до настоящего времени практически выпали из прогнозно-поисковых построений, и данная проблема требует безотлагательного решения и внедрения в практику алмазопоисковых работ.

Возможно, не все исследователи согласятся с приведенными в книге выводами и заключениями, наверняка кого-то они не устроят вообще. Тем не менее, автор надеется, что рассмотренные в работе вопросы помогут геологам и минералогам в решении ряда конкретных задач генетического и прикладного характера. Если изложенные в монографии проблемы вызовут дальнейшие дискуссии, способствующие более углубленным исследованиям, — можно считать, что данная работа свою задачу выполнила.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алмазы Сибири / Под ред. А. П. Бурова, В. С. Соболева. — М.: Госгеолтехиздат, 1957. 158 с.
2. Алтухова З. А., Зайцев А. И., Шамшина Э. А. Кимберлиты интрузивной фации Дюкенского, Ары-Мастахского и Лучаканского полей (Якутия) // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж: ВГУ, 2005. С. 406–424.
3. Амшинский А. Н. Минералы-спутники алмазов из кимберлитов Далдыно-Алакитского района: Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. — Новосибирск, 1985. 17 с.
4. Амшинский А. Н., Блинчик Т. М., Кулигин С. С., Похиленко Н. П., Родионов А. С. Сравнительная характеристика минералов-спутников из кимберлитов Алакитского поля (Якутия) // Проблемы кимберлитового магматизма. — Новосибирск: Наука, 1989. С. 126–132.
5. Антипин И. И., Антипин И. Ив. Нетрадиционные источники индикаторных минералов кимберлитов бассейна реки Нижней Тунгуски // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. — Воронеж, 2001. С. 34–351.
6. Арсеньев А. А. Трещинная тектоника и алмазоносность восточной части Сибирской платформы // Геология алмазных месторождений. — М., 1963. С. 39–44.
7. Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы и Предтаймырского прогиба. — Л., 1960. С. 3–169.
8. Афанасьев В. П., Белик Ю. П., Ярош А. А. О новой морфологической разновидности пикроильменита из алмазоносных россыпей // Минералогический сборник Львовск. ун-та. 1976. № 30, вып. 1. С. 73–74.
9. Афанасьев В. П., Борис Е. И. Некоторые закономерности формирования древних ореолов рассеяния кимберлитовых минералов // Советская геология. 1984. № 6. С. 92–98.
10. 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.
11. Афанасьев В. П. Закономерности эволюции кимберлитовых минералов и их ассоциаций при формировании шлиховых ореолов // Советская геология. 1986. № 10. С. 81–87.
12. Афанасьев В. П., Герасимов А. Ю., Бабенко В. В. Самоогранение пикроильменита в процессе истирания как следствие анизотропии его механических свойств // Минералогическая кристаллография и ее применение в практике геолого-разведочных работ. — Киев, 1986. С. 159–163.
13. Афанасьев В. П. Основы шлихо-минералогических поисков месторождений алмазов: Автореф. ... дис. д-ра геол.-мин. наук. — М., 1991. 43 с.
14. Афанасьев В. П. Закономерности эволюции кимберлитовых минералов и их ассоциаций при формировании шлиховых ореолов // Геология и геофизика. 1991. № 2. С. 78–85.
15. Афанасьев В. П., Соболев Н. В., Кириллова Е. А., Юсупов Т. С. Относительная абразивная устойчивость пиропа и пикроильменита — индикаторных минералов кимберлитов // Докл. РАН. Т. 337, № 3. 1994. С. 359–362.
16. Афанасьев В. П., Похиленко Н. П., Логвинова А. М., Зинчук Н. Н., Ефимова Э. С., Сафьянников В. И., Красавчиков В. О., Подгорных Н. М., Пругов В. П. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1729–1741.

17. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. — Новосибирск, 2001. 276 с.

18. Афанасьев В. П., Горяйнов С. А., Елисеев А. П., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И., Надолинный В. А., Сонин В. М., Рылов Г. М. Изучение алмазов в геологоразведочном комплексе: Методическое пособие. — Якутск: Якутский филиал Изд-ва СО РАН, 2004. 300 с.

19. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н. Минералогические поиски месторождений алмазов: развитие, состояние, перспективы // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж: ВГУ, 2005. С. 1291–1318.

20. Бергер М. Г. Терригенная минералогия. — М.: Недра, 1986. 227 с.

21. Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Краснов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.

22. Бобриевич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харькив А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии / Под ред. В. С. Соболева. — М.: Недра, 1964. 192 с.

23. Бобров В. А. Генетическое значение гранат-клинопироксеновых парагенезисов из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции: Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. — М.: МГУ, 1997. 25 с.

24. Бовкун А. В. Минералогия оксидов из связующей массы кимберлитов Якутии (генетические и прикладные аспекты): Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. — М.: Геол. фак-т МГУ, 2000. 22 с.

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

26. Богатиков О. А., Гаранин В. К., Кононова В. А. и др. Архангельская алмазоносная провинция. — М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.

27. Боткунов А. И., Гаранин В. К., Крот А. Н., Кудрявцева Г. П. Роль включений в минералах спутниках алмаза в познании генезиса глубинных пород // Проблема кимберлитового магматизма. — Новосибирск, 1989. С. 111–119.

28. Божко Н. А. Геотектонические факторы локализации кимберлитов в свете современных данных // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: ВГУ, 2003. С. 360–365.

29. Боровиков В. П., Боровиков И. П. Statistica — Статистический анализ и обработка данных в среде Windows. — М.: Филин, 1997. 608 с.

30. Брахфогель Ф. Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск, 1984. 128 с.

31. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. — Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1979. 231 с.

32. Бушуева Е. Б., Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П. Банки данных, особенности химического состава и классификация шпинелидов из кимберлитов. — М.: ВИНИТ, 1992. 274 с.

33. Ваганов В. И., Варламов В. А., Фельман А. А. // Отечественная геология. 1995. № 3.

34. Васильева З. В. Апатит из кимберлитов и близких им пород Якутии // Изв. АН СССР, сер. Геология. 1976. № 3. С. 74–82.

35. Вержак В. В., Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Михайличенко О. А. К проблеме связи алмазоносности с минеральным составом кимберлитов и лампроитов // Геология рудных месторождений. 1988. № 2. С. 15–27.

36. Вуйко В. И., Горев Н. И. О генезисе пикроильменитов из верхнепалеозойских ореолов рассеяния кимберлитовых минералов Западной Якутии // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1994. Вып. 6. С. 67–73.

37. Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Сошкина Л. Т. Ильменит из кимберлитов. — М.: Изд-во МГУ, 1984. 240 с.

38. Гаранин В. К. и др. Состав и магнитные свойства оксидов из кимберлитов юго-западной окраины Анабарского щита // Исследования высокобарических минералов: Сб. тр. ИФЗ АН СССР. — М.: Наука, 1987. С. 108–149.

39. Гаранин В. К. Введение в минералогию алмазных месторождений. — М.: Изд-во МГУ, 1989. 200 с.

40. Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Черенкова А. Ф. Минералогия и петрография глубинных пород из кимберлитов юго-западной окраины Анабарского щита // Проблемы кимберлитового магматизма. — Новосибирск: Наука, 1989. С. 136–143.

41. 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.

42. Геология и генезис алмазных месторождений. Кн. 1. — М.: ЦНИГРИ, 1989. 242 с.

43. Геология и генезис алмазных месторождений. Кн. 2. — М.: ЦНИГРИ, 1989. 424 с.

44. Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, устойчивости и флуктаций. — М.: Мир, 1973. 270 с.

45. Горев Н. И. Тектонические исследования при прогнозировании коренных источников алмазов // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж: ВГУ, 2005. С. 1175–1202.

46. Горнштейн Д. К., Мокшанцев К. Б., Петров А. Ф. Разломы восточной части Сибирской платформы // Разломная тектоника территории Якутской АССР. — Якутск: Якутский филиал изд-ва СО АН СССР, 1976. С. 10–63.

47. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. — Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1961. 337 с.

48. Гужий Д. В., Ткачук Л. Г. О ступенчатой (черепитчатой) форме гранатов // Минерал: Сб. Львовск. ун-та. 1959. № 13. С. 65–73.

49. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983. 300 с.

50. Дьяков А. Г., Бартошинский З. В. Транспортировка и характер износа алмазов аллювиальных россыпей Западной Якутии // Алмазы Якутии. Петрография, минералогия и геология. — Москва: АН СССР, 1961. С. 123–135.

51. Зведер Л. Н., Щукин В. Н. К вопросу о природе разрывов на Далдынском кимберлитовом поле // Геология и геофизика. 1960. № 6. С. 132–134.

52. Зинчук Н. Н., Харькив А. Д., Мельник Ю. М., Мовчан Н. П. Вторичные минералы кимберлитов. — Киев: Наукова думка, 1987. 284 с.

53. Зинчук Н. Н. Вторичные минералы в кимберлитах, их количественное содержание, распределение и генезис // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков алмазных месторождений. — Мирный, 1998. С.122–124.

54. Зинчук Н. Н. Постмагматические минералы кимберлитов. — М.: Недра, 2000. 538 с.

55. Зинчук Н. Н., Борис Е. И., Яныгин Ю. Т. Особенности минерагении алмазов древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). — Мирный, 2004. 172 с.

56. Зинчук Н. Н., Герасимчук А. В., Гарат М. Н. Научно-техническое обеспечение геологоразведочных работ АК «АЛРОСА»: направления, структура, основные результаты исследований, проблемные задачи // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. — Мирный, 2003. С. 6–28.

57. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов основных площадей геологоразведочных работ АК «АЛРОСА» в Западной Якутии // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. — Мирный, 2003. С. 85–108.

58. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: Недра-Бизнесцентр, 2003. 603 с.

59. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И., Афанасьев В. П., Герасимчук А. В., Подвысоцкий В. Т., Мкртычьян Г. А. Прогнозные минералогические факторы коренной алмазоносности Байкитской области (Красноярский край) // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. — Мирный, 2003. С. 109–117.

60. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И., Борис Е. И. Среднемасштабное районирование территории Центрально-Сибирской алмазоносной субпровинции по типоморфным особенностям алмазов // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. — Воронеж, 2001. С. 376–392.

61. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Особенности алмазов из кимберлитовых тел Сибирской платформы // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж: ВГУ, 2005. С. 1000–1020.

62. Зольников Г. В. и др. Минералогия разновидностей кимберлитовых пород из трубки Мир // Минералогия и геохимия ультраосновных и базитовых пород Якутии. — Якутск, 1981. С. 64–74.

63. Иванов А. С. Разбраковка шлиховых ореолов по результатам микрозондовых определений составов МСА // Тез. докл. III Всероссийской и IV Сибирской конференции по рентгеноспектральному анализу. — Иркутск, 1998.

64. Илупин И. П., Кривонос В. Ф. Циркон и апатит — спутники алмаза в шлихах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1968. № 8. С. 47–49.

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

66. Илупин И. П. Высокохромистые хромиты из кимберлитов и ультрабазитов — сходства и различия // Руды и металлы. 2002. № 4. С. 54–58.

67. Имшенецкий А. И. О концентрации тяжелых минералов в аллювии по данным экспериментальных работ // Советская геология. 1959. № 7.

68. Каминский Ф. В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. — М.: Недра, 1984. 173 с.

69. Кисилёв А. И., Егоров К. Н. Инкратонные, окраинные мобильные пояса и алмазоносность протерозойской литосферы // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. — Мирный: ЯНИГП ЦНИГРИ, 1998. С. 51–53.

70. Колдаев С. М. О размещении кимберлитовых тел // Геология и геофизика. 1976. № 12. С. 16–24.

71. Колесников В. Л., Францессон Е. В. Термомагнитный анализ ферримагнитный минералов и возможности его использования при поисках кимберлитов // Совещание по геологии алмазных месторождений: Тез. докл. — Пермь, 1966. С. 68–70.

72. Коссовская А. Г. Минерагения терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. 206 с.

73. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986. 146 с.

74. Кротков В. В., Кудрявцева Г. П., Богатиков Е. П., Валуев Е. П., Вержак В. В., Гаранин В. К., Заостровцев А. А., Кононова В. А., Литинский Ю. В., Пашкевич И. Р., Степанов А. Н., Фортыгин В. С. Новые технологии разведки алмазных месторождений. — М.: ГЕОС, 2001. 310 с.

75. Кудрявцева Г. П., Посухова Т. В., Вержак В. В., Веричев Е. М., Гаранин В. К., Головин Н. Н., Зуев В. М. Атлас. Морфология алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов и родственных пород Архангельской алмазоносной провинции. — 1-е изд. — М.: Поляр. кр., 2005. 624 с.

76. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.

77. Кухаренко А. А., Михайлов Б. М., Орлова М. Т. К минералогии кимберлитов Либерийского щита (Западная Африка) // Советская геология. 1971. № 11.

78. Лазько Е. Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. — М.: Недра, 1979. 192 с.

79. Лапин А. В., Толстов А. В., Лисицин Д. В. Кимберлитовые и конвергентные породы: формационные петрогеохимические критерии. — М.: ИМГРЭ, 2004. 226 с.

80. Левашов К. К. Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Советская геология. 1975. № 10. С. 49–58.

81. Лелюх М. И., Крючков А. И., Устинов В. И. О закономерности пространственного размещения кимберлитов в Айхальском районе // Проблемы кимберлитового магматизма. — Новосибирск: Наука, 1989. С. 88–97.

82. Матухин А. П., Сахно В. Г., Дмитрук С. И. Геология, минералогия и изотопно-геохимическая характеристика пород алмазоносных трубок Курханской диатремы Приморья // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: ВГУ, 2003. С. 95–98.

83. Мацюк С. С., Платонов А. Н., Хоменко В. М. Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. — Киев: Наук. думка, 1985. 248 с.

84. Мацюк С. С., Зинчук Н. Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. — М.: Недра-Бизнесцентр, 2001. 428 с.

85. Мацюк С. С., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И., Кутузова Т. Я., Лашкевич И. В. Новые индикаторные признаки цирконов кимберлитового происхождения // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж: ВГУ, 2005. С. 674–678.

86. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского авлакогена. — М., 1975. 182 с.

87. Масайтис В. Л., Мащак М. С., Райхлин А. И., Селивановская Т. В., Шафрановский Г. И. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.

88. Махотько В. Ф., Никишов К. Н. Количественный частичный анализ гранатов на электронно-зондовом микроанализаторе // Минералогические особенности эндогенных образований Якутии. — Якутск, 1979. С. 24–31.

89. Методические указания по поискам коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе (Якутская алмазоносная провинция) / Под ред. В. А. Ерхова, Ю. М. Дауева. — Л.: НПО «Рудгеофизика», 1989. 64 с.

90. Месторождения алмазов СССР, методика поисков и разведки / Под ред. Б. М. Зубарева. Т. 1, 2. — М.: ЦНИГРИ, 1984.

91. Мещанчук В. Е., Толстов А. В. Геологоразведочные работы Ботуобинской ГРЭ: достигнутый уровень производства, актуальные проблемы и задачи научно-методического и производственно-технического обеспечения // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. — Мирный, 2003. С. 32–34.

92. Милашев В. А. Кимберлитовые провинции. — Л.: Недра, 1974. 238 с.

93. Милашев В. А. Структура кимберлитовых полей. — Л., 1979. 183 с.

94. Милашев В. А. Кимберлиты и глубинная геология. — Л.: Недра, 1990. 167 с.

95. Милашев В. А., Соколова В. П. Сравнительный анализ кимберлитовых полей Якутской и Русской провинций. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 130 с.

96. Минералогическая энциклопедия / Под ред. К. Фрея: Пер. с англ. — Л.: Недра, 1985. 512 с.

97. Митюхин С. И., Специус З. В. Включения в алмазах из кимберлитовой трубки Ботуобинская (Накынское поле, Якутия) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1246–1258.

98. Мишенин С. Г. Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы: Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. — Казань: КГУ, 2002. 29 с.

99. Мокшанцев К. Б., Еловских А. В., Ковальский В. В., Штех Г. И., Адамов С. Д., Брахфогель Ф. Ф., Голубева Т. В., Зимин Л. А. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1974. 97 с.

100. Никулин В. И., Лелюх М. И., Фон-дер-Флаас Г. С. Алмазопрогностика: Методическое пособие. — Иркутск, 2002. 320 с.

101. Округин А. В., Панков В. Ю., Махотько В. Ф. Акцессорные шпинелиды в траппах Сибирской платформы // Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии: Сб. научных трудов. — Якутск, 1983. С. 54–68.

102. Осовецкий Б. М., Курбацкая Ф. А., Лемешко А. П., Дружинин Г. В. Минералы-спутники алмаза в мезокайнозойских отложениях Кировской области // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Мат. Всероссийского совещания. — Сыктывкар: ИГ НЦ УрО РАН, 2006. С. 110–111.

103. Плотникова М. И., Салтыков О. Г., Кардопольцева О. И. Закономерности размещения алмазоносных россыпей Приленского района (Западная Якутия) // Геология и геофизика. 1967. № 11. С. 31–37.

104. Подвысоцкий В. Т., Егранова И. Г., Феоктистова Л. П. О магнетите из кимберлитов // Докл. АН СССР. 1982. № 2. С. 459–462.

105. Подвысоцкий В. Т., Белов Е. Н., Афанасьев В. П. К методике поисков погребенных месторождений алмазов минералого-палеогеологическими методами. — Иркутск, 1988.

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

107. Подвысоцкий В. Т. Использование рудного микроскопа для диагностики, изучения внутреннего строения зерен пикроильменитов из ореолов и определения природы кайм на их поверхности. Рекомендация. — Мирный: ЯНИГП ЦНИГРИ. 1999. 18 с.

108. Подвысоцкий В. Т., Зинчук Н. Н., Афанасьев В. П. Морфологические особенности индикаторных минералов. — Мирный: ЯНИГП ЦНИГРИ, АК «АЛРОСА», 2000. 72 с.

109. Подвысоцкий В. Т. Терригенные алмазоносные формации Сибирской платформы. — Якутск: Якутский филиал изд-ва СО РАН, 2000. 332 с.

110. Подчасов В. М., Минорин В. Е., Богатых И. Я. и др. Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки коренных месторождений алмазов. Книга 1. Коренные месторождения. — Якутск, Якутский филиал изд-ва СО РАН, 2004. 548 с.

111. Похиленко Н. П. Мантийные парагенезисы в кимберлитах, их происхождение и поисковое значение: Автореф. ... дис. д-ра геол.-мин. наук. — Новосибирск, 1990. 39 с.

112. Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой алмазоносности разновозрастных кимберлитов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. — Мирный, ЯНИГП ЦНИГРИ, 1998. С. 65–67.

113. Природа метаморфизма / Под ред. У. С. Питчера и Г. У. Флинна. — М.: Мир, 1967. 376 с.

114. Прокопчук Б. И., Кострюков М. С., Королева М. Н. Сохранность пиропа в зависимости от условий транспортировки рыхлых отложений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 5. С. 58–63.

115. Прокопчук Б. И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. — М.: Недра, 1979. 248 с.

116. Рябов В. В., Золотухин В. В. Минералы дифференцированных траппов. — Новосибирск: Наука, 1977. 393 с.

117. Салтыков О. Г., Эринчек Ю. М. и др. Позднепалеозойские терригенные коллекторы алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы. — СПб., 1991.

118. Сарсадских Н. Н., Попугаева Л. А. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе // Разведка и охрана недр. 1955. № 6. С. 11–20.

119. Сафронов А. Ф., Зольников Г. В., Махотько В. Ф. Сравнение составов гранатов из порфировых выделений в кимберлитовых породах, концентрата обогащения и ксенолитов ультраосновных пород // Парагенезисы минералов кимберлитовых пород. — Якутск, 1981. С. 23–35.

120. Сафронов А. Ф. Распределение гранатов и хромитов алмазной ассоциации в кимберлитовых породах Якутии: Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. — М., 1985. 22 с.

121. Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов. — Новосибирск: ОИГГМ, 1993, 248 с.

122. Смирнов Г. И. Характеристика минералов-спутников алмаза // Алмазы Якутии. Петрография, минералогия и геология. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 71–86.

123. Смольянинов Н. А. Практическое руководство по минералогии. — М.: Недра, 1972.

124. Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазоносности // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70–80.

125. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.

126. Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Похиленко Н. П., Соболев В. С. А. с. 589870 601 49/00 (СССР). Способ поисков алмазоносных кимберлитовых трубок. — Опубл. в Б. И., 1980, № 37. С. 321.

127. Соболев Н. В. Парагенезисы алмаза и проблема глубинного минералообразования // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. Вып. 4. 1983. С. 389–397.

128. Соболев Н. В., Шведенков Г. Ю., Королюк В. Н. и др. Азот в хромитах и оливинах, сосуществующих с алмазами // Докл. АН СССР. Т. 309, № 3. 1989. С. 697–701.

129. Скрябина Л. И., Ягнышев Б. С. Полевой определитель шлиховых минералов из аллювиальных осадков Якутии / Отв. ред. И. И. Колодезников. ГУП РС(Я) ЦГАЛ. — Якутск, 2005. 224 с.

130. Смирнов Г. И. Характеристика минералов-спутников алмаза // Алмазы Якутии. Петрография, минералогия и геология. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 71–86.

131. Тарских О. В., Тарских Е. В., Антонова Т. А. Вещественно-индикационные характеристики кимберлитовых трубок Иреляхская и Долгожданная (Далдыно-Алакитский район, Якутия) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: ВГУ, 2003. С. 155–159.

132. Трофимов В. С. Некоторые закономерности размещения месторождений на Сибирской платформе // Алмазы Якутии. — М., 1961. С. 142–153.

133. Уханов А. В., Никольская Н. Е., Галимов Э. М., Коптиль В. И., Зинчук Н. Н. Изотопный состав углерода алмазов коренных и россыпных месторождений Якутской алмазоносной провинции // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж: ВГУ, 2005. С. 1095–1110.

134. Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. — М.: Недра, 1968. 199 с.

135. Харькив А. Д., Белик Ю. П., Илупин И. П. О находке «кубоидов» пиропа на Сибирской платформе // Геология и геофизика. 1970. № 7. С. 117–120.

136. Харькив А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1978. 136 с.

137. Харькив А. Д., Квасница В. Н., Сафронов А. Ф., Зинчук Н. Н. Типоморфизм алмаза и его минералов спутников из кимберлитов. — Киев: Наукова думка, 1989. 184 с.

138. Харькив А. Д., Зуенко В. В., Зинчук Н. Н., Крючков А. И., Уханов В. А., Богатых М. М. Петрохимия кимберлитов. — М.: Недра, 1991. 304 с.

139. Харькив А. Д., Зинчук Н. Н. Атлас-определитель пород и руд месторождений алмазов кимберлитового типа. — М.: Недра, 1994.

140. Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Геолого-генетические основы шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1995. 348 с.

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

142. Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. — М.: Недра, 1998. 555 с.

143. Хмельков А. М. Тычанский алмазоносный район: проблема коренной алмазоносности // Актуальные вопросы природопользования и пути эффективного освоения минеральных ресурсов Эвенкии: Тез. докл. — Тура – Красноярск, 2001. С. 191–193.

144. Хмельков А. М. Некоторые особенности химизма минералов-спутников алмаза и использование их при сравнении и идентификации отдельных объектов // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. — Воронеж: ВГУ, 2001. С. 434–437.

145. Хмельков А. М. Возможности использования состава кимберлитовых минералов для идентификации объектов при алмазопоисковых работах // Материалы VI Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле»: Тез. докл. Т. 2. — Москва, 2003. С. 336.

146. Хмельков А. М. Особенности состава глубинных минералов из кимберлитовой трубки Хоркич (Эвенкия) // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. — Мирный: ЯНИГП ЦНИГРИ, 2003. С. 208–212.

147. Хмельков А. М. О природе шиповатой поверхности пикроильменитов (на примере ореолов Муно-Тюнгского водораздела) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: ВГУ, 2003. С. 256–258.

148. Хмельков А. М. Сравнительная характеристика мантийных и коровых хромшпинелидов // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: ВГУ, 2003. С. 258–260.

149. Хмельков А. М. Методика поисков алмазных месторождений на основе типоморфизма минералов-индикаторов кимберлитов: Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. — Москва, 2005. 26 с.

150. Хмельков А.М. Особенности состава ильменита из кимберлитов и конвергентных им пород // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж: ВГУ, 2005. С. 720–724.

151. Хмельков А. М. О генезисе кайм на пикроильменита Тайгикун-Нембинского кимберлитового поля (Эвенкия) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 2. С. 198–205.

152. Хмельков А. М. Оценка дальности переноса кимберлитовых минералов при алмазопоисковых работах // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Мат. Всероссийского совещания. — Сыктывкар: ИГ НЦ УрО РАН, 2006. С. 38–40.

153. Чёрный Е. Д., Балакшин Г. Д., Фёдоров Н. Н. Некоторые закономерности размещения трубок взрыва в Анабарском алмазоносном районе // Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР. — Новосибирск, 1967. С. 91–92.

154. Чёрный С. Д., Дак А. И. и др. Минералогические критерии и перспективы алмазоносности юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. — Воронеж, 2001. С. 437–442.

155. Чухров Ф. В. Некоторые вопросы типоморфизма минералов // Типоморфизм минералов и его практическое значение. — М.: Недра, 1972. С. 6–15.

156. Шамшина Э. А., Алтухова З. А., Бабушкина С. А. Дюкенское поле: его особенности и место среди других полей Якутской кимберлитовой провинции // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: ВГУ, 2003. С. 176–181.

157. Эрлих Э. Н. Тектоника Анабарской антеклизы и закономерности проявления кимберлитового и траппового магматизма // Геология алмазных месторождений. — М., 1963. С. 22–28.

158. Brakhfogel F.F., 1995, Ext. Abstr. Vol. 6 Intern. Kimberlite conf., Novosibirsk.

159. Dawson J.B., Stephens W.E. Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths // J. Geol. 1975. Vol. 83. P. 589–607.

160. Gurney J.J., Switzer. The discovery of garnet closely related to diamonds in the Finsch pipe, South Africa // Contribs. Mineral. Petrol. 1973/ Vol. 39. P. 103–116.

161. Mitchell R.H. Kimberlites. Mineralogy, geochemistry and petrology. N.Y., London, Plenum Press, 1986, 435 p.

162. Meyer M.O.A. Inclusions in diamonds // Manthle Xenoliths / Ed. Nixon P.H. John Wiley and Sons, 1987. P. 501–522.

163. Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G. Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures // Contribs. Miner. Petrol. 1971. Vol. 31. P. 1–12.

164. Sobolev N.V., Pokhilenko N.P., Afanasiev V.P. Kimberlitic pyrope and chromite morphology and indicators of diamond grade in Yakutian and Arkhangelsk provinces // Mid-Continent Diamonds, GAC-MAC Sympos., 1993. P. 63–69.

165. Shirey S.B., Harris J.W., James D. et al. Geochemical and geophysical perspectives on diamond formation beneath southern Africa // Slave-Kaapvaal workshop, 2001, September 5–9, Merrickville, Ontario, Canada. 2001. P. 160–162.

166. Simpsom G.S. Evidence of overgrowths on and solution of detrital garnets // J. Sediment. Petrol. 1976. Vol. 46, N 3. P. 689–693.

167. Simrin T., Smith J.V. Minor element distribution on olivine // J. Geol. 1970. Vol. 78, N 3, P. 304–325.

Фондовая литература

1. Афанасьев В. П., Харькив А. Д. Методические рекомендации по изучению гипергенных изменений минералов-спутников алмаза. Методическое руководство по изучению морфологии хромшпинелидов. — Айхал, 1980. Фонды АмГРЭ.

2. Афанасьев В. П. Развитие шлихоминералогических методов прогнозирования и поисков алмазоносных месторождений для сложных геологических условий древних платформ России и мира. — Мирный, 1999. Фонды ЯНИГП ЦНИГРИ.

3. Белик Ю. П. Поиски коренных и россыпных месторождений алмазов в бассейне средних течений рек Оленёк и Тюнг. Отчёт Оленёкской партии Амакинской экспедиции о результатах поисковых работ, проведённых в 1985–1987 гг. по Оленёкскому объекту. — Нюрба, 1988. Фонды АмГРЭ.

4. Гаранин В. К., Посухова Т. В., Сошкина Л. Т. Атлас морфологических особенностей минералов-спутников алмаза (кимберлитовые трубки Амакинская, Таежная, жила Ан-21, участок Юлегирский). — Москва: МГУ, 1981. 55 с. Фонды БГРЭ.

5. Зимин Л. А. Определение дальности переноса минералов-спутников алмаза и геохимическая съемка при поисках кимберлитов. (Отчет Тюкенской партии по теме: «Разработка методики поисков кимберлитов в закрытых районах» за 1963–1965 гг.). — Айхал, 1966. Фонды АмГРЭ.

6. Зимин Л. А. и др. Отчет о результатах работ по теме № 26: «Разработка критериев для поисков алмазоносных кимберлитовых тел на основе детального изучения минералов-спутников алмазов и вещественного состава кимберлитов с применением новейшей аппаратуры и методики исследований» за 1974–1977 гг. — Айхал, 1977. Фонды АмГРЭ.

7. Коптиль В. И. Отчет по теме № 40 «Комплексное изучение алмазов из кимберлитовых тел и россыпей Якутской алмазоносной провинции с целью выяснения возможностей прогнозирования качества сырья на стадии поисково-оценочных работ и выделение месторождений и участков с наиболее высокой стоимостью алмазов» за 1990–93 гг. — Айхал, 1993. Фонды АмГРЭ.

8. Костровицкий С. И., Яковлев Д. А., Серебренников Л. М. Информационный отчет по выполнению хоздоговора № 15/01: «Особенности изотопно-геохимического и минерального состава кимберлитов из месторождений Верхне-Мунского поля». — Айхал, 2005. Фонды АмГРЭ.

9. Кривонос В. Ф. Разработать методическое руководство по шлиховому и геохимическому опробованию на алмазы за 1991–96 гг. (Шлиховой объект). — Мирный: БГРЭ, 1996. Фонды АмГРЭ.

10. Манаков А. В. и др. Отчет о ревизионно-поисковых работах масштаба 1:500 000 по оценки перспектив коренной алмазоносности Анабаро-Оленекского междуречья в 1988-92 гг. — Чернышевский: ЧГРЭ, 1994. Фонды АмГРЭ.

11. Машталярчук Д. Д. Отчет о поисках коренных месторождений алмазов в верховьях реки Малая Куонапка за 1989–1992 гг. — Айхал, 1992. Фонды АмГРЭ.

12. Минорин В. Е., Подчасов В.М., Харькив А.Д. Отчет о результатах работ по теме «Составить монографию “Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки месторождений алмазов” за 1995–2000 гг.». — Москва, 2000. Фонды АмГРЭ.

13. Морозова Н. Е. и др. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки масштабов 1:25 000 и 1:10 000 и комплексных исследований перспектив алмазоносности в бассейнах рек Муна, Мунакан, Кююленке и Хахчан в 1995–2000 гг. — Айхал, 2000. Фонды АмГРЭ.

14. Панкратов А. А., Зимин Л. А., Петелина Н. А., Клочкова З. С. Отчет по теме: «Усовершенствование методики поисков кимберлитовых тел в Далдыно-Алакитском алмазаносном районе» (усовершенствование шлихового метода) за 1971–1973 гг. — Айхал, 1973. Фонды АмГРЭ.

15. Панкратов А. А., Зимин Л. А., Петелина Н. А., Клочкова З. С. Инструкция по методике шлихового опробования при поисках коренных месторождений алмазов. — Айхал, 1973. Фонды АмГРЭ.

16. Попивняк И. В. Отчет «Лабораторное изучение термоэлектрических свойств пикроильменитов и разработка методических основ их использования в практике поисков и оценки кимберлитовых тел» (окончательный отчет за 1984-1985 гг). — Айхал, 1985. Фонды АмГРЭ.

17. Попов И. П. Отчет о результатах работ по проверке рекомендаций по прогнозу кимберлитовых полей в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе и на сопредельных площадях в 1997–2001 гг.— Айхал, 2001. Фонды АмГРЭ.

18. Прокопьев С. А. Отчет о результатах поисков коренных месторождений алмазов на северо-восточном склоне Анабарского щита (бассейн р. Большая Куонапка) за 1995–2001 гг. — Айхал, 2001. Фонды АмГРЭ.

19. Ротман А. Я., Василенко В. Б., Зинчук Н. Н. и др. Комплексное изучение вещественного состава кимберлитов и ассоциирующих с ними магматических проявлений на территориях геологоразведочных работ АК «АЛРОСА» (объект «Коренные источники-2»). — Мирный, 2001. Фонды ЯНИГП ЦНИГРИ.

20. Устинов В. И. Отчет о результатах поисков коренных месторождений алмазов в бассейнах верхних течений рек Алакит, Марха, Сохсолоох в 1996–2001 гг. — Айхал, 2002. Фонды АмГРЭ.

21. Фолисевич М. Я., Морозова Н. Е., Цой И. Г. Отчет о результатах изучения остаточных перспектив коренной алмазоносности Далдынского кимберлитового поля в 2000–2003 гг. — Айхал, 2003. Фонды АмГРЭ.

22. Харькив А. Д., Сарычев И. К., Чёрный Е. Д. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на алмазы в бассейнах верхнего течения рек Марха, Моркока (1962–1963 гг.). — Айхал, 1964. Фонды АмГРЭ.

23. Хмельков А. М., Широченский В. Г. Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах рек Серки, Самальджикан, Кюлюнке, Хахчан в 2001–2005 гг. — Айхал, 2005. Фонды АмГРЭ.

24. Шаталов В. И., Яныгин Ю. Т. Отчет по теме «Перспективно-прогнозная оценка алмазоносности Средне-Мархинского и Муно-Тюнгского районов за 1993–97 гг.». Эйкский объект. — Мирный, 1997. Фонды БГРЭ.

25. Шаталов В. И., Яныгин Ю. Т. Отчет по теме: «Структурно-тектоническое и геолого-минералогическое районирование Вилюйско-Мархинской зоны в междуречье Ыгыатта-Марха-Тюнг в целях локализации площадей, перспективных на выявление месторождений алмазов за 2001–2005 гг.» (Ыгыатто-Тюнгский проект). — Мирный, 2005. Фонды БГРЭ.

26. Широченский В. Г. Отчет о результатах геолого-минерагенических работ масштаба 1:100 000 в бассейнах рек Муна, Тюнг, Марха, Вилюйкан, проведенных в 1989–91 гг. по Ревизионному объекту. — Айхал, 1991. Фонды АмГРЭ.

27. Широченский В. Г. Отчет о поисках коренных месторождений алмазов в бассейнах верхнего и среднего течения р. Муны и р. Оленёк (район Маакской петли) за 1993–96 гг. (Мунский объект). — Айхал, 1996. Фонды АмГРЭ.

28. Широченский В. Г. и др. Отчет о проведении ревизионно-тематических работ по теме «Изучение перспектив коренной алмазоносности Ковино-Кординской зоны в 1998–2000 гг.». — Айхал, 2000. Фонды АмГРЭ.

29. Широченский В. Г. и др. Отчет о результатах работ по оценке перспектив коренной алмазоносности северо-восточного борта Тунгусской синеклизы в 2004–2007 гг. — Айхал, 2007. Фонды АмГРЭ.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

ГЛАВА 1. Якутская алмазоносная провинция: краткие сведения 6

ГЛАВА 2. Методика и методы минералогических исследований 19

ГЛАВА 3. Особенности морфологии и состава важнейших минералов-индикаторов кимберлитов, их эволюция в экзогенных условиях и поисковое значение 44
3.1. Оливин 47
3.2. Гранат 52
3.3. Диопсид 67
3.4. Ильменит 70
3.5. Хромшпинелид 104
3.6. Магнетит 118
3.7. Циркон 127
3.8. Апатит 131

ГЛАВА 4. Закономерности и условия формирования ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов 136
4.1. Общие сведения 136
4.2. Миграционная способность кимберлитовых минералов 140
4.3. Определение дальности переноса минералов-индикаторов кимберлитов в зависимости от степени их механического износа 144
4.4. Классификация ореолов рассеяния и основные их характеристики 156
4.5. Основные типы поисковых обстановок и возможности шлихо-минералогического метода поисков 161
4.6. Основные принципы идентификации и локализации шлиховых ореолов 176

ГЛАВА 5. Новые методологические возможности использования типоморфизма минералов-индикаторов кимберлитов для идентификации поисковых объектов 179
5.1. Краткий обзор существующих методов сравнительного анализа 179
5.2. Принципиальная возможность применения метода с использованием трехмерных гистограмм (метода трехмерных гистограмм) для сравнительного анализа 184
5.3. Некоторые примеры апробации метода трехмерных гистограмм при алмазопоисковых работах 188
5.3.1. Использование трехмерных гистограмм для сравнительного анализа на примере конкретных кимберлитовых тел из бассейна р. Муна 189

5.3.2. Возможность использования трехмерных гистограмм для целей идентификации в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля 199
5.3.3. Использование трехмерных гистограмм для сравнительного анализа в пределах Далдыно-Алакитского района 218
5.4. Обсуждение результатов применения метода трехмерных гистограмм для сравнительного анализа и его возможностей 227

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 241

ЛИТЕРАТУРА 242
Фондовая литература 251

Научное издание

Хмельков Александр Михайлович

Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования
(на примере Якутской алмазоносной провинции)

Подписано в печать 17.03.2008. Формат 70×100/16. Гарнитура Ньютон.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 20,5. Тираж 190 экз.

Издательство «АРТА»
Новосибирск, ул. Русская, 39, оф. 630, тел. (383) 333-71-33
e-mail: print@arta.nsk.ru, http://www.arta.nsk.ru