

Э.А. Шамшина

**МИНЕРАЛЫ
КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД
В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ
ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

ЯКУТСК · 1986

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ
Институт геологии

Э.А.Шамшина

МИНЕРАЛЫ
КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД
В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ
ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Шамшина Э.А. Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. — 112 с.

В монографии охарактеризовано распространение минералов кимберлитового парагенезиса и приведены особенности их составов в терригенных отложениях осадочного чехла северной части Якутской алмазонасной провинции. Рассмотрены осадочные толщи, начиная с отложений раннего кембрия, и современный аллювий бассейнов рек Оленек, Анабар, Лена.

Автором приведены полные и частичные позерновые рентгеноспектральные анализы пиропов, ильменитов, хромшпинелидов, хромдиопсидов из разновозрастных отложений региона и сопоставлены с составами одноименных минералов из кимберлитовых трубок близлежащих кимберлитовых полей. Большая часть фактических данных публикуется впервые. Анализ полученных результатов проводится в историческом аспекте. Приводятся сведения об эпохах размыва кимберлитовых пород и россыпеобразования.

Книга рассчитана на геологов и минералогов, занимающихся изучением кимберлитового магматизма, россыпеобразования и аспектов алмазонасности.

Ил. 28. Табл. 11. Список лит. — 44 назв.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР

В. В. Ковальский

Рецензенты:

канд. геол.-минералог. наук *В.М.Мишин, Г.П.Михалев*

ВВЕДЕНИЕ

Лено-Анабарское междуречье, включающее в себя Оленекское поднятие, восточный и юго-восточный склоны Анабарского поднятия, характеризуется широким распространением разновозрастных фанерозойских магматитов базитового, кимберлитового, щелочно-ультраосновного и щелочного составов. На этой территории, являющейся северной частью Якутской кимберлитовой провинции, сосредоточено подавляющее большинство разнообразных кимберлитопроявлений провинции, относящихся, как это теперь уже убедительно доказано исследованиями сотрудников Института геологии Якутского филиала СО АН СССР, к четырем тектономагматическим циклам. На этой же территории за почти 30-летнюю историю изучения ее алмазности выявлено широкое распространение минералов кимберлитового парагенезиса или, как их традиционно называют, минералов-спутников алмаза и по площади региона, и в разрезе осадочного чехла платформы. Однако до последнего времени данные о составе минералов кимберлитового парагенезиса, содержащихся в грубообломочных фациях осадочных пород, были чрезвычайно ограничены, т.к. для их получения нужны были специализированные работы по сбору и исследованию этих минералов. Такие работы по целенаправленному сбору минералов кимберлитового парагенезиса из разновозрастных промежуточных коллекторов проведены большим коллективом геологов Амакинской экспедиции ПГО «Якутскгеология» и Космоаэрогеологической экспедиции № 3 ПГО «Аэрогеология», часть материалов нам любезно предоставило НПО «Севморгео». Некоторая часть материалов была собрана в процессе полевых работ автором и коллегами по лаборатории геологии кимберлитов Института геологии ЯФ СО АН СССР. Состав же отобранных минералов определялся на рентгеноспектральных микроанализаторах JXA-50 и САМЕВАХ-МІСRO сотрудниками кабинета рентгеноспектрального анализа Н.В.Лесковой, В.Ф.Махотко, Л.А.Павловой, С.С.Красильниковой. Таким образом, в распоряжении лаборатории геологии кимберлитов накопилось за последние 5 лет более 20000 полных и частичных позерновых микронзондовых анализов кимберлитовых минералов из разновозрастных осадочных толщ и аллювия. Представлялось целесообразным рассмотреть этот материал с единых методических позиций, систематизировать его и сравнить типомор-

физм кимберлитовых минералов из кимберлитовых трубок региона и из промежуточных коллекторов.

Наличие в разновозрастных терригенных отложениях минералов — потенциальных спутников алмаза, к которым относятся минералы кимберлитового парагенезиса: хромсодержащие магнезиальные маложелезистые гранаты, пикроильмениты с примесью окиси хрома, хромшпинелиды и хромдиопсиды, рассматривается нами в качестве признака возможной алмазоносности содержащих эти спутники толщ, т.е. признака того, что среди пород областей размыва, в определенный отрезок времени питавших бассейны седиментации, присутствовали алмазоносные кимберлитовые породы. Понимая некоторую условность выводов, аргументированных такими фактами, мы тем не менее принимаем, что одновременное присутствие в терригенной толще всех или нескольких минералов кимберлитового парагенезиса однозначно свидетельствует о кимберлитовом характере первоисточника этих минералов. При анализе особенностей содержащихся в какой-либо выборке минералов прежде всего обращалось внимание на наличие или отсутствие среди них минералов алмазной ассоциации (алмазного парагенезиса); к последним относятся хромистые малокальциевые пиропы, составы которых соответствуют одноименному полю на диаграмме $\text{CaO} - \text{Cr}_2\text{O}_3$ [Соболев Н.В., 1974], высокохромистые (более 62% Cr_2O_3) малотитанистые шпинели и с некоторой долей условности магнитные (содержание TiO_2 падает в них до 30—36%) пикроильмениты. Подавляющее большинство приводимых в монографии данных публикуется впервые. Материалы для монографии готовились в процессе плановых работ лаборатории геологии кимберлитов Института геологии ЯФ СО АН СССР. В своих исследованиях автору приходилось постоянно опираться на разработки, выполненные коллегами по лаборатории Ф.Ф.Брахфогелем, К.Н.Никишовым, А.Ф.Сафроновым. Работа проводилась в тесном контакте с руководством и геологами Амакинской экспедиции ПГО «Якутскгеология» (В.М.Подчасов, В.Ф.Кривонос, Л.А.Зимин, Н.Д.Петрова, В.Д.Стаднюк, Ю.П.Белик) и Космоаэрогеологической экспедиции №3 ПГО «Аэрогеология» (Л.М.Натапов, И.М.Битерман, А.А.Тимофеев, Ю.М.Сибирцев, А.Ю.Егоров, В.В.Селиванова). Данное исследование было бы невозможным без кропотливой технической работы по подготовке минералогических препаратов к анализу и последующей разноплановой обработке результатов, которая была проведена Л.В.Бузиковой, С.П.Липко, Н.Круминой.

Постоянную и всестороннюю помощь в исследованиях и при подготовке монографии автору оказывал руководитель кимберлитовой тематики Института геологии, член-корреспондент АН СССР **В.В.Ковальский**. Автор считает приятным долгом выразить всем вышеперечисленным геологам производственных организаций и сотрудникам Института геологии глубокую благодарность. Искренне признателен автор также кандидату геолого-минералогических наук В.М.Мишнину и ученому секретарю Института геологии Г.П.Михалеву, взявшим на себя труд по рецензированию данной работы.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ
КИМБЕРЛИТОВОГО ПАРАГЕНЕЗИСА
В РАЗРЕЗЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Наиболее древними породами региона, в которых установлено присутствие минералов-спутников алмаза, являются грубообломочные терригенные осадки томторской свиты юдомия, обнаженные в пределах Билиро-Уджинского поднятия [Докембрий..., 1976]. В гравелитах и конгломератах томторской свиты на фоне циркон-лейкоксовой ассоциации минералов тяжелой фракции в единичных знаках содержатся бледно-сиреневые пиропы, хромшпинелиды и хромдиопсиды, а в десятках знаков — округлые зерна просвечивающих (пикро?) ильменитов. Все эти зерна диагностированы только рентгеновскими и оптическими методами, а их химические составы не определялись.

Впервые на присутствие гранатов пиропового облика в конгломератах тюсерской свиты нижнего кембрия, обнажающихся в низовьях р. Лены в разрезах Булкурской и Чекуровской антиклиналей, обратил внимание Р.О.Галабала (ПГО «Аэрогеология»). Позднее в результате специальных опробовательских работ партий Космоаэрогеологической экспедиции № 3 под руководством Ю.М.Сибирцева и А.А.Тимофеева, а также наших работ были выделены гранаты и рудные минералы из нижнекембрийских конгломератов лево- и правобережья нижней Лены, а также хромшпинелиды и гранаты из мелкогалечных кварцевых конгломератов кесюсинской свиты, обнажающихся в приустьевой части р. Беенчима. Гранаты из нижнекембрийских конгломератов, обнаженных в низовьях р. Оленек в устье реки Чускуна, были получены нами от В.Д.Стаднюка (Амакинская экспедиция ПГО «Якутскгеология»). Химический состав всех зерен этих минералов определен рентгенспектральным методом, результаты изложены в главе II.

Следующим по возрасту уровнем, на котором фиксируются минералы-спутники алмаза, является ранний карбон. Турнейский коллектор был выявлен В.В.Алексеевым по находкам пиропов в основании терригенной [Битерман И.М. и др., 1962] нижнекарбоновой толщи Кютюнгдинского грабена (р. Нючча-Юреге). Долгое время состав пиропов оставался неизученным, только в 1979 г.

геологами ЦНИГРИ [Прокопчук Б.И. и др., 1979] и нами [Шамшина Э.А. и др., 1979] был подтвержден факт присутствия именно пиропов в каменноугольных отложениях Кютюнгдинского грабена и дана их характеристика. К настоящему времени спутниконость раннекарбонových отложений установлена на территории практически всего грабена. Н.В.Соболевым, Ю.П.Беликом, Н.П.Похиленко и др. [1981] детально изучен в ряде точек спектр присутствующих здесь гранатов, а нами, кроме гранатов, изучались также ильмениты из турнейских отложений [Шамшина Э.А. и др., 1980]. Валунно-галечный материал конгломератов, составляющий 60—65% породы терригенной толщи, сложен исключительно местными верхнепротерозойскими и кембрийскими породами, обнаженными на близлежащих территориях. Присутствие в числе минеральных зерен конгломератов малотранспортабельного флогопита и местный состав валунно-галечного материала позволяют прогнозировать близкое расположение источников кимберлитовых минералов к Кютюнгдинскому грабену. Такими источниками могли в раннекарбоновое время быть среднепалеозойские кимберлитовые тела ряда полей, расположенные к юго-западу от грабена.

Турнейские конгломераты крестяхской свиты, обнаженные в пределах мыса Крестях (Северный Хараулах), в незначительном количестве и лишь спорадически содержат минералы кимберлитового парагенезиса. Нами в 1981 году из этих конгломератов отобраны и изучены гранаты, среди которых (см. ниже) встречены пиропы; отдельные зерна последних относятся к алмазной ассоциации.

Очевидно, карбонные отложения ранее были распространены на значительных территориях. Геологами Амакинской экспедиции ПГО «Якутскгеология» и НИИГА (НПО «Севморгео») в 60-х годах найдены многочисленные реликты таких конгломератов в бассейне р. Анабар (бассейн Эбеляха), а Б.И.Прокопчуком и другими [1970] в их составе определены многочисленные зерна пикроильменитов (4—7% MgO) и единичные зерна пиропов (диагностированы по оптическим данным).

В ряде точек в основании пермской толщи выделяются слои терригенного материала, сопоставимые по комплексу спор и пыльцы с отложениями катской свиты S_{2+3} , известными в Далдыно-Алакитском районе. Такого типа отложения, установленные на правом берегу р. Анабар [Пашкевич Н.Г., Петрова Е.К., 1975], также содержат минералы-спутники алмаза.

Могут рассматриваться в качестве промежуточного коллектора минералов-спутников алмаза и грубокластические отложения основания нижнепермской толщи. Впервые на присутствие последних в пермских отложениях Приленья указал В.Ф.Кривонос [Кривонос В.Ф., Прокопчук Б.И., 1973]. Позднее при целенаправленных

работах на этой территории геологами Амакинской экспедиции опробованы некоторые участки локализации отложений нижней перми, выделены из них гранаты и присланы нам на исследование (см. гл. II). Присутствие минералов-спутников алмаза в базалах нижнепермской толщи Приленья не исчерпывается теми точками, где они были нами изучены. Они, по-видимому, распространены значительно шире. Нами на предмет находок минералов кимберлитового парагенезиса были обследованы пермские отложения Булкурской антиклинали, восточных (бассейн Сололи) и западных (р. Бур) склонов Оленекского поднятия, но ни пиропы, ни пикроильмениты здесь не обнаружены. Правда, при геологосъемочных работах НИИГА в составе внутриформационных конгломератов верхней перми, развитых в верховьях р. Бур, отмечались редкие находки чрезвычайно мелких (мельче 0,1 мм) единичных зерен хромдиопсидов и пиропов, но их состав остался неизученным, а позже находки повторены не были.

Пермские отложения довольно широко развиты в бассейнах рек Беенчиме и Куойка. В основании разреза пермской толщи здесь на размытой поверхности кембрия залегают конгломераты мощностью до 5—6 м. В них обнаружены минералы-спутники алмаза — пироп и хромдиопсид [Рожков И.С. и др., 1967]. В западной части Лено-Анабарского междуречья геологами Амакинской экспедиции были установлены пиропы и хромшпинелиды в основании пермской толщи в бассейне р. Эбелях (см. ниже), а геологами НПО «Севморгео» на участке Томтор (бассейн р. Чымара) показано полное отсутствие последних в составе минералов тяжелой фракции нижнепермских отложений. Несомненно, что указанных точек совершенно недостаточно для суждения об истинной спутниконости пермской толщи, т.к. очевидна крайняя неравномерность содержания в ней спутников.

Работами Космоаэрогеологической экспедиции зафиксированы кимберлитовые минералы во внутриформационных конгломератах среднего триаса и в базальных отложениях карнийского яруса верхнего триаса в низовьях Лены [Гогина Н.И., 1978; Натапов Л.М. и др., 1980]. Эти горизонты обнаружены, прослежены и изучены в пределах хребтов Туора-Сис, Чекановского и Прончищева геологами ПГО «Аэрогеология». Характерными чертами триасовых отложений этих районов являются небольшая их мощность и чередование морских и континентальных фаций. В главе II приведены результаты исследований обнаруженных в триасовых отложениях минералов-спутников алмаза, среди которых наиболее многочисленны и лучше других изучены пиропы.

Раннетриасовые отложения, распространенные по северной периферии Оленекского поднятия в объеме индского и оленекского ярусов, изучены значительно хуже. Минералы-спутники алма-

за в их составе никем не фиксировались. Проанализированные нами гранаты и хромшпинелиды из отложений индского яруса, обнаженных в приустьевой части р. Бур, не свидетельствуют об их кимберлитовом происхождении.

Давно известны и более детально исследованы юрские промежуточные коллекторы алмаза и его спутников. Рэт-лейасовые отложения, аналогичные таковым в южной части Якутской кимберлитовой провинции [Рожков И.С. и др., 1963], на территории Лено-Анабарского междуречья не отмечались. На большей части региона юрский разрез начинается с нижнеюрских (плинсбахских) конгломератов. В бассейне Куойки базальные слои нижней юры содержат свежие и крупные минералы-спутники алмазов. Для нижнеюрских конгломератов этой территории характерна ильменитовая шлихоминералогическая ассоциация (содержание рудных минералов в тяжелой фракции отложений значительно выше 50%, а в ней преобладает ильменит). Наряду с рудными минералами в тяжелой фракции постоянно присутствуют в значительных количествах эпидот, гранат и циркон. Такой состав с незначительными вариациями характерен для отложений нижней юры во всех областях их локализации. Аналогичные отложения распространены в бассейнах нижнего течения Анабара, Уджи, в верховьях рр. Беенчима, Ары-Онгорбут. Повсюду здесь наблюдаются линзы конгломератов и гравелитов, содержащие зерна пироба, пикроильменита и хромдиопсида. Чаше других спутников встречается пироб, форма зерен у него угловатая, без каких-либо следов окатанности. Обычно зерна минералов-спутников крупнее зерен других шлихообразующих минералов (до 2 мм). Распространение минералов-спутников алмаза по разрезу и по площади неравномерное. Наибольшая их концентрация наблюдается в конгломератах и грубозернистых породах нижней части разреза среднего лейаса отложений бассейнов рек Чюемпэ-Юреге, Чымары, Борго-Токур, Булгунняхтах. Результаты изучения галечного материала [Осипова З.В., 1963] из базальных нижнеюрских горизонтов показывают, что он плохо сортирован и окатан, неоднороден по петрографическому составу по простиранию, т.е. имеет все признаки недалекого переноса при формировании конгломератов. В главе II охарактеризованы химические составы пиробов, ильменитов и хромшпинелидов из бассейнов Уджи и Чымары.

Наиболее широко юрские промежуточные коллекторы алмаза и его минералов-спутников распространены в Приленье, где наблюдаются все три уровня их локализации: один нижнеюрский (плинсбахский) и два верхнеюрских (келловейский и нижневолжский). Среди нижнеюрских отложений выделяются два генетических типа образований: прибрежно-морской и дельтовый [Рожков И.С. и др., 1967].

Нижнеюрские конгломераты прибрежно-морского генезиса установлены [Прокопчук Б.И., Израилев Л.М., 1962] в бассейне нижнего течения р. Молодо (р. Тит-Юреге), где они залегают на эродированной поверхности пермских континентальных отложений и имеют очень невыдержанную мощность в пределах 0,2—1,2 м. Гальки в составе конгломерата окатанные, округлые и уплощенные (3—4 см в поперечнике). Основная масса тяжелой фракции шлихов состоит из ильменита, размеры зерен которого 0,2—0,3 мм. На фоне мелких зерен «породообразующего» ильменита выделяются окатанные зерна пикроильменита размером 0,8—2,2 мм. Зерна пиропы, также окатанные, в составе отложений встречаются реже и более мелкие (0,7—1,1 мм), однако химический состав указанных минералов-спутников алмаза не изучался, да и сами нижнеюрские отложения остались мало исследованными.

Нижнеюрские дельтовые конгломераты и галечники установлены [Прокопчук Б.И., Израилев Л.М., 1964] в бассейнах рек Сюнгюде (рр. Харыйалах и Кюскюрджан) и Молодо (р. Барка), где грубокластические алмазо- и спутниконосные горизонты слагают всю толщу плинсбаха или ее среднюю и верхнюю части. Для этой толщи характерны многочисленные линзы конгломератов и галечников, причем внутри линз отмечается зональность в распределении грубообломочного материала, а в более крупных видна косая слоистость дельтового типа. В полосе нижнеюрских дельтовых отложений, вытянутой вдоль Предверхоянского прогиба, количество грубообломочного материала в разрезах с севера на юг закономерно уменьшается (от 80 до 40%). В том же направлении наблюдается увеличение содержаний ильменита и уменьшение содержаний граната. По всему объему горизонтов плинсбаха в его грубообломочных фациях встречается пироп, количество которого растет также с севера на юг.

В бассейне Муны отложения плинсбахского возраста распространены на водоразделе Муна — Мунакан — Чимидикян. Обнаруженные в них пиропы изучены нами (гл. II). Они отличаются крупными размерами и хорошей сохранностью.

Спутниконосность келловейских галечников установлена в южной части Приленской полосы их распространения, в бассейнах рек Еврашка-Сене, Арылах-Сене, Б.И.Прокопчуком [1964], а в северной ее части; в бассейне р. Элиетибийе, — геологами ПГО «Аэрогеология» Ю.И.Минаевой и Н.А.Цейдлером. Базальные конгломераты келловейских рыхлые, характеризуются ильменитовой шликхотоминералогической ассоциацией с гранатом, сфеном и цирконом. Из минералов-спутников алмаза в них найдены пикроильменит и пироп, размеры зерен последнего до 2 мм.

Нами изучены пиропы, пикроильмениты и хромшпинелиды из келловейских отложений бассейна р. Элиетибийе (сборы Л.М.Из-

раилева). Извлеченные из них минералы-спутники алмаза отличаются различной (плохой и хорошей) сохранностью; пиропы более крупных размеров, чем пикроильмениты и, особенно, хромшпинелиды (см. гл. II).

Единичные зерна пиропов встречаются почти по всему разрезу юрских отложений Приленья и приурочены к их грубообломочным фациям.

Следующим возрастным уровнем концентрации минералов кимберлитового происхождения являются нижневолжские конгломераты. Прибрежно-морские отложения верхов верхней юры протягиваются полосой на 400 км с юга на север в пределах Приверхоянского прогиба. На Лено-Сюнгюдинском междуречье и на правобережье р. Молодо они залегают на среднеюрских отложениях, а в северной части — на алеволитах и песчаниках келловейского возраста. Отложения описываемого горизонта меняются от конгломерата с содержанием галечного материала 75—80% до песчаника с 30—35% галек. По составу минералов тяжелой фракции в полосе развития нижневолжских отложений выделяются: южная часть, где развита ильменитовая (60—70%) ассоциация с цирконом и гранатом, средняя часть, включающая бассейны рр. Бычыкы, Суордах, Керююк, где вместе с минералами, отмеченными в южной части, широко распространены пироксены, и северная часть, отличающаяся высоким (44—56%) содержанием граната и пониженным (до 14—20%) содержанием ильменита. Из минералов-спутников алмаза в нижневолжских слоях найдены пикроильменит, пироп и хромдиопсид [Рожков И.С. и др., 1967]. Пикроильменит наблюдается повсюду, форма его зерен округлая, размер 1—3 мм, следов длительной транспортировки нет. Содержание пироба закономерно уменьшается с юга на север, есть ряд участков с повышенными его концентрациями. Много трещиноватых зерен, на некоторых сохраняются реликты келифитовых оболочек. По цвету пиропы очень разнообразны. В ряде мест в составе нижневолжских конгломератов отмечаются хромдиопсид (Огонер-Юрэх, Хороннох и др.) и оливин (р. Керююк), что позволяет предполагать [Рожков И.С. и др., 1967] для нижневолжских отложений Приленья существенно иные источники питания, чем более древние коллекторы области. Нами изучен состав пиропов из трех участков Приленья (Молодо-Горное, Юрский и Керююк), в последнем, кроме того, изучены хромшпинелиды (гл. II). Другими исследователями состав минералов-спутников из данного возрастного уровня не изучался.

Отложения меловой системы широко распространены на Лено-Анабарском междуречье. Они слагают приплатформенное крыло Приверхоянского прогиба и значительную часть Лено-Анабарского прогиба. Отложения представлены толщей континен-

тальных косослоистых песков и слабо уплотненных песчаников. Среди песков отмечается ряд пачек с алевролитами, аргиллитами и углями. При опробовании песков минералы-спутники алмаза в них не выявлены.

При исследовании бассейна р. Эбелях обнаружены реликты меловых песчано-алевритовых отложений, вскрытые буровыми работами Амакинской экспедиции ПГО «Якутскгеология». Нами изучен состав рудных минералов этих отложений, среди которых зафиксирован пикроильменит (гл. II). Этой точкой и исчерпываются на сегодняшний день сведения о минералах-спутниках алмаза в отложениях мелового возраста.

Отложения неогена Приленья представлены галечниками и, реже, песками, являющимися остатками покрова древних аллювиальных накоплений, местами сохранившихся по левобережью Лены. По генезису — это аллювиальные отложения быстрых потоков, неоднократно менявших русла и блуждавших по широкой площади. Часто такие образования называют «водораздельными галечниками», но в них собственно галечники обычно чередуются с прослоями песка. В пределах Приленья количество грубообломочного материала в неогеновых галечниках уменьшается с юга на север, а шлихоминералогическая кианит-цирконовая ассоциация меняется в этом же направлении на гранатовую. Из минералов-спутников алмаза здесь найдены пикроильменит (преобладает) и пироп, оба встречаются в виде мелких окатанных зерен, что указывает на их длительную транспортировку и неоднократное переотложение.

На территории верхнего и среднего течения р. Уджа неогеновые, а на большей части нерасчлененные неоген-четвертичные отложения хорошо сохранились на водораздельных частях. В их строении выделяются две пачки: нижняя и верхняя. В основании разреза нижней пачки имеются линзы и прослои галечников переменной мощности (0,5—3,0 м). Для обеих пачек характерен одинаковый минеральный состав тяжелой фракции: в примерно равных количествах (~20%) содержатся рудные минералы, гранаты и эпидот-цоизит, в меньших — сфен, моноклинные пироксены и роговая обманка. Нами определены химические составы гранатов и хромшпинелидов из неогеновых галечников рр. Некюлях (верховье Уджи) и Биллях (правобережье р. Анабар, гл. II).

Как видно из вышеизложенного, в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы зафиксированы довольно многочисленные находки минералов кимберлитового парагенезиса. Чем «моложе» промежуточный коллектор, тем шире спектр возможных источников кимберлитовых минералов в нем. Особенно трудно расшифровать историю формирования концентраций минералов-спутников алмаза в современном аллювии. Чтобы как-то

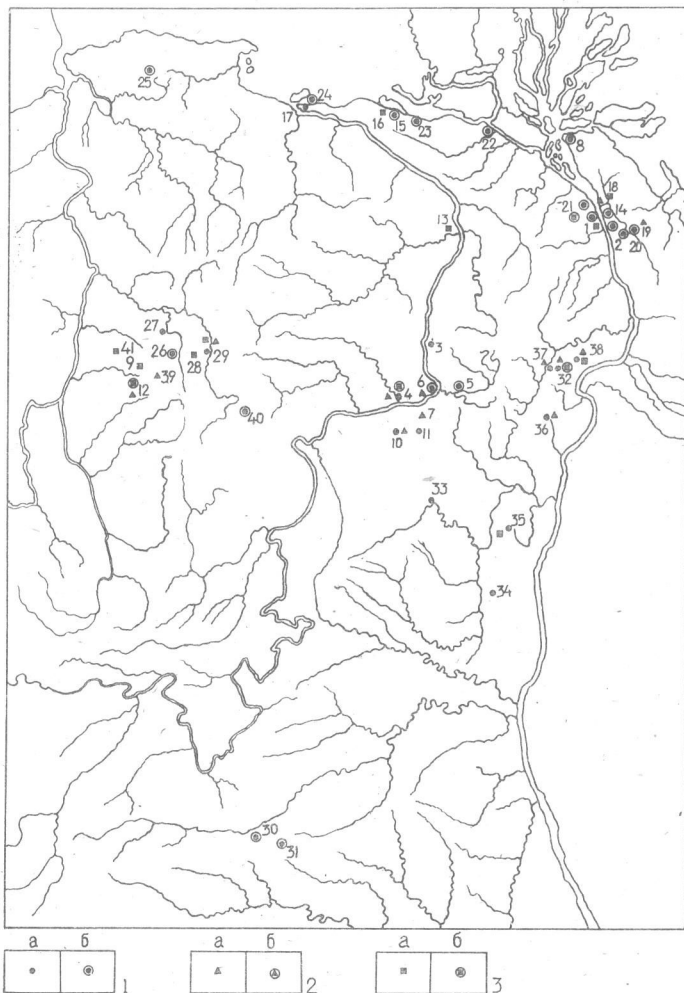


Рис. 1. Схема расположения точек изучения минералов-спутников алмаза в разновозрастных отложениях фанерозоя. Номера соответствуют местам отбора спутников из отложений:

1—4 — нижнего кембрия; 5—9 — нижнего карбона; 10—12 — нижней перми; 13 — нижнего триаса; 14—17 — среднего триаса; 18—25 — верхнего триаса; 26—31 — плинсбахского яруса нижней юры; 32 — келловейского яруса; 33—35 — нижневолжского яруса; 36—38 — верхневолжского яруса верхней юры; 39 — мела; 40, 41 — неогена.

Условные обозначения: 1—3 — минералы кимберлитового парагенезиса: 1а — пироп, 1б — то же алмазной ассоциации; 2а — пикроильменит, 2б — «магнитный» пикроильменит; 3а — хромшпинелид, 3б — то же алмазной ассоциации

упростить эту задачу, вернее, сделать принципиально возможным ее решение, совершенно необходимо знать типоморфизм одноименных минералов на всех возрастных уровнях их локализации. Именно этому вопросу посвящены две следующие главы настоящей работы. Все места находок изученных нами минералов-спутников алмаза показаны на рис. 1; около каждой точки условными знаками отмечено, какие именно минералы кимберлитового парагенезиса изучались в данном месте.

**ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ
КИМБЕРЛИТОВОГО ПАРАГЕНЕЗИСА
ИЗ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ**

**1. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ О ТИПОМОРФИЗМЕ
МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВОГО ПАРАГЕНЕЗИСА**

Значение пирропа, ильменита, хромдиопсида как минералов, сопутствующих алмазу в кимберлитовых породах, было подмечено еще при изучении кимберлитов Южной Африки [Williams A.F., 1932; Соболев В.С., 1951]. Позднее обнаружена специфика кимберлитовых хромитов и тенденция к положительной связи их содержания с содержанием алмаза в богатых алмазами трубках [Добрецов Н.Л. и др., 1966]. Общеизвестно, что пирропометрическая съемка на первых этапах развития алмазопромысловых работ явилась одним из основных методов поисков кимберлитовых трубок Якутии [Сарсадских Н.Н., 1958] и после соответствующего улучшения и детализации, связанных с широким развитием микронзондовых исследований, не утратила своего значения до настоящего времени. Исследованиями большого отряда советских и зарубежных ученых к настоящему времени достаточно детально сформулированы основные данные о типоморфизме кимберлитовых минералов, которые ниже будут изложены в самом общем виде, чтобы использовать их для целей настоящей главы.

1.1. Гранаты кимберлитовых пород

В кимберлитовых породах гранат присутствует в виде порфировых выделений в кимберлите-цементе брекчий и включений в оливинах, алмазах, а также в виде кристаллов в ксенолитах разнообразных ультраосновных и метаморфических пород и эклогитов. В кимберлите-цементе брекчий гранат отмечается практически постоянно, но наблюдаются различия в количестве и морфологии его зерен. Содержания граната в кимберлитовых брекчиях разных трубок могут отличаться на порядок, а в пределах одной трубки — в несколько раз в различных разновидностях кимберлитовых пород. Форма зерен изменяется от округлой до угловатой, часто округлые зерна окружены келифитовой каймой мощностью от 0,04 до 2,9 мм [Илупин И.П., Левшов П.П., 1970].

Гранаты кимберлитовых пород характеризуются широким спектром составов. Для разделения их многообразия по типам парагенезисов Н.В.Соболев предложил использовать диаграмму $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$, где каждому типу соответствует свое поле (рис. 2). Выделяются поля дунит-гарцбургитового, лерцолитового и верлитового парагенезисов. Малохромистые гранаты эклогитового парагенезиса образуют рой точек, вытянутый вдоль оси CaO . Отдельным полем в составе гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса выделено поле пиропов алмазной ассоциации. Содержание последних в составе общей выборки гранатов данного кимберлитового тела или россыпного проявления предложено параллелизовать со степенью алмазности этого тела или проявления [Соболев Н.В., 1971; Соболев Н.В. и др., 1978, 1980; Харьков А.Д., 1978].

Порфиновые выделения в кимберлитовых брекчиях могут быть продуктами дезинтеграции ксенолитов ультраосновных пород, так и кристаллизации кимберлитовых расплавов. Дж. Доусон и В.Стефенс, изучая составы кимберлитовых гранатов, пришли к выводу, что только одна группа гранатов, характеризующихся крупными размерами и такими средними значениями основных окислов, как (%): $\text{TiO}_2 - 1,09$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0,91$; $\text{FeO} - 9,84$; $\text{MgO} - 20,30$ и $\text{CaO} - 4,52$, должна считаться собственно кимберлитовой (иметь кимберлитовый генезис), а все остальное многообразие гранатов кимберлитовых пород может быть и ксеногенным [Dawson J.V., 1980]. Многие исследователи все гранаты кимберлитовых пород считают результатом дезинтеграции в кимберлитовом субстрате глубинных ксенолитов. Но независимо от генетической природы кимберлитовых гранатов они имеют достаточно четкую химическую специфику и отличаются от гранатов других пород повышенной магниальностью, переменной, но постоянно отмечающейся хромистостью, пониженной железистостью и т.д. Такие гранаты, если и встречаются в других породах (глубинных базальтах,

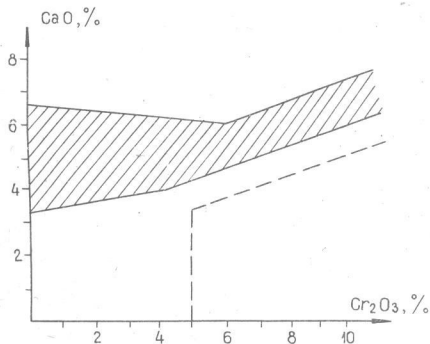


Рис. 2. Диаграмма $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ Н.В.Соболева для гранатов кимберлитовых пород. Заштриховано поле гранатов лерцолитового парагенезиса, пунктиром ограничено поле пиропов алмазной ассоциации

базитах анортозитовой ветви дифференциации), то содержатся в них в исчезающе-малых количествах и в еще меньших поступают в области размыва и аккумуляции. Кроме того, реальную возможность поступить в осадочные породы имеют только крупные выделения, т.к. гранаты на пути коренной источник → россыпь претерпевают механический износ и химическое растворение [Афанасьев В.П. и др., 1982, 1984].

1.2. Ильмениты кимберлитовых пород

Ильменит в кимберлитовых породах присутствует в виде крупных поликристаллических образований (порфиновые выделения), мелких кристаллов в основной массе, графических сростаний с клинопироксеном, кристаллов в ксенолитах ультраосновных пород, редких кристаллов, ассоциирующих с алмазами. В кимберлитах из даек ильменит окружен каймой рудного минерала (магнетита) и, как правило, мелкий (0,1—0,2 мм) [Табунов С.М., 1979; Гаранин В.К. и др., 1984].

В кимберлите-цементе брекчий ильменит встречается в форме крупных желваков и мелких кристаллов, некоторые из них окружены каймой перовскитового состава [Никишов К.Н., 1984]. Порфиновые выделения ильменита (дискретные нодулы, по Илупину И.П. и др., 1974) в кимберлитовых брекчиях имеют размеры от десятых долей до 3—5 мм. Чаще всего встречаются зерна ильменита размером 0,5 мм. По составу ильмениты кимберлитовых пород являются пикроразностями, в которых содержание MgO варьирует в пределах 5—15%, а TiO_2 — 30—55%. В краевых частях крупных зональных зерен и в мелких зернах ильменита основной массы отмечаются и более высокие значения MgO (до 20%). Представляя собой твердый раствор $MgTiO_3 - FeTiO_3 - Fe_2O_3$ с небольшой примесью MnO и Cr_2O_3 , ильмениты имеют сложный и переменный состав. Среди крупных ильменитов различаются магнитные, отличающиеся высоким содержанием гематитового минерала (30—40%), и немагнитные, с содержанием Fe_2O_3 ниже 20%. Магнитные пикроильмениты, не зафиксированные в составе ксеногенных ильменитов, многими авторами считаются типоморфными для кимберлитовых пород [Зольников Г.В. и др., 1976].

Немагнитные пикроильмениты обычны и в порфиновых выделениях кимберлита-цемента брекчий, и в ксенолитах ультраосновных пород.

Ильмениты, сингенетичные алмазу (из сростков с алмазом), характеризуются почти полным отсутствием Fe^{+3} и высокими значениями TiO_2 . Среди ильменитов, ассоциирующих с алмазом, отмечены уникальные разности: они выделяются низкими значе-

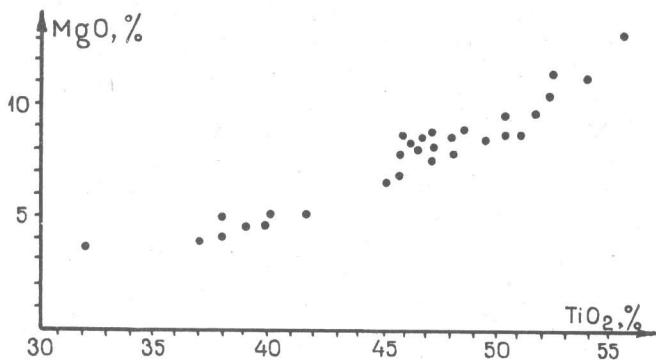


Рис. 3. Обобщенный график MgO—TiO₂ для ильменитов кимберлитовых пород [по Никишову К.Н., 1984]

ниями MgO (0,11—0,14%) и высокими FeO (47—48%). Такие ильмениты резко отличны от всех других ильменитов кимберлитовых пород.

Наиболее распространенными ильменитами кимберлитовых пород являются разности, аналогичные изображенным на рис. 3, где показан состав мономинеральных желваков ильменита из шести кимберлитовых трубок Якутии в координатах MgO—TiO₂.

1.3. Хромшпинелиды кимберлитовых пород

В кимберлитовых породах хромшпинелиды присутствуют в виде выделений в основной массе, сростаний с перовскитом, включений в алмазах и входят в состав ксенолитов ультраосновных пород. В концентраты кимберлитовых пород попадают гетерогенные хромшпинелиды [Ровша В.С., Илупин И.П., 1970; Соболев Н.В. и др., 1975]. На диаграмме Al₂O₃ — Cr₂O₃ хромшпинелиды кимберлитовых пород образуют диагонально вытянутый ряд точек от хромитов с содержанием Cr₂O₃ 64—68% до хромпикотитов с содержанием Cr₂O₃ 20%. У хромшпинелидов, ассоциирующих с алмазами, очень высок процент Cr₂O₃ (60—68) и низок — Al₂O₃ (не выше 7). Такие хромшпинелиды, относящиеся к хромитам алмазной ассоциации, отличаются также низкими содержаниями TiO₂ (ниже 1%) и малыми долями Fe³⁺ в кристаллохимической формуле хромитов. Эти хромиты сопоставимы только с хромитами метеоритов. Хромшпинелиды встречаются в кимберлитовых породах в значительно меньших количествах, чем другие минералы-спутники алмаза. Отношение хромита к сумме хромита и пирропа колеблется для разных кимберлитовых тел в интервале

0,5—20%, в большинстве случаев — 0,5—2,0%. Но в алмазах хромит встречается чаще пироба, поэтому хромит, сингенетичный с алмазом, обнаружить в кимберлитовом концентрате во много раз легче, чем пироб алмазной ассоциации. Кроме того, хромшпинелиды значительно устойчивее гранатов в процессах растворения и переноса, в силу чего они сохраняются при длительной транспортировке и захороняются в осадочные толщи.

При изучении зерен хромшпинелидов, извлеченных из кимберлитовых пород, установлено, что их состав совершенно не зависит от их морфологии [Соболев Н.В., 1974]. Это важно знать при исследовании хромшпинелидов, обнаруживаемых в россыпях. Согласно специальным разработкам, проведенным в Институте геологии ЯФ СО АН СССР и Институте геологии и геофизики СО АН СССР, существует прямо пропорциональная зависимость между алмазностью кимберлитовой породы и содержанием в ней хромшпинелидов алмазной ассоциации, поэтому констатация последних во вторичных коллекторах приобретает особую актуальность.

1.4. Клинопироксены кимберлитовых пород

Клинопироксены в кимберлитовых породах наблюдаются в основной массе, в сростках и ксенолитах. Клинопироксены основной массы представлены идиоморфными кристаллами размером до 1 мм и отличаются по составу от зерен клинопироксена ксеногенного характера, часто больших по размерам. Первые принадлежат серии диопсид-геденбергит и содержат меньше Al_2O_3 , Cr_2O_3 и Na_2O , но больше TiO_2 , чем вторые, относящиеся к диопсид-энстатитовой серии. Клинопироксены из основной массы более кальциевые, чем сопоставимые с ними по железистости ксеногенные клинопироксены [Никишов К.Н., 1984].

Характерной особенностью кимберлитовых клинопироксенов является постоянно фиксирующаяся примесь Cr_2O_3 , количество которой меняется в широких пределах. Наиболее богаты хромом клинопироксены, ассоциирующие с алмазами. Во включенных в алмазы клинопироксенах отмечается содержание Cr_2O_3 до 7,6%, в сростках с алмазом — до 1,8%, в клинопироксенах основной массы — до 1,2%. Примесь хрома влияет на цвет зерен клинопироксена. Хромистые клинопироксены кимберлитовых пород — хромдиопсиды узнаются по ярко-зеленой окраске, и их обнаружение в составе обломочных отложений дает дополнительную, хотя и не определяющую информацию об источниках их питания.

* * *

Ниже излагаются данные о составе тех минералов из обломочных осадочных толщ, которые в качестве первичной материнской

породы могли иметь кимберлитовую брекчию или кимберлит. При этом все минералы, извлеченные из терригенной толщи, источником которых **могли быть** кимберлитовые породы, вне зависимости от того, в какой форме они присутствовали в последних: в виде порфировых выделений или в составе ксенолитов, ниже будут именоваться кимберлитовыми минералами (или минералами кимберлитового происхождения), а среди них будут особо выделяться минералы алмазного парагенезиса.

2. МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ АЛМАЗА В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

2.1. Отложения раннего кембрия

Наиболее древними отложениями фанерозойской толщи, из которых нами изучены минералы-спутники алмаза, являются нижнекембрийские конгломераты, опробованные в четырех точках: две из них — в низовьях бассейна Лены (М-9027 — на левом берегу, напротив о. Тас-Ары, и 3001 — на правом берегу р. Лены, в междуречье Кендей — Кендейкен) и две — в бассейне р. Оленек (5408 — приустьевая часть р. Беенчима и 130 — район устья р. Чускуна) (рис. 1, точки 1—4).

На левобережье р. Лены в нижнекембрийских конгломератах 60% всех гранатов представлено хромистыми пиропами с такими химическими данными: MgO — 18,82—25,88%, FeO — 3,65—12,31%, Cr_2O_3 — 0,52—7,63% (ср. 4,35%), TiO_2 — 0,00—1,09%. При этом два лиловых зерна с содержаниями Cr_2O_3 5,25 и 5,65% и минимальными значениями CaO 1,71 и 1,76% попадают в поле пиропов алмазной ассоциации (по Н.В.Соболеву). Содержание TiO_2 в этих зернах составляет 0,04% (табл. 1, рис. 4,а).

Среди рудных минералов точки М-9027 преобладают армалколиты и хромшпинелиды, в единичных зернах обнаружены танталониобаты, рутил и пикроильмениты. По внешнему виду все рудные минералы, извлеченные из конгломератов, представляют собой окатанные зерна черного цвета и не идентифицируются. Армалколиты отличаются более высокими значениями TiO_2 (57—71%) в сравнении с ильменитами и отношением $FeO:TiO_2$, близким к 1:2. Примечательно, что армалколиты по низкому содержанию MgO , не превышающему 1,55%, не могут быть отнесены к кимберлитовым: последние отличаются значительной магнезиальностью [Haggerty S.E., 1975]. Не параллелизуются изученные армалколиты и с их аналогами из импактных пород, т.к. последние отличаются существенной марганцовистостью [Мец О.Ф., Полежаева Л.И., Богданова А.Н., 1985], а в нашем случае MnO не поднимается выше 0,62%. Для того, чтобы указать коррект-

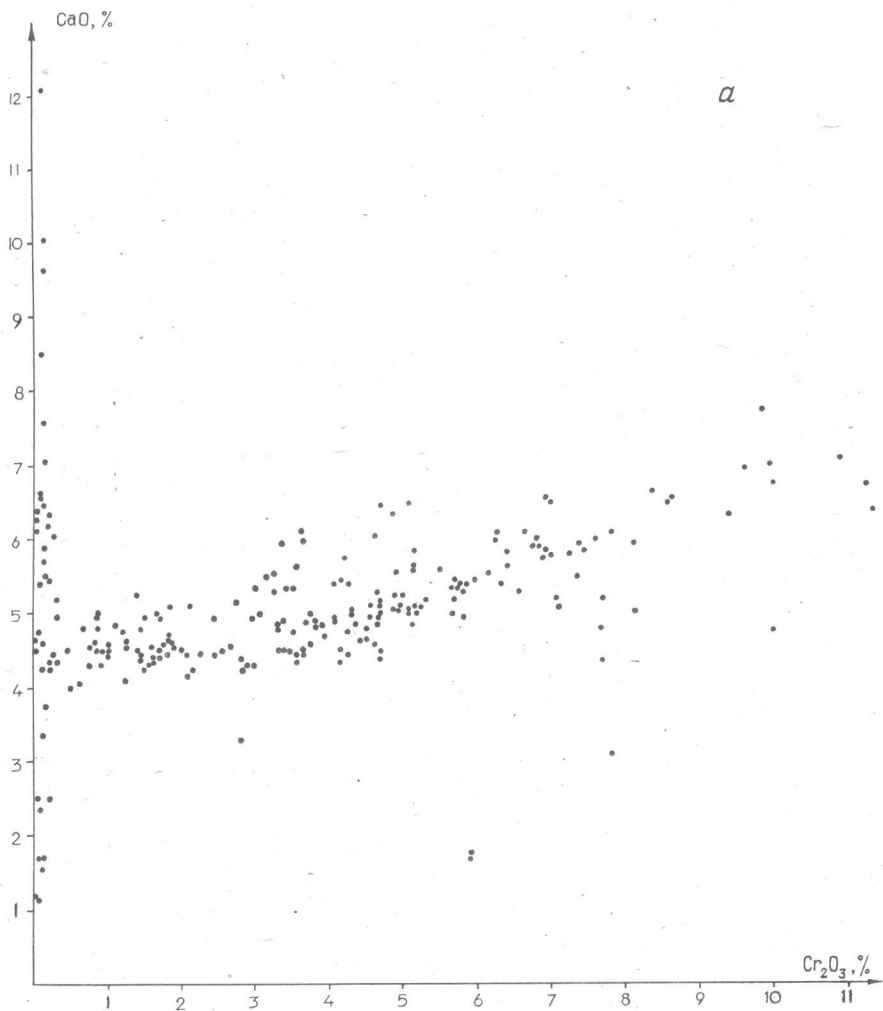
Т а б л и ц а I

Результаты микрозондового анализа гранатов из базальных конгломератов
нижнего кембрия левобережья р. Лены, т. М-9027

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	37,70	0,04	21,02	0,00	32,34	0,51	3,33	4,51	0,00	0,00	99,44
2	37,92	0,06	21,09	0,11	31,65	1,42	5,95	2,33	0,00	0,02	100,55
3	37,76	0,13	20,66	0,00	31,13	1,76	3,64	4,63	0,00	0,03	99,74
4	38,31	0,01	21,26	0,00	29,98	1,54	7,89	1,21	0,00	0,02	100,23
5	42,37	0,52	20,53	3,63	6,58	0,24	21,98	4,44	0,18	0,04	100,52
6	37,86	0,00	21,19	0,03	33,44	0,81	5,18	2,37	0,02	0,00	100,94
7	42,30	0,85	19,66	7,63	7,29	0,25	22,39	4,82	0,04	0,00	105,23
8	41,14	0,37	20,42	3,28	11,56	0,35	18,77	4,86	0,02	0,00	100,77
9	37,80	0,11	21,04	0,06	28,44	1,10	4,03	6,63	0,00	0,02	99,24
10	37,31	0,01	21,23	0,02	33,55	0,28	4,09	2,48	0,00	0,01	98,96
11	38,71	0,01	22,04	0,00	23,14	0,85	8,79	6,14	0,00	0,00	99,69
12	37,45	0,05	20,88	0,05	32,42	1,03	5,74	1,16	0,00	0,01	98,80
13	42,08	0,51	20,28	3,54	6,88	0,32	22,69	4,43	0,13	0,01	100,87
14	42,21	0,36	20,32	3,95	6,68	0,30	21,90	4,70	0,11	0,00	100,53
15	42,11	1,04	19,43	4,57	6,27	0,29	22,21	4,96	0,01	0,00	100,91
16	42,15	1,09	21,09	0,84	11,39	0,35	19,51	4,49	0,15	0,03	101,08
17	42,20	0,79	20,84	1,80	7,25	0,24	22,91	4,46	0,08	0,00	100,56

О К О Н Ч А Н И Е Т А Б Л И Ц

№ II/II	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
18	38,54	0,06	20,71	0,00	28,72	0,89	4,38	6,39	0,12	0,02	99,83
19	38,67	0,02	22,06	0,19	23,25	0,49	9,83	5,43	0,11	0,00	100,05
20	39,09	0,11	21,64	0,29	21,68	0,92	11,65	5,19	0,06	0,00	100,63
21	41,36	0,86	21,77	0,52	12,31	0,43	19,57	4,01	0,14	0,00	100,98
22	41,39	1,00	21,02	0,91	8,87	0,27	21,13	4,32	0,12	0,00	99,03
23	37,58	0,24	19,88	0,10	21,07	9,33	1,34	9,63	0,00	0,00	99,17
24	41,86	1,00	21,19	1,46	8,96	0,37	21,17	4,38	0,19	0,00	100,58
25	37,75	0,14	20,79	0,00	29,54	0,78	4,73	6,32	0,00	0,00	100,06
26	41,35	0,40	17,65	7,35	6,35	0,41	21,38	4,51	0,03	0,00	100,60
27	41,83	0,33	20,30	3,65	6,65	0,31	22,98	4,51	0,03	0,00	100,60
28	41,99	0,04	18,99	5,90	5,65	0,28	25,62	1,76	0,11	0,01	100,35
29	41,08	0,03	18,60	6,56	7,32	0,49	20,96	5,28	0,01	0,00	100,32
30	41,97	0,04	19,34	5,92	5,25	0,26	25,88	1,71	0,05	0,01	100,43
31	41,36	0,31	20,41	4,50	5,96	0,29	22,88	4,65	0,00	0,02	100,37
32	41,60	0,67	18,50	5,70	6,07	0,39	21,71	5,22	0,15	0,00	100,01
33	41,74	0,20	18,90	5,78	5,71	0,25	22,08	4,93	0,10	0,00	99,68
34	41,22	0,00	19,37	7,01	8,39	0,49	18,82	6,50	0,06	0,02	101,89
35	41,06	0,39	17,84	7,04	6,38	0,30	21,34	5,22	0,02	0,03	99,62
36	41,93	0,38	19,73	4,25	6,27	0,35	23,42	4,47	0,00	0,02	100,82



но материнские породы обнаруженных армалколитов, в нашем распоряжении недостаточно данных.

Хромшпинелиды, несмотря на их сравнительную малочисленность, отличаются широкой вариабельностью содержаний основных окислов: Cr₂O₃ — 24—64%, Al₂O₃ — 2,8—28%, MgO — 4,5—14%, FeO — 22—42%. Большой интерес представляет то, что среди них обнаружено одно зерно хромшпинелидов, которое можно было бы отнести к хромитам алмазной ассоциации по содержанию Cr₂O₃ (63,59%), но высокое значение TiO₂ (2,21%; табл. 2, рис. 4,б) не позволяет этого сделать.

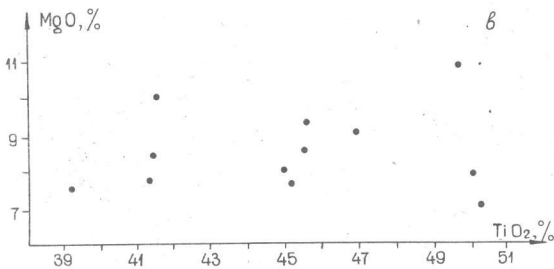
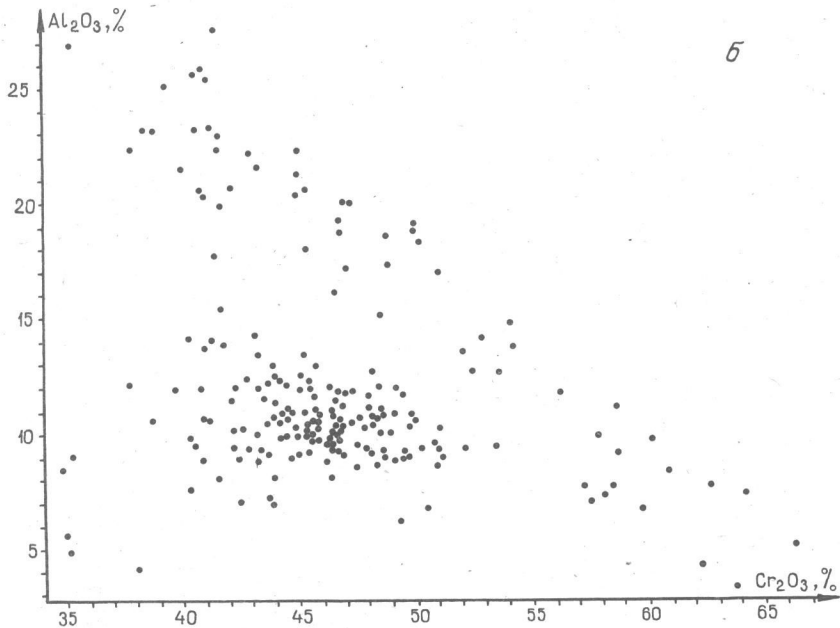


Рис. 4. Диаграммы CaO—Cr₂O₃ гранатов (а), Al₂O₃—Cr₂O₃ хромшпинелидов (б) и MgO—TiO₂ ильменитов (в) из конгломератов нижнекембрийского возраста

Единственное зерно ильменита, встреченное среди рудных минералов точки М-9027, с содержанием MgO 9,78 и Cr₂O₃ 1,52% может быть отнесено к кимберлитовым пикроильменитам.

Таким образом, в нижнекембрийских конгломератах левобережья р. Лены встречаются минералы-спутники алмаза, причем есть гранаты и хромит алмазного парагенезиса.

На правобережье Лены, в междуречье Кендей — Кендейкен, из нижнекембрийских конгломератов извлечены гранаты (т. 3001), более 75% которых составляют хромистые пиропы. Cr₂O₃ в этих пиропх 0,5—11,4% (среднее 4,36%). В единичных зернах содер-

Т а б л и ц а 2

Данные частичного микрозондового анализа рудных минералов из конгломератов
нижнего кембрия, т. М-9027

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма
1	0,27	94,33	0,59	0,05	0,88	0,02	0,04	0,87	0,06	0,03	97,15
2	0,06	94,74	0,03	0,05	2,01	0,24	0,03	0,02	0,00	0,03	97,21
3	0,30	70,94	0,19	0,06	22,38	0,32	0,10	0,09	0,01	0,06	94,44
4	0,21	66,36	0,01	0,05	24,43	0,58	0,00	0,07	0,00	0,03	91,74
5	0,04	6,86	8,92	35,07	41,56	0,42	4,53	0,00	0,00	0,00	100,40
6	0,04	2,11	22,32	37,82	28,88	0,38	10,04	0,00	0,00	0,01	101,06
7	0,14	63,93	0,06	0,06	25,25	0,53	1,55	0,04	0,01	0,00	91,57
8	0,03	7,68	8,42	34,69	39,36	0,34	10,12	0,00	0,08	0,01	100,74
9	0,27	63,92	2,53	1,26	22,64	0,10	0,14	0,11	0,07	0,02	91,06
10	0,01	57,38	0,06	0,21	29,72	0,69	2,46	0,07	0,07	0,00	90,68
11	0,20	67,75	0,06	0,12	23,00	0,45	0,04	0,07	0,00	0,03	91,73
12	0,00	48,81	0,80	1,52	37,97	0,34	9,78	0,04	0,00	0,00	99,25
13	0,14	5,65	13,90	41,33	28,35	0,25	9,40	0,00	0,00	0,00	99,03
14	0,13	1,97	23,14	38,27	25,27	0,29	13,96	0,00	0,15	0,00	103,18
15	0,44	67,19	0,05	0,02	23,15	0,62	0,17	0,19	0,09	0,02	91,95
16	0,23	63,30	0,02	0,03	24,48	0,34	1,53	0,03	0,00	0,03	90,00
17	0,07	2,21	2,80	63,59	22,96	0,46	7,68	0,00	0,25	0,03	100,05
18	0,00	5,32	9,81	45,26	27,46	0,25	12,67	0,00	0,00	0,03	100,83
19	0,40	59,15	0,18	0,13	30,12	0,39	0,59	0,05	0,00	0,04	91,34
20	0,03	1,37	28,68	24,31	33,64	0,24	12,17	0,02	0,17	0,00	100,62

жание FeO увеличивается до 11—13%, а Cr₂O₃ падает до 0,1—0,2%. По составу среди гранатов выделяются зерна лерцолитового, дунит-гарцбургитового и эклогитового парагенезисов, три зерна попадают в поле алмазной ассоциации, т.е. многообразие обнаруженных парагенезисов дает полную картину гранатов кимберлитовых пород.

В целом гранаты с правобережья и левобережья р. Лены в нижнекембрийских конгломератах очень похожи, но в первых единичные зерна имеют более высокое максимальное содержание Cr₂O₃.

Гранаты из конгломератов кесюсинской свиты нижнего кембрия, развитых по правобережью р. Оленек в районе устья р. Чускуна, укладываются в поле пиропов лерцолитового парагенезиса, образуют узкое поле по содержанию CaO (4,15—7,00%), но довольно растянутое по оси Cr₂O₃ (0,03—9,96%). Пиропов алмазной ассоциации здесь не обнаружено, хотя средняя хромистость их довольно высокая — 3,29%.

В базальных конгломератах нижнего кембрия, вскрытых в двух сближенных обнажениях в приустьевой части р. Беенчима (т. 5408) на контакте с породами туркутской свиты венда, обнаружены многочисленные мелкие окатанные зерна (0,5 мм и мельче) хромшпинелидов, сохранившие реликты граней и облика октаэдров, окатанные зерна ильменитов размером 1—2 мм и обломки зерен гранатов сиреневого цвета.

Составы этих хромшпинелидов на диаграмме Al₂O₃ — Cr₂O₃ (рис. 4,б) образуют два роя точек, которые могут быть интерпретированы как диагональное поле хромпикотитов — пикрохромитов с колебанием составов по Al₂O₃ 4—27% и Cr₂O₃ 35—66% и изометричное поле феррихромитов, заключенное в пределах по Al₂O₃ 6—15% и по Cr₂O₃ 35—51%. Первое поле аналогично хромшпинелидам кимберлитовых пород, сюда же относятся и четыре зерна хромитов алмазной ассоциации, в которых содержание Cr₂O₃ выше 62%, а TiO₂ в интервале 0,06—0,13%.

Гранаты в нижнекембрийских конгломератах точки 5408 держатся в незначительном количестве, но все они относятся к хромистым пиропам (Cr₂O₃ 3,37—5,16%, среднее 3,81%) лерцолитового парагенезиса.

В отличие от ранее описанных точек выходов нижнекембрийских конгломератов в обнажениях по р. Беенчима в составе их тяжелой фракции обнаружены ильмениты. Все извлеченные зерна относятся к хромсодержащим пикроразностям, среди них не встречено составов с содержанием ниже 7% MgO. Хромистость ильменитов колеблется в интервале 0,12—3,26% при среднем значении Cr₂O₃ 0,74%, что позволяет отождествить проанализированные пикроильмениты с таковыми из кимберлитовых пород. На рис. 4(а—в) приведены сводные графики, отражающие составы гра-

натов, хромшпинелидов и ильменитов в нижнекембрийских конгломератах всех изученных обнажений.

Таким образом, проведенное изучение дает основание заключить, что в нижнекембрийских конгломератах северо-восточного угла Сибирской платформы содержатся минералы-спутники алмаза: пиропы, пикроильмениты, хромшпинелиды, аналогичные таковым в кимберлитовых породах, причем среди пиропов и хромшпинелидов в единичных знаках присутствуют зерна алмазного парагенезиса. Наличие в конгломератах армалколита — минерала лунных и глубинных земных пород при повторении таких находок, видимо, можно будет трактовать как специфическую черту этого парагенезиса, но не исключено, что армалколит имеет свой, пока не известный источник. Однако уже сейчас сделанные находки минералов-спутников алмаза свидетельствуют в пользу возможного проявления на исследуемой территории кимберлитового магматизма и в докембрийское (или самое раннекембрийское) время.

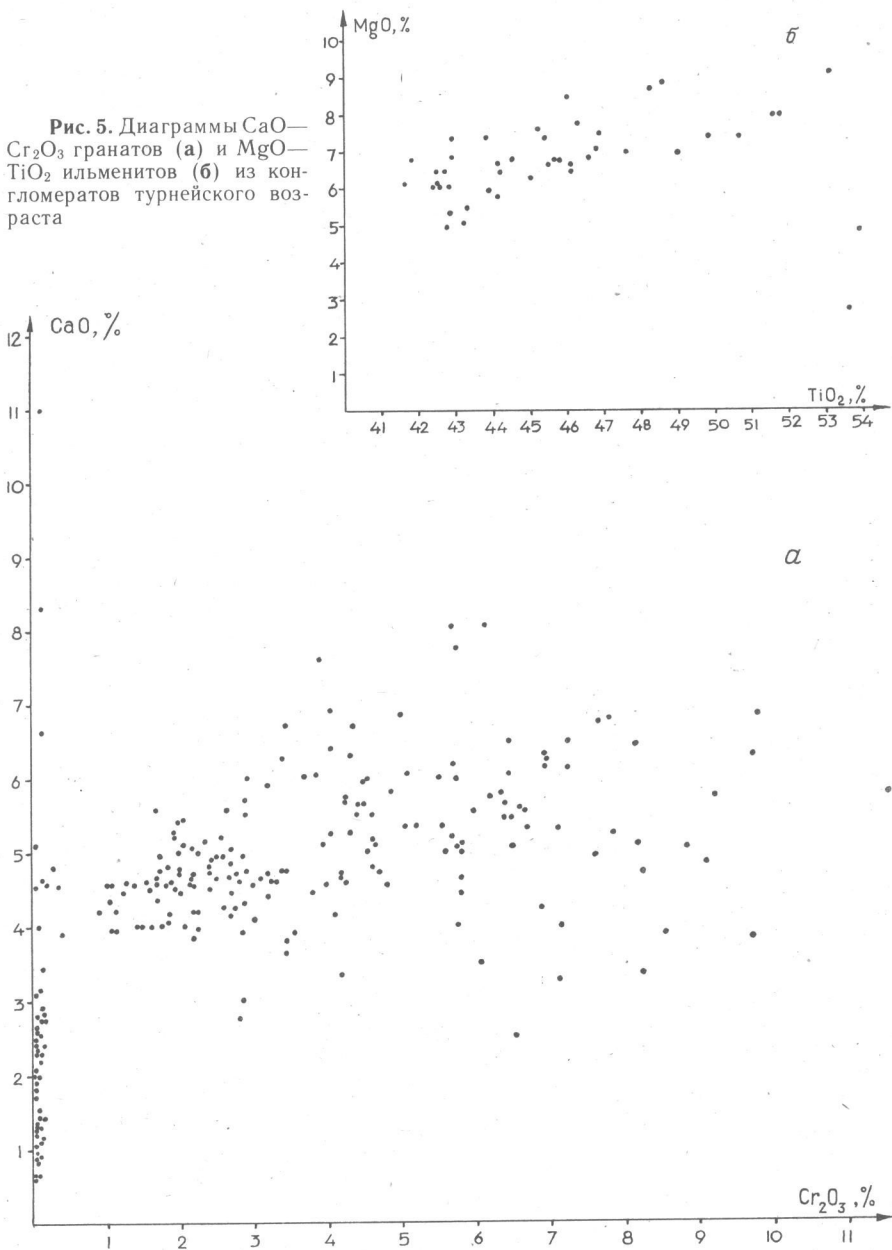
2.2. Отложения раннего карбона

Наиболее известен нижнекарбонный (турнейский) коллектор минералов-спутников алмаза и самого алмаза в пределах Кютюнгдинского грабена, где пласты и линзы конгломератов обнажаются по рр. Кютюнге, Оленек, Нючча-Юреге, Толуопка (рис. 1, точки 5—7). Турнейские конгломераты в каждом из перечисленных участков их выхода имеют свою специфику; в них различаются как абсолютные, так и относительные содержания минералов кимберлитового парагенезиса. В конгломератах из обнажений р. Кютюнге встречаются многочисленные зерна гранатов, среди которых преобладают пиропы лерцолитового парагенезиса и высок процент пиропов алмазной ассоциации (5 зерен из 129), низкохромистые высокожелезистые гранаты единичны. В пиробах этого участка хромистость колеблется в интервале 0,02—9,75%, а среднее содержание Cr_2O_3 составляет 3,85%.

В конгломератах, обнаженных по р. Нючча-Юреге, среди гранатов преобладают высокожелезистые с переменным, иногда очень высоким (15%), содержанием MnO . В гранатовой выборке всего лишь 20% пиропов (в них содержание окиси хрома от 0,15 до 8,54% при среднем значении 3,17%), но 8% из них являются гранатами алмазной ассоциации. На сводном графике (рис. 5,а) составов гранатов нижнекарбонных конгломератов большая часть точек — гранаты Кютюнгдинского грабена.

Наряду с гранатами здесь встречаются и ильмениты, 80% которых относятся к пикроразностям со средней хромистостью

Рис. 5. Диаграммы CaO—Cr₂O₃ гранатов (а) и MgO—TiO₂ ильменитов (б) из конгломератов турнейского возраста



0,82%. Максимальное содержание Cr_2O_3 в ильменитах из нижнекарбонатовых конгломератов р. Нючча-Юреге составляет 3,12%.

Ильмениты из конгломератов, обнаженных на р. Толуопка, отличаются удивительным однообразием. Они имеют узкие интервалы составов по MgO (5—9%) и TiO_2 (41—49%). Несколько различаются они лишь по содержанию Cr_2O_3 , при интервале колебания 0,07—4,43% среднее Cr_2O_3 в них составляет 0,36%. На рис. 5,6 представлен сводный график MgO — TiO_2 ильменитов точек 6 и 7 (рис. 1).

Таким образом, в нижнекарбонатовых конгломератах Кютюндгинского грабена встречаются пиропы и пикроильмениты кимберлитового парагенезиса, среди пиропов отмечены зерна алмазной ассоциации. На основании этого можно сделать вывод, что в раннекарбонатовое время в Кютюндгинский грабен из окружающих его среднепалеозойских кимберлитовых полей с запада и юго-запада поступал кимберлитовый материал при разрушении кимберлитовых тел, среди которых были и алмазоносные.

Значительный интерес представляет обнаружение минералов кимберлитового парагенезиса в составе нижнекарбонатовых глыбовых конгломератов низовьев р. Лены (мыс Крестях, см. рис. 1, точка 8). Здесь из опробованных 14 прослоев конгломератов и гравелитов крестяхской свиты было выделено 438 зерен различных гранатов. Анализ показал, что 49 из них относятся к хромсодержащим пиропам (Cr_2O_3 1,04—11,60%, среднее 4,52%). Зерно с максимальной хромистостью и содержанием CaO 5,8% попадает в поле пиропов алмазной ассоциации (рис. 5,а). В разрезе крестяхской свиты отмечено увеличение концентрации пиропов в нижних (из обнаженных в современном срезе) прослоях. Так, в двух нижних прослоях, один из которых представляет собой плохо сортированный мелкогалечный конгломерат, а второй — гравелит с редкой мелкой галькой, найдено 38 из 49 обнаруженных в разрезе пиропов, в том числе и зерно алмазной ассоциации. Невыдержанность содержаний минералов кимберлитового парагенезиса в отложениях крестяхской свиты, вероятно, связана с нахождением этих минералов преимущественно в составе галек, а не цемента. Находки хромсодержащих пиропов в составе ее грубообломочных фаций свидетельствуют о том, что территория, по крайней мере, северной части Хараулахского антиклинария в палеозойское время входила в состав Сибирской платформы, имела в своем составе кимберлитовые тела, которые и могли быть источником кимберлитового материала в нижнекарбонатовых и более молодых терригенных отложениях района.

Характерно, что ни в одном из описанных обнажений нижнекарбонатовых конгломератов среди минералов тяжелой фракции не обнаружены хромшпинелиды. С некоторой долей условности

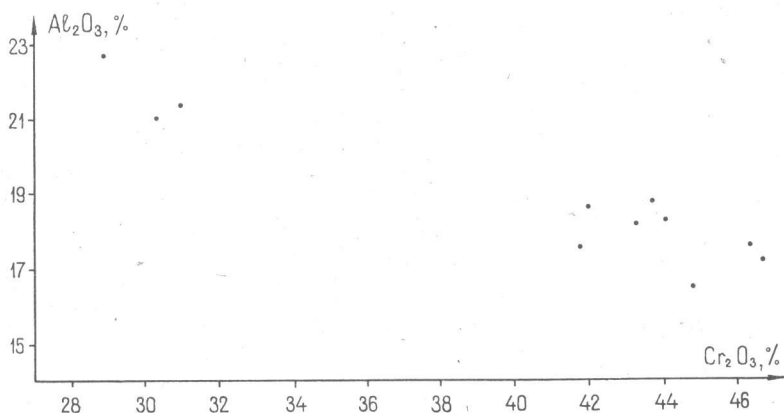


Рис. 6. Диаграмма Al_2O_3 — Cr_2O_3 хромшпинелидов из отложений нижнего карбона

можно отнести к раннекарбонному времени глинистые отложения, развитые в бассейне р. Эбелях (рис. 1, точка 9) и вскрытые при заверке аномалий 13/66 и 46/66, т.к. они залегают с перерывом на карбонатных породах майского яруса среднего кембрия и перекрываются терригенной пермо-карбонной толщей, в основании которой достоверно установлены отложения катской свиты среднего — верхнего карбона [Пашкевич Н.Г., Петрова Е.К., 1975]. Хромшпинелиды, обнаруженные в составе этих глинистых отложений вместе с единичными зернами хромистых пиропов, неокатанные, с характерной штриховкой на поверхности и по составу отвечают хромпикотитам с колебаниями содержаний Cr_2O_3 в интервале 28—47%, Al_2O_3 — 15—25%, MgO — 12—16% (рис. 6). Такого состава хромшпинелиды часто встречаются в кимберлитовых породах, но высокохромистых шпинелей алмазной ассоциации среди них не отмечено. Обнаружение хромшпинелидов в отложениях раннекарбонного времени в бассейне р. Эбелях в основном интересно для рассмотрения истории формирования ореолов рассеяния минералов кимберлитового парагенезиса на территории правобережья р. Анабар, т.к. в более молодых отложениях района хромшпинелиды распространены значительно шире.

2.3. Отложения пермского возраста

Сведения о химизме гранатов и рудных минералов в составе пермских отложений до настоящего времени немногочисленны, хотя отложения этого возраста широко развиты по периферии Оленекского и Эбеляхского поднятий.

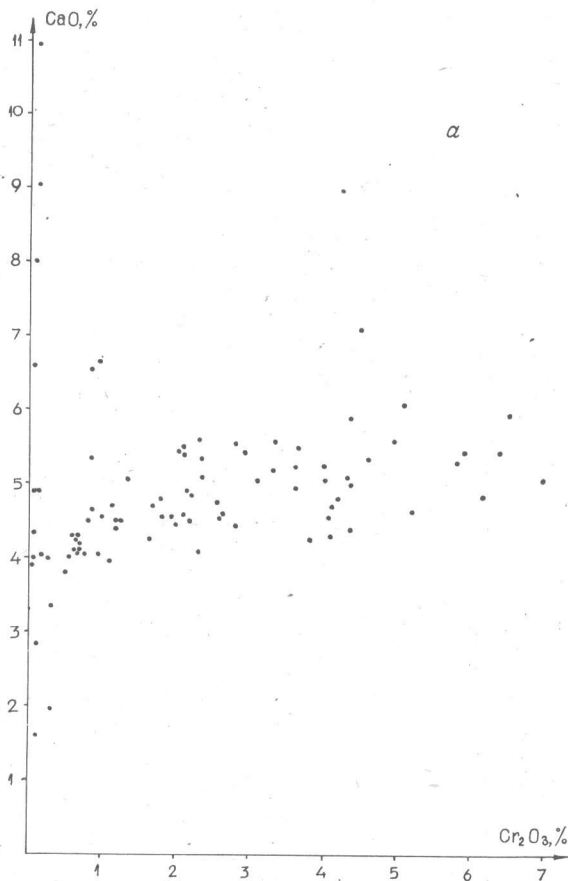
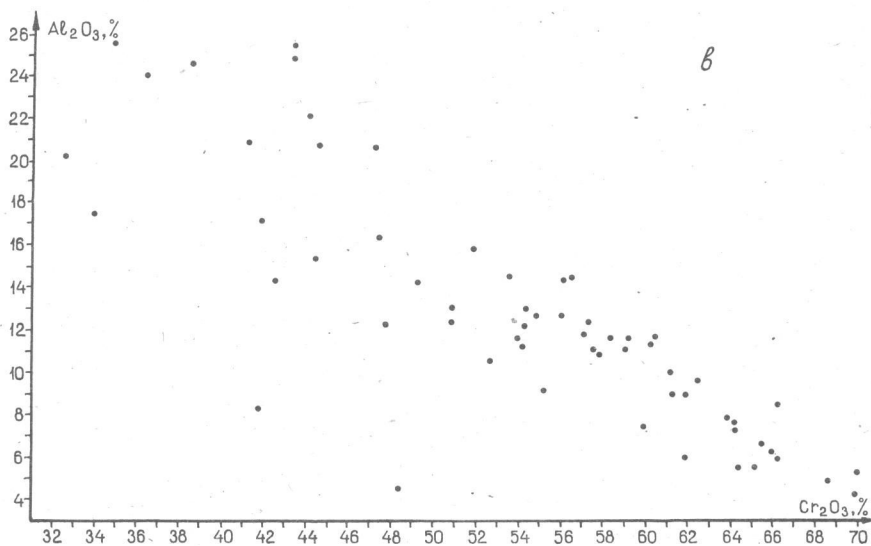
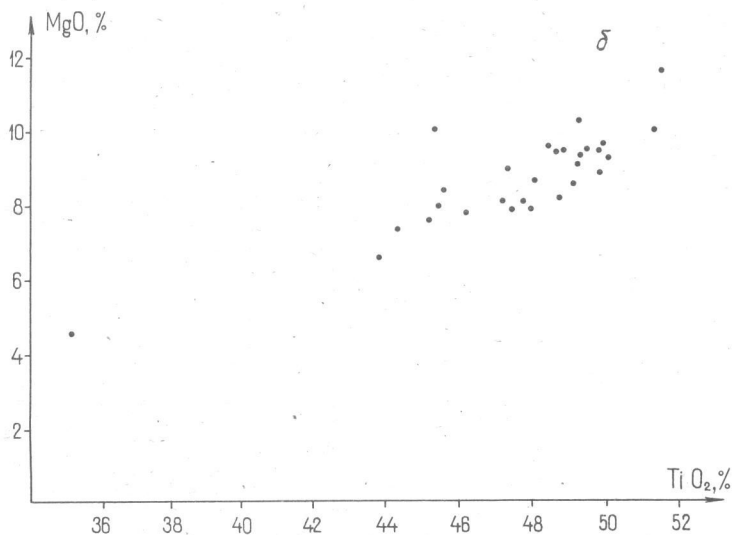


Рис. 7. Диаграммы CaO—Cr₂O₃ гранатов (а), MgO—TiO₂ ильменитов (б) и Al₂O₃—Cr₂O₃ хромшпинелидов (в) из нижнепермских отложений

Нами собран материал для характеристики пермских разрезов, дренируемых р. Бур, левым притоком р. Оленек.

В нижне- и верхнепермских отложениях, обнаженных по р. Бур, встречается значительное количество гранатов сиреневого, оранжевого и розового цветов. В отдельных прослоях гранаты составляют около четверти тяжелой фракции породы. По составу они преимущественно альмандиновые, бесхромовые, в единичных зернах встречаются пиропы и гроссуляры. В отдельных зернах хромистость несколько повышается, максимальная зафиксирована в одном



зерне пироба из нижнепермских отложений — 0,40% и из верхнепермских — 2,10%. Проведенное изучение показывает, что в составе пермских отложений северо-западного склона Оленекского поднятия (бассейн р. Бур) практически нет признаков присутствия продуктов размыва кимберлитовых пород. Не встречены также кимберлитовые гранаты в составе конгломератов нерасчлененных

пермских отложений, обнаженных по р. Сололи (бассейн р. Эекит) на восточном склоне Оленекского поднятия.

Пермские отложения южного склона Оленекского поднятия изучены в бассейне р. Молодо на территории Молодинского кимберлитового поля и в бассейне р. Толуопка (рис. 1, точки 10, 11). Гранаты из области развития перми в Молодинском поле на 90% состоят из пиропов с содержанием Cr_2O_3 от 0,6 до 7,0% и FeO от 6 до 12%, среди них нет гранатов алмазной ассоциации (рис. 7,а). На участке Ивушка, расположенном в верховьях р. Молодо, все ильмениты из пермских отложений являются пикроильменитами с содержаниями MgO 7—12%, TiO_2 44—52%, Cr_2O_3 0—4,51% и высокой средней хромистостью — 0,94% (рис. 7,б). Аналогичные пикроильмениты с несколько пониженной средней хромистостью (0,48% Cr_2O_3) зафиксированы в пермских отложениях ручья Турах (бассейн р. Толуопка). Среди небольшого количества гранатов, извлеченных из пермских отложений участка Ивушка, 80% представлено маложелезистыми (7—8%) пиропами с содержанием Cr_2O_3 2—3% (рис. 10). Минералы алмазного парагенезиса в пермских отложениях рр. Молодо и Толуопка не встречены. Таким образом, в пермские отложения южного склона Оленекского поднятия поступал при их формировании кимберлитовый материал, очевидно, из кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста близрасположенных полей.

Пермские отложения Булкурской антиклинали, опробованные в нижней части разреза по правым мелким притокам р. Лены, а в верхней — по р. Чинка, не содержат хромистых пиропов, в единичных среднежелезистых гранатах пироп-альмандинового состава хромистость не превышает 0,4%, т.е., по имеющимся в настоящее время данным, здесь нет минералов кимберлитового парагенезиса.

Пермские отложения правобережья р. Анабар изучены на водоразделе Эбелях — Уджа, в их верховьях (рис. 1, точка 12). Из пермских грубообломочных отложений верховьев р. Эбелях (участок Кусун — Эбелях), вскрытых бурением на глубине около 19 м, проанализированы хромшпинелиды. В их составе наблюдаются широкие колебания содержаний Al_2O_3 (4—26%) и Cr_2O_3 (33—70%), причем у 25% проанализированных шпинелидов хромистость выше 62%, и эти зерна практически не имеют в своем составе TiO_2 (ниже 0,2%), что позволяет относить их к минералам алмазной ассоциации (рис. 7,в).

Гранаты, извлеченные из базалов развитой в бассейне р. Эбелях пермской толщи на контакте с подстилающими карбонатными породами кембрия, представлены исключительно маложелезистыми малокальциевыми пиропами с колебаниями Cr_2O_3 в пределах 0,3—6,1%, но среди них не встречены пиропы алмазной

ассоциации. Пермские отложения бассейна р. Чымара (левый приток р. Уджа) вскрыты и опробованы работами НПО «Севморгео». Гранаты из этих отложений характеризуются высокой железистостью, низкой кальциевостью и хромистостью, не превышающей 0,17%. Пиропы среди них не встречаются.

Таким образом, немногочисленные данные по характеру минералов-спутников алмаза в разрезе пермской толщи показывают, во-первых, очень неравномерное их распределение в породах перми даже в близрасположенных точках (например, р. Эбелях и р. Чымара), где гранаты в одной точке могут быть представлены только альмандинами, в другой же — преобладающими пиропами. Очевидно, этот факт можно трактовать как возможность концентрации минералов-спутников в пермское время лишь в участках, приближенных к источникам питания (первичным или вторичным). При переносах же их на значительное расстояние процессы рассеяния начинают преобладать над процессами концентрации минеральных зерен и в толщах проявляется характерная для этой территории анабарская шлихоминералогическая ассоциация с преобладанием альмандина в составе минералов тяжелой фракции. Во-вторых, в пермских отложениях нигде не встречаются пиропы алмазной ассоциации, что не позволяет высоко оценивать перспективы этих отложений на выявление высокоалмазоносных россыпей. Единственным указанием на возможную высокую алмазоносность допермских источников региона является находка в верховьях р. Эбелях значительной концентрации высокохромистых шпинелидов в базалах пермских отложений, но эта концентрация может быть как результатом перемива более древних отсутствующих в настоящее время терригенных толщ, так и результатом разрушения гипотетических первичных пород района.

2.4. Отложения триасового возраста

Отложения триаса, распространенные вдоль северо-восточной периферии платформы в пределах узкой полосы смятых в складки пород, изучены довольно хорошо в связи с обнаружением их алмазо- и спутниконосности работами Космоаэрогеологической экспедиции № 3 ПГО «Аэрогеология» [Гогина Н.И., 1978; Наталов Л.М. и др., 1980]. Триасовые отложения, развитые по северному склону Оленекского поднятия, изучены значительно хуже.

Индский ярус раннего триаса опробован на р. Бур (рис. 1, точка 13), где из мелкогалечных конгломератов были выделены гранаты и рудные минералы. В составе гранатов из отложений индского яруса определены только альмандины, содержание Cr_2O_3 в них не превышает 0,35% в единичных зернах. Среди рудных минералов преобладают хромшпинелиды с очень широкими колеба-

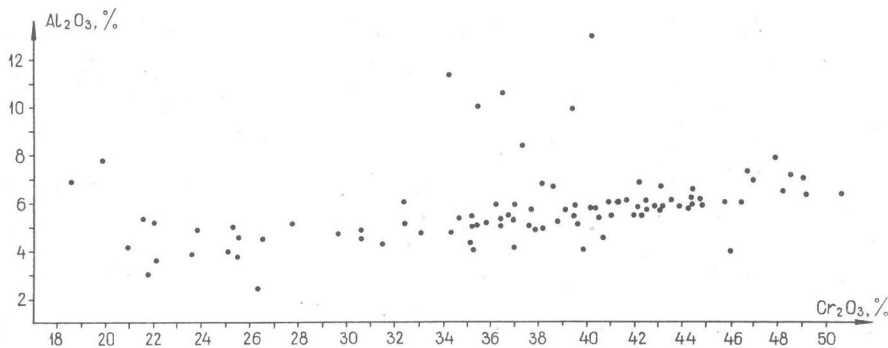


Рис. 8. Диаграмма Al_2O_3 — Cr_2O_3 хромшпинелидов из отложений индского яруса нижнего триаса

ниями составов по Cr_2O_3 (18—52%) и достаточно узким интервалом по алюминиевости (рис. 8, табл. 3). Основная масса хромшпинелидов укладывается в интервал 3—8% Al_2O_3 . Характерной особенностью этих хромшпинелидов является то, что в них содержания MgO (за исключением трех зерен из 98) выше содержаний Al_2O_3 . Для хромшпинелидов характерны высокие содержания TiO_2 (до 10,5%, в среднем 5,10%). По своему составу они отличаются от преобладающих в кимберлитовых породах их разностей. Это позволяет заключить, что в отложениях индского яруса бассейна р. Бур однозначных спутников алмаза не обнаружено.

В отличие от раннетриасовых отложений в конгломератах среднего и особенно верхнего триаса, развитых вдоль Лено-Анабарского и частично Приверхоянского краевых прогибов, неоднократно наблюдаются вспышки концентраций минералов кимберлитового парагенезиса.

Отложения ладинского яруса среднего триаса опробованы в трех точках: на правом берегу Лены (бассейн р. Кендейкен), на южном берегу Оленекской протоки в дельте Лены (гора Ангардам-Таса) и в устье р. Оленек на мысе Тумул (рис. 1, точки 14—17). В ладинских отложениях правобережья Лены преобладают пиропы лерцолитового парагенезиса с содержанием Cr_2O_3 от 0,05 до 9,88%, среднее 3,80%. Два зерна (возможно, это осколки одного зерна, т.к. близки параметры состава) из 140 проанализированных со значениями CaO 2,73—2,76% и Cr_2O_3 9,20—9,27% попадают в поле пиропов алмазной ассоциации. Альмандины встречаются среди гранатов в количестве 7% и не содержат хрома.

В обнажениях г. Ангардам-Таса гранаты ладинского яруса на 90% представлены пиропами со средней хромистостью 4,25% (при этом одно зерно попадает в поле пиропов алмазной ассоциации), а на 10% — бесхромовыми альмандинами. Хромшпинели-

Т а б л и ц а 3

Результаты частичного микронзондового анализа хромшпинелидов
из отложений индского яруса раннего триаса

№ п/п	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	№ п/п	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MgO
I	4,58	25,53	9,29	II,15	31	6,49	44,39	4,26	I5,76
2	5,98	32,41	8,04	I2,31	32	5,08	37,66	4,24	IO,07
3	5,87	36,97	6,01	IO,39	33	5,34	36,54	6,12	I5,56
4	5,08	32,51	5,91	I2,91	34	9,90	39,42	4,40	I2,84
5	5,41	35,20	6,54	I2,26	35	5,06	27,74	8,02	II,63
6	5,15	38,75	4,70	I3,39	36	4,87	38,13	3,95	I4,05
7	4,53	26,45	8,37	II,06	37	3,09	21,76	IO,50	8,95
8	5,42	39,48	5,02	I3,67	38	5,82	40,27	5,19	II,33
9	3,57	22,07	8,19	IO,66	39	5,52	41,02	3,82	I5,26
IO	4,28	35,18	5,84	IO,92	40	6,19	44,35	3,63	I2,43
II	5,82	40,16	4,74	I2,96	41	4,84	30,58	6,22	9,99
I2	6,58	38,63	4,83	I4,59	42	5,34	36,90	6,72	I2,01
I3	5,92	44,31	4,12	II,45	43	5,34	34,67	6,71	IO,16
I4	5,84	42,86	4,77	I3,89	44	3,96	36,52	4,93	6,53
I5	6,11	41,71	4,67	I2,27	44a	5,78	39,26	4,92	6,53
I6	II,30	33,96	5,09	I2,89	45	5,83	39,51	4,67	I4,64
I6a	II,54	34,62	4,72	I2,89	46	5,32	21,59	9,82	IO,08
I7	5,95	44,67	3,89	I5,42	47	5,96	41,29	4,66	I2,54
I8	23,62	25,05	2,13	I4,36	48	5,70	43,11	3,76	I5,66
I9	5,94	43,90	3,90	I5,97	49	4,17	37,02	6,55	8,06
20	4,95	35,41	6,17	IO,11	50	4,58	30,64	6,25	II,18
21	6,89	46,91	0,26	I4,21	51	5,97	38,91	5,63	I3,76
22	5,87	44,78	3,87	I5,06	52	5,46	36,55	5,44	I3,76
23	5,82	43,10	3,71	I5,58	53	4,28	31,50	4,40	I3,59
24	5,67	39,23	5,54	I4,67	54	3,80	25,42	5,15	IO,00
25	5,65	42,45	3,86	I4,72	55	4,84	34,36	2,69	I6,63
26	5,07	36,51	5,11	II,55	56	5,01	25,30	3,63	I3,68
27	6,04	45,76	3,49	I7,13	57	4,69	33,09	3,07	I5,38
28	5,51	36,71	6,33	I2,70	58	4,23	20,88	5,20	II,97
29	4,52	40,73	3,61	I2,13	59	3,89	23,64	4,60	I2,23
30	4,06	35,27	5,15	IO,89	60	3,97	25,05	3,09	I4,16

№ п/п	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	№ п/п	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MgO
61	2,43	26,29	1,97	12,97	81	4,72	29,68	7,14	8,17
62	6,28	50,61	3,64	16,94	82	7,26	46,78	4,03	12,84
63	4,85	23,81	9,48	9,39	83	7,22	48,62	3,93	16,28
64	7,85	47,90	4,42	13,73	84	24,32	29,16	3,20	13,44
65	6,12	43,61	4,60	15,17	85	4,05	39,90	4,00	9,54
66	5,53	42,29	4,59	14,67	86	5,51	41,95	4,14	15,31
67	6,40	48,21	3,62	16,12	87	5,97	40,86	4,64	9,13
68	10,57	36,49	4,12	11,31	88	6,12	42,45	4,60	Н/отр.
69	4,03	45,95	3,55	11,46	89	6,40	49,22	3,62	13,10
70	10,02	35,47	4,68	10,44	90	6,96	49,09	3,74	16,48
71	5,16	21,95	8,79	10,22	91	6,83	38,09	6,00	16,26
72	8,40	37,33	4,95	14,14	92	5,92	36,22	6,34	12,66
73	5,19	35,81	6,46	11,00	93	6,00	46,42	3,64	12,78
74	5,01	35,27	6,79	11,44	94	5,47	40,53	4,98	15,64
75	7,81	19,85	7,60	13,90	95	11,93	51,95	0,87	13,31
76	5,86	44,27	4,64	15,48	96	12,92	40,17	3,31	13,23
77	23,36	26,30	2,38	13,41	97	6,78	42,20	4,75	12,60
78	7,03	18,57	7,47	13,46	98	6,69	43,13	4,88	15,36
79	5,78	42,16	4,80	14,41					
80	5,18	39,65	4,73	13,95					

лиды же здесь характеризуются очень широкой гаммой составов с большим разбросом по содержанию Al₂O₃ (от субнулевых до 20%), Cr₂O₃ (от 20 до 54%) и высокими значениями TiO₂ (среднее 4,52%). На графике Al₂O₃—Cr₂O₃ (рис. 9,а) точки составов хромшпинелидов разбросаны хаотически, не образуют единого поля или индивидуализированных групп. Такая картина составов хромшпинелидов говорит о множественности их первоисточников, в числе которых не исключены и кимберлитовые породы.

На мысе Тумул в устье Оленека из гранатов в подошве ладинского яруса встречаются примерно в равных соотношениях умеренно хромистые пиропы (1,5—6,5% Cr₂O₃, в среднем 4,04%) и бесхромовые альмандины. Сводный для всех трех точек график CaO—Cr₂O₃ (рис. 9,б) дает представление о характере гранатов, содержащихся в ладинских отложениях. На нем видно, что изученные пиропы принадлежат двум парагенезисам: лерцолитовому (преобладает) и дунит-гарцбургитовому, а присутствующие в отложениях альмандины содержат переменные количества CaO. В целом ладинские отложения включают продукты размыва кимбер-

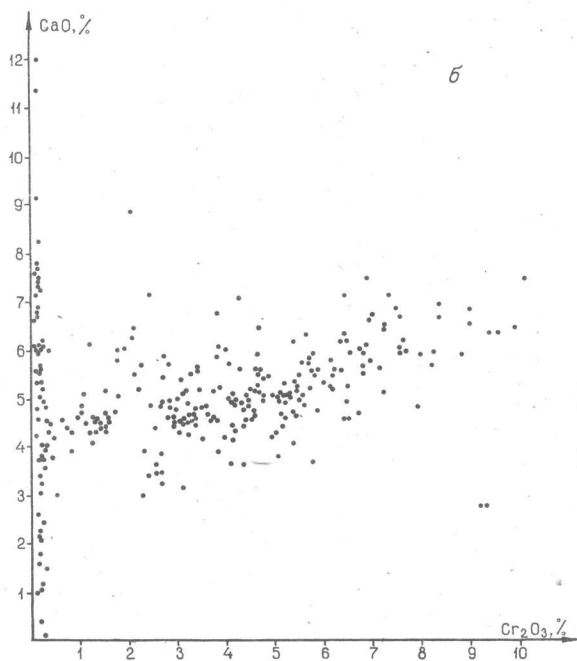
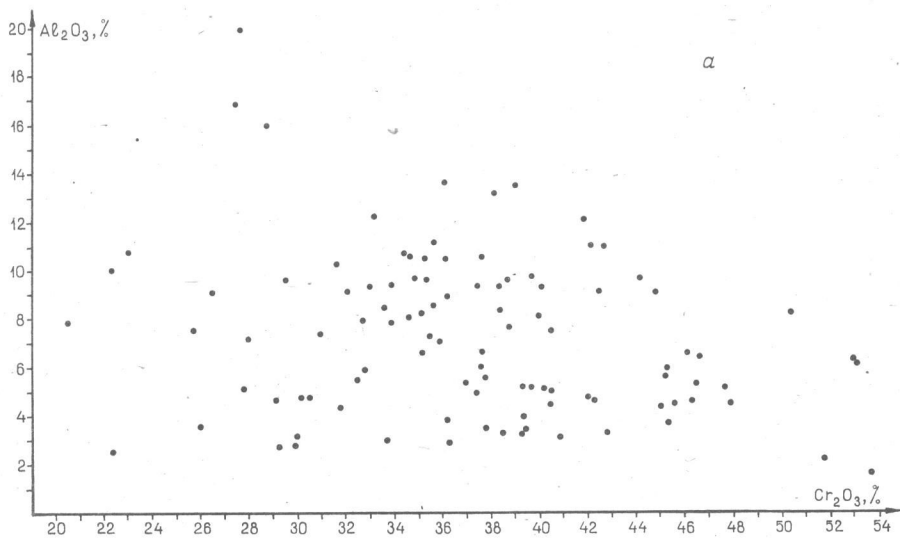


Рис. 9. Диаграммы Al_2O_3 — Cr_2O_3 хромшпинелидов (а) и CaO — Cr_2O_3 гранатов (б) из отложений ладинского яруса среднего триаса

литовых пород, но практически не имеют в своем составе минералов алмазного парагенезиса, хотя средняя хромистость их пиропов довольно высокая.

Детальнее всех триасовых коллекторов изучены конгломераты карнийского яруса, спутниконосность и минералогическая алмазность которых впервые была открыта на острове Тас-Ары, [Гогина Н.И., 1978], затем прослежены на правом берегу Лены, в бассейнах рек Кендей и Кендейкен, а по северной окраине Сибирской платформы — вдоль кряжей Чекановского и Прончищева до мыса Цветкова на Таймыре. Карнийские отложения залегают на среднетриасовых с разрывом, фиксируемым выдержанным прослоем конгломератов, подстилающим пачку алевролитов с морской фауной.

Галька, содержащаяся в конгломерате, более чем на 60% сложена сильно измененными магматическими породами. Иногда в таких гальках удается распознать реликты основных пород — базальтов, но во многих случаях принадлежность пород оказывается неопределимой. Представление о химическом составе галек измененных пород дает табл. 4, в которой приведены результаты изучения таких галек из отложений карнийского яруса, развитых в пределах восточного крыла хребта Туора-Сис, в бассейне реки Кендей. В большинстве исследованных галек отмечаются повышенные концентрации глинозема (22—37%, ан. 2—13), иногда формируются повышенные концентрации фосфора в форме фосфатов (табл. 4, ан. 1; рис. 10).

Фазовый состав этих галек полиминерален (рис. 11). В них фиксируются переменные соотношения бёмита и шамозита (имеет место преобладание то первого, то второго), окислы железа, среди которых чаще других встречается гематит, иногда магнетит, а также переменные количества различных фосфатов (чаще это фосфаты алюминия, иногда карбонат-апатит). Формы развития перечисленных минералов позволяют заключить, что первичные породы галек были интенсивно преобразованы процессами гипергенеза в условиях коры выветривания, где были сформированы латериты, по своим химическим и механическим свойствам сопоставимые с кирасой. Эти латериты состояли из минералов-окислов и гидроокислов алюминия и железа, а также фосфатов алюминия. Замещение первичных минералов вторичными часто идет с сохранением текстурно-структурных особенностей пород. Разрушение пород и дальнейшее их пребывание в условиях морского мелководья привело к их интенсивной шамозитизации. Но процесс захоронения галек, очевидно, был достаточно быстрым, т.к. процесс шамозитизации, начавшись с периферии галек, не дошел до конца, и в центральной части многих галек мы наблюдаем в различной мере сохранившиеся реликты бёмита. Какая-то

Т а б л и ц а 4

Химический состав галек из отложений Т₂к хребта Туора-Сис (бассейн р. Кендей)

ОКСИДЫ	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3
SiO ₂	20,23	37,51	30,87	29,04	29,83	31,25	29,60	32,48	31,44	27,10	34,15	39,08	36,13
TiO ₂	0,45	1,34	2,80	3,18	3,17	1,92	2,12	2,49	3,25	2,88	3,58	4,03	3,99
Al ₂ O ₃	7,53	26,16	29,35	29,72	37,15	31,48	34,88	29,57	27,10	31,75	21,66	23,37	26,13
Fe ₂ O ₃	2,87	8,20	5,79	9,76	4,61	3,98	4,22	4,15	10,15	4,64	8,12	4,54	3,72
FeO	11,23	12,94	13,21	15,57	11,35	15,51	16,78	18,01	18,15	16,02	16,74	12,45	14,17
MnO	0,18	0,31	0,32	0,30	0,30	0,36	0,26	0,32	0,39	0,48	0,27	0,18	0,19
MgO	1,88	2,29	2,31	2,24	1,78	2,20	1,80	2,57	2,51	2,37	3,30	2,37	2,33
CaO	28,10	0,92	2,53	0,31	0,75	1,81	0,83	0,27	0,76	1,31	0,40	0,19	0,11
K ₂ O	0,50	2,93	2,91	2,35	3,43	2,79	2,76	2,09	1,72	2,48	2,55	2,11	2,89
Na ₂ O	0,28	0,15	0,22	He обн.	He обн.	0,08	0,11	He обн.	He обн.	0,50	He обн.	3,58	2,17
P ₂ O ₅	19,52	0,51	1,54	0,07	0,34	0,08	0,10	0,05	0,06	0,16	0,06	0,06	0,05
CO ₂	2,46	0,56	0,37	0,10	He обн.	1,25	0,29	0,10	0,12	0,56	He обн.	He обн.	He обн.
H ₂ O ⁺	4,77	6,13	7,74	7,22	7,24	7,22	6,21	7,77	3,97	9,26	8,78	8,21	8,04
H ₂ O	1,32	3,31	2,78	2,98	3,46	3,14	2,95	3,10	6,27	0,80	1,49	1,14	1,22
Cr ₂ O ₃	0,001	0,055	0,036	0,146	0,039	0,066	0,043	0,109	0,079	He обн.	0,17	0,19	0,16
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,98	100,00	99,51	99,78	100,36	100,08

Примечание. H₂O - в сумму не входит; анализы I - II - точка 3440; I2, I3 - точка 3188. Анализ выполнен. I-9 - в ГЕОХИ, IO-I3 - на квантометре в ИГ ЯФ СО АН СССР.

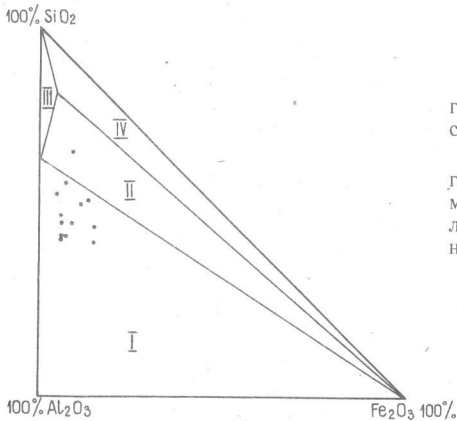


Рис. 10. Диаграмма состав — парагенезис для выветрелых галек из триасовых отложений хребта Туора-Сис.

Поля минеральных парагенезисов: I — гиббсит-гётитового; II — каолинит-монтмориллонитового; III — кварц-монтмориллонит-каолинитового; IV — монтмориллонитового

часть фосфатов продолжала формироваться и в морском бассейне, т.к. наблюдается цементация шамозитизированных участков породы поздними фосфатами. Таким образом, изучение галек карнийских отложений показывает, что последние образовались в существенной мере за счет интенсивно выветрелых магматических пород в условиях морского мелководья.

Для тяжелой фракции песчанистого цемента карнийских конгломератов характерна хромит-гранатовая минеральная ассоциация. В карнийском пласте острова Тас-Ары отмечается широкое развитие хромистых пиропов (максимальное содержание Cr_2O_3 около 10%), которые могут быть отнесены к лерцолитовому типу парагенезиса, но пиропов алмазной ассоциации не встречено. Средняя хромистость пиропов, определенная по самой представительной выборке с острова Тас-Ары, 3,94%.

Хромшпинелиды этого же обнажения показывают широкий спектр составов: пределы по содержанию Cr_2O_3 — 30—60%, Al_2O_3 — 2—22%, но в их числе преобладают низкоалюминиевые шпинели (4—7% Al_2O_3) с переменной хромистостью 32—48% (рис. 12,а). Характерно заметное число зерен с высоким содержанием TiO_2 , колебания в интервале 0,07—8,33%, среднее составляет 3,62%. Необходимо отметить, что хромшпинелиды с высоким содержанием окиси титана встречаются в ряде кимберлитовых тел провинции.

На правобережье Лены конгломераты карнийского яруса изучены на обоих крыльях протяженной синклиальной складки в бассейнах рек Кендейкен и Кендей. Гранаты из конгломератов бассейна р. Кендей почти на 100% в отдельных линзах представлены пиропами, в редких случаях количество содержащихся в отложениях альмандинов поднимается до 18%. Хромистость пи-

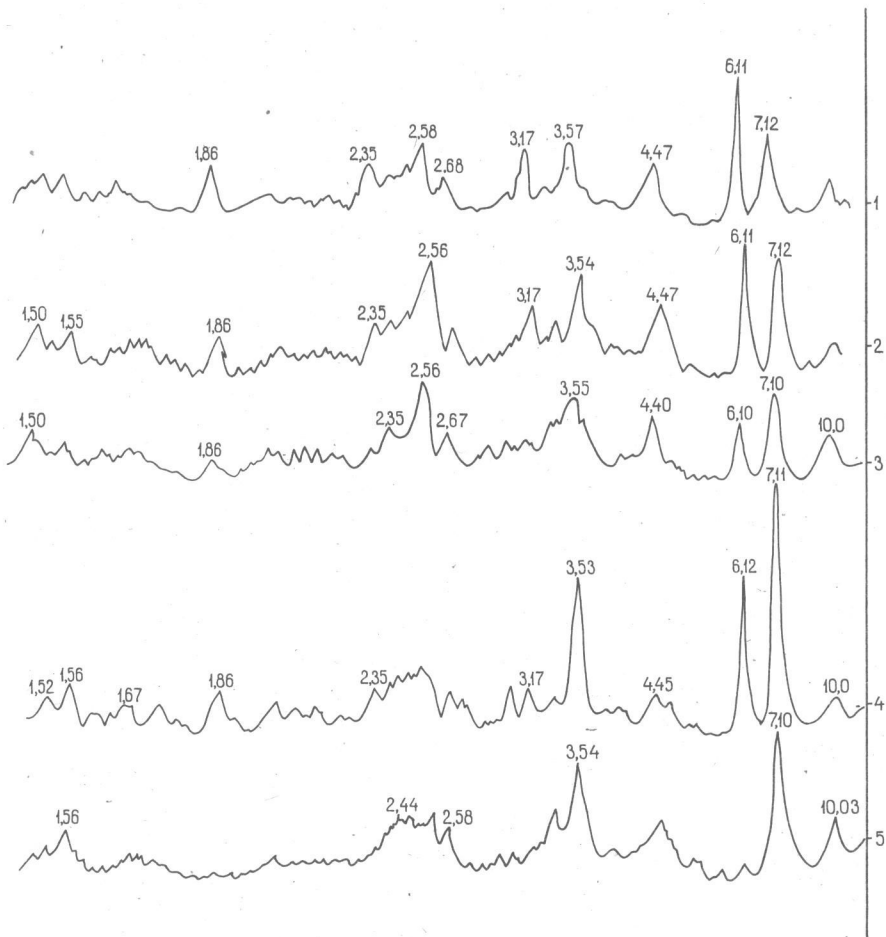


Рис. 11. Дифрактограммы пород измененных галек из триасовых отложений хребта Туора-Сис:

1, 2 — в составе пород бёмит (6,11 Å) преобладает над шамозитом (7,10 Å) (табл. 4, ан. 5,7); 3, 4 — в составе пород шамозит преобладает над бёмитом (табл. 4, ан. 10, 13); 5 — в составе пород шамозит с примесью гидрослюда и реликтами бёмита (табл. 4, ан. 11).

Условия съемки: ДРОН — 2,0; $Mo K_{\alpha}$ излучение; $U = 35kV$; $I = 30mA$

ропов здесь колеблется от 0,04 до 9,98% при среднем значении 3,71%. Пиропы алмазной ассоциации встречаются в большинстве из приведенных проб в количестве 1—3 зерен на пробу, все эти зерна алмазной ассоциации близки по содержанию Cr_2O_3 (8—10%).

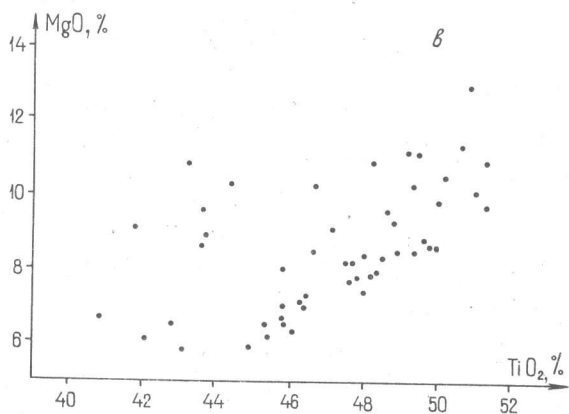
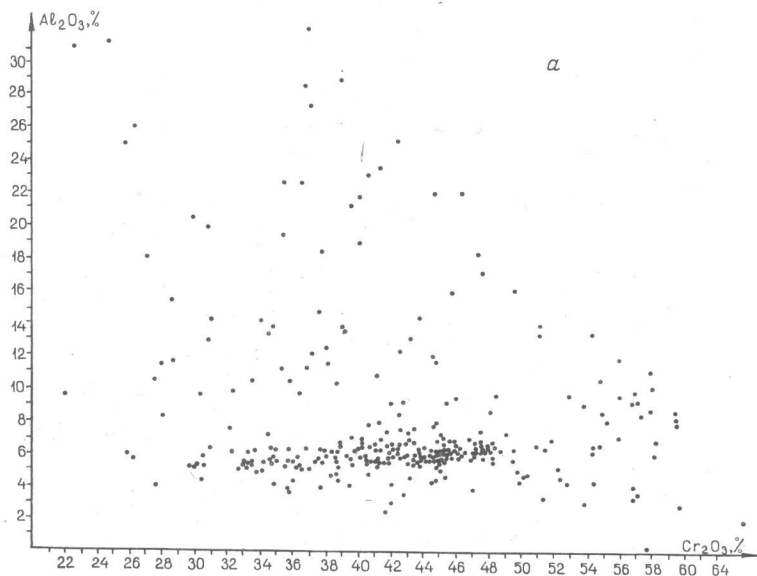
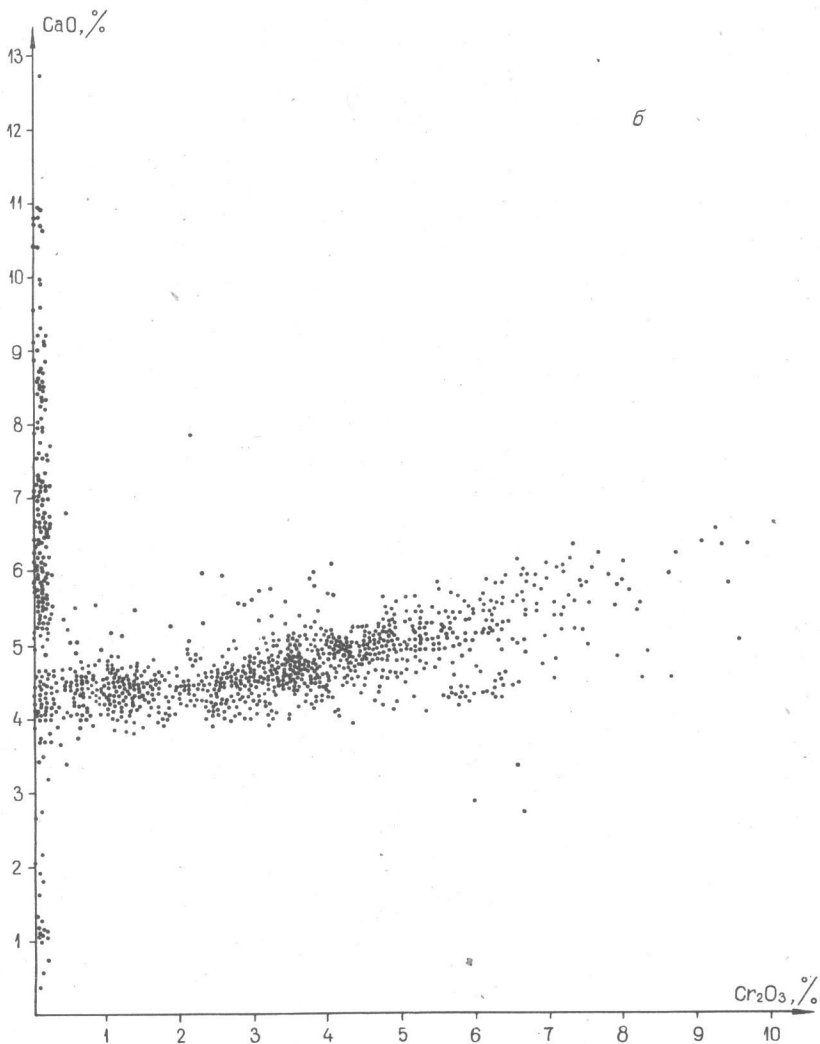


Рис. 12. Диаграммы Al_2O_3 — Cr_2O_3 хромшпинелидов (а), CaO — Cr_2O_3 гранатов (б) и MgO — TiO_2 ильменитов (в) из отложений карнийского яруса верхнего триаса

На рис. 12,б приведен сводный график гранатов из отложений карнийского яруса правобережья р. Кендей. В гранатах трех из восьми точек обнаружено по одному зерну пиропов алмазной ассоциации с содержаниями CaO в интервале 2,5—3,5% и Cr_2O_3 — 6—7%. Спектр содержащихся в пробах гранатов довольно узок: преобладают среднехромистые пиropy, в подчинен-



ном количестве встречаются железистые гранаты, при этом зерна с содержанием FeO более 20% единичны.

На правобережье р. Кендей, на участке детальных работ, из конгломератов были извлечены также многочисленные хромдиопсиды и диопсиды, ильмениты и единичные зерна хромшпинелидов.

Ильмениты в двух изученных пробах являются высокомагне-

Химические микрорзондовые анализы клинопироксенов

ОКИСЛЫ	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,96	54,68	54,97	54,76	54,82	54,70	54,75	51,72
TiO ₂	0,19	0,45	0,15	0,09	0,24	0,00	0,21	0,63
Al ₂ O ₃	2,03	2,71	1,54	1,86	1,86	2,16	1,86	3,41
Cr ₂ O ₃	2,33	1,67	2,23	2,73	2,25	2,20	2,18	1,26
FeO	2,42	2,93	2,61	2,30	2,40	1,91	2,19	3,47
MnO	0,12	0,09	0,12	0,10	0,11	0,11	0,11	0,15
MgO	15,20	16,86	16,84	15,53	15,10	15,18	15,40	14,69
CaO	19,99	16,99	18,38	18,90	19,76	20,75	20,03	22,17
Na ₂ O	2,37	2,50	1,95	2,48	2,30	2,13	2,14	0,93
K ₂ O	0,02	0,02	0,06	0,05	0,00	0,03	0,02	0,01
Сумма	99,63	98,89	98,86	98,79	98,85	99,17	98,89	98,44

ОКИСЛЫ	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	54,53	54,68	54,86	54,99	54,67	55,19	54,70	54,54
TiO ₂	0,23	0,27	0,21	0,28	0,22	0,14	0,47	0,45
Al ₂ O ₃	2,09	2,08	2,03	1,67	1,99	2,11	2,63	2,65
Cr ₂ O ₃	2,26	3,27	2,26	1,52	2,36	2,29	1,57	1,66
FeO	2,47	2,75	2,50	2,90	2,65	2,50	2,90	2,89
MnO	0,13	0,09	0,17	0,15	0,12	0,12	0,17	0,12
MgO	15,07	14,48	15,39	15,91	15,50	15,20	16,76	16,94
CaO	19,45	18,52	19,68	19,73	19,24	19,67	16,91	16,96
Na ₂ O	2,48	3,09	2,23	2,13	2,37	2,47	2,40	2,50
K ₂ O	0,01	0,00	0,03	0,05	0,02	0,04	0,06	0,06
Сумма	98,72	99,24	99,35	99,34	99,15	99,73	99,58	99,78

зиальными (MgO — 5—13%) и хромсодержащими. Интервалы содержания и средние значения Cr₂O₃ в ильменитах этих проб составляют соответственно 0,18—3,41%, 0,07—2,83% и 1,02—0,77%. Сводный график MgO — TiO₂ для ильменитов (рис. 12,в) показывает картину, обычную для сообщества ильменитов кимберлитовых пород.

Хромдиопсиды и диопсиды из трех точек, полные анализы которых, выполненные на микрорзонде, приведены в табл. 5, характеризуются заметными содержаниями Cr₂O₃. В хромдиопсидах количество Cr₂O₃ колеблется в интервале 1,75—3,32%. Аналогичные таковым содержания окиси хрома в хромдиопсидах известны только в кимберлитовых породах. Примечательна и повышенная хромистость диопсидов. Табл. 6 характеризует кальциевость и магнезиальность изученных клинопироксенов. Среди хромдиопсидов

Т а б л и ц а 5

из отложений Т₃к хребта Туора-Сис

9	10	11	12	13	14	15	16
54,99	54,99	54,69	54,56	55,40	54,95	55,22	55,24
0,11	0,27	0,49	0,35	0,20	0,24	0,30	0,34
1,85	1,58	2,73	1,78	2,18	0,99	1,57	1,56
2,59	1,54	1,61	1,35	2,48	3,97	1,52	1,47
2,44	2,97	3,07	3,31	2,53	2,18	2,83	2,96
0,09	0,17	0,12	0,08	0,07	0,10	0,13	0,12
15,63	15,90	16,89	16,06	14,78	14,82	15,93	16,04
19,16	19,48	16,60	19,36	19,43	19,26	19,70	19,59
2,39	2,13	2,59	1,93	2,31	2,71	2,14	1,98
0,04	0,05	0,03	0,05	0,02	0,05	0,02	0,04
99,30	99,09	98,83	98,83	99,40	99,27	99,36	99,36

25	26	27	28	29	30	31	32
55,33	54,44	55,28	54,69	55,13	55,00	54,90	54,64
0,09	0,48	0,34	0,23	0,26	0,00	0,12	0,26
1,83	2,64	1,68	1,62	1,64	1,77	0,51	1,39
2,52	1,51	1,55	1,55	1,46	1,81	3,72	4,01
2,26	3,03	2,93	2,96	2,94	2,40	3,25	2,44
0,13	0,09	0,08	0,13	0,17	0,09	0,11	0,16
15,69	16,93	15,58	15,67	15,49	16,33	14,07	14,77
19,37	16,84	19,72	19,65	19,69	19,79	19,93	18,19
2,20	2,50	1,96	1,97	1,93	1,90	2,65	2,87
0,05	0,05	0,09	0,06	0,05	0,05	0,01	0,07
99,47	98,51	99,22	98,52	98,75	99,14	99,28	98,81

по кальциевости выделяются субкальциевые ($\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Mg}}$ менее 0,44) и кальциевые (выше 0,44) разности. Кальциевость диопсидов выше, чем хромдиопсидов. Рис. 13 иллюстрирует обратно пропорциональную зависимость содержаний глинозема и Cr_2O_3 в хромдиопсидах. На рис. 14 показана зависимость содержаний TiO_2 и Cr_2O_3 в хромдиопсидах от их кальциевости. Прослеживаются довольно отчетливые связи: увеличение Cr_2O_3 и уменьшение TiO_2 с повышением кальциевости.

Такие же закономерности в изменении состава хромдиопсидов, но более отчетливо, отмечаются в хромдиопсидах из ультраосновных ксенолитов и основной массы кимберлитовых пород (рис. 15). В единичных зернах хромшпинелидов, встреченных в карнийских отложениях правобережья р. Кендей, содержания Cr_2O_3 колеблются в пределах 56—62%.

33	34	35	36	37	38	39	40
54,73	54,29	54,43	55,15	54,87	54,13	54,35	54,20
0,11	0,00	0,16	0,08	0,00	0,06	0,01	0,16
2,18	1,13	1,43	2,69	1,22	2,64	1,91	2,73
3,31	1,75	2,40	3,16	1,83	1,88	2,69	3,32
2,39	2,14	3,65	2,54	2,38	2,54	2,36	2,44
0,09	0,10	0,11	0,11	0,13	0,05	0,08	0,16
15,05	16,65	14,51	15,24	17,01	14,88	15,94	14,22
18,42	20,04	18,69	17,40	20,34	19,61	18,81	17,04
2,87	1,46	2,22	3,11	1,79	2,56	2,51	3,22
0,08	0,08	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
99,21	97,63	97,65	99,53	99,60	98,36	98,65	97,49

49	50	51	52	53	54	55	56
52,43	54,21	51,63	54,22	52,89	54,11	54,43	53,45
0,93	0,62	1,03	0,53	1,02	0,59	0,48	0,57
3,29	0,72	2,64	0,75	1,24	0,62	0,53	1,29
0,63	0,81	0,73	1,16	0,35	0,90	0,90	0,94
3,85	3,44	3,90	3,09	5,04	3,45	3,15	4,43
0,09	0,07	0,16	0,11	0,11	0,09	0,09	0,07
14,88	16,81	15,04	17,47	15,62	17,32	17,44	16,46
23,53	22,73	23,45	21,98	22,39	22,20	22,06	21,51
0,61	0,36	0,55	0,38	0,39	0,34	0,35	0,47
0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03
100,26	99,79	99,15	99,72	99,07	99,64	99,46	99,23

I - 45 - хромдиопсиды, 46 - 64 - диопсиды.

Небольшая выборка гранатов изучена из карнийских отложений левобережья р. Кендей, где зафиксированы только хромсодержащие пиропы и в их числе встречено одно зерно алмазной ассоциации. Средняя хромистость пиропов остается в тех же пределах, а максимальная хромистость здесь возрастает (11,22%).

Левобережье р. Лены (бассейн р. Булкур) отличается увеличением в конгломератах карнийского возраста доли малохромистых оранжевых пироп-альмандинов до 40%, но среди пиропов хромистого ряда по-прежнему встречаются единичные зерна алмазной ассоциации. Хромшпинелиды из бассейна р. Булкур выделяются чрезвычайно сильной изменчивостью составов, колебания отдельных окислов в них составляют: Al_2O_3 — 0—45%, Cr_2O_3 — 20—63%, MgO — 5—19%. Характерно присутствие в числе хромшпинелидов серии высокохромистых шпинелей, среди которых отмечено зерно алмазной ассоциации с хромистостью 63,45%.

41	42	43	44	45	46	47	48
54,42	54,90	55,02	53,92	54,43	53,66	53,56	52,53
0,18	0,00	0,05	0,04	0,11	0,65	0,89	0,95
2,67	1,60	1,69	1,94	0,25	0,93	1,01	2,46
3,15	2,13	1,91	2,07	2,01	0,68	0,50	0,67
2,60	2,22	2,36	2,10	2,49	4,08	3,32	4,10
0,08	0,03	0,00	0,16	0,11	0,08	0,10	0,09
14,92	16,29	16,40	15,89	16,52	16,28	15,88	15,60
17,07	19,41	19,09	20,00	22,14	22,27	24,13	22,57
3,21	1,96	2,12	2,08	1,36	0,45	0,32	0,48
0,02	0,02	0,06	0,01	0,00	0,01	0,06	0,03
98,34	98,56	98,70	98,22	99,43	99,07	99,78	99,47

57	58	59	60	61	62	63	64
51,99	54,28	54,05	54,53	53,10	52,70	54,22	52,02
1,29	0,52	0,72	0,54	0,99	1,01	0,58	0,87
2,41	0,71	1,21	0,71	1,26	2,76	0,83	2,77
0,85	0,89	0,58	1,14	0,78	0,65	0,61	0,97
4,01	3,35	3,04	3,11	4,60	4,04	3,84	4,00
0,10	3,35	0,09	0,09	0,14	0,14	0,13	0,14
14,97	17,13	16,35	17,20	16,05	15,04	16,58	15,75
23,38	22,08	23,79	21,99	22,13	23,02	22,56	22,29
0,45	0,48	0,36	0,54	0,41	0,59	0,37	0,54
0,01	0,02	0,02	0,06	0,04	0,02	0,04	0,02
99,46	99,52	100,21	99,91	99,49	99,99	99,77	99,37

Практически субнулевое содержание в этом зерне двуокиси титана (0,12%) позволяет параллелизовать его с хромитами, включенными в алмазы.

На диаграмме $Al_2O_3 - Cr_2O_3$ (рис. 12,а) хромшпинелиды карнийского яруса, развитого в низовьях Лены, образуют очень широкий рой точек, в котором можно выделить поле (сгущение точек) малоалюминиевых феррихромитов и вытянутое диагонально поле пикрохромитов кимберлитовых пород.

Карнийские отложения, обнаженные по левобережью Оленекской протоки, были изучены в трех точках: в районе устья р. Улахан-Юрэх, руч. Улахан-Крест и на горе Ангардам-Таса. Во всех точках преобладают маложелезистые гранаты с хромистостью до 10%. Единичные зерна попадают в поле пиропов алмазной ассоциации. Интересно, что в самой подошве карнийских отложений (гематитовые гравелиты обнажения ручья Улахан-Крест),

Т а б л и ц а 6

Кальциевость и магнизиальность клинопироксенов из отложений
Т₃к хребта Туора-Сис

№ П/П	Ca	Mg	№ П/П	Ca	Mg	№ П/П	Ca	Mg
	Ca+Mg	Mg+Fe		ан.	Ca+Mg		Mg+Fe	ан.
I	0,49	0,92	23	0,42	0,9I	45	0,49	0,92
2	0,42	0,9I	24	0,42	0,9I	46	0,50	0,88
3	0,44	0,92	25	0,47	0,92	47	0,52	0,90
4	0,47	0,92	26	0,42	0,9I	48	0,5I	0,87
5	0,48	0,92	27	0,48	0,90	49	0,53	0,87
6	0,50	0,93	28	0,47	0,90	50	0,49	0,90
7	0,48	0,93	29	0,48	0,90	5I	0,53	0,87
8	0,52	0,88	30	0,47	0,92	52	0,47	0,9I
9	0,47	0,92	3I	0,50	0,86	53	0,5I	0,85
IO	0,47	0,9I	32	0,47	0,92	54	0,48	0,90
II	0,47	0,9I	33	0,47	0,92	55	0,48	0,9I
I2	0,46	0,8I	34	0,46	0,93	56	0,48	0,87
I3	0,49	0,9I	35	0,48	0,87	57	0,53	0,87
I4	0,48	0,92	36	0,45	0,9I	58	0,48	0,90
I5	0,47	0,9I	37	0,46	0,92	59	0,5I	0,9I
I6	0,47	0,9I	38	0,49	0,9I	60	0,48	0,9I
I7	0,48	0,92	39	0,46	0,92	6I	0,50	0,86
I8	0,48	0,90	40	0,46	0,9I	62	0,52	0,87
I9	0,48	0,92	4I	0,45	0,9I	63	0,49	0,87
20	0,47	0,9I	42	0,46	0,93	64	0,50	0,88
2I	0,47	0,9I	43	0,46	0,92			
22	0,48	0,92	44	0,47	0,93			

Номера анализов те же, что и в табл. 5.

с одной стороны, гранаты менее сортированы по размеру и составу, в них много алмандиновых зерен и наблюдаются наряду с мелкими очень крупные малиновые зерна, но, с другой стороны, в них выше концентрации зерен алмазной ассоциации.

В приустьевой части р. Оленек карнийские отложения изучены на мысе Тумул, в горах Карангати и Туора-Хая. Здесь в основании карнийских слоев гранаты, состоящие на 60% из хромсодержащих пиропов, имеют высокие концентрации пиропов алмаз-

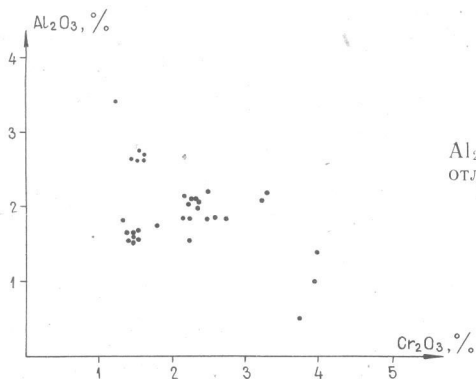
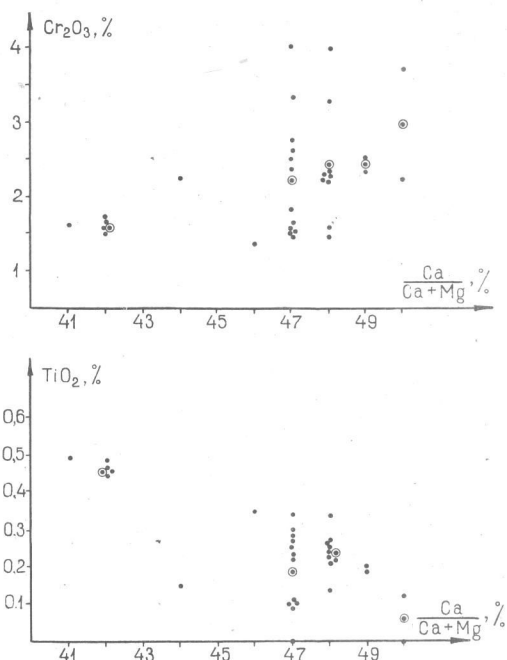


Рис. 13. Зависимость содержания Al_2O_3 от Cr_2O_3 в хромдиоксидах из отложений карнийского яруса

ной ассоциации (25% общего числа гранатов или 42% общего количества пиропов). В верхах же карнийских отложений преобладают алмандины, а хромсодержащие пиропы присутствуют в единичных знаках на пробу и характеризуются хромистостью ниже 4%. Среди рудных минералов, встреченных в верхней части карнийских слоев, преобладают низкомагнезиальные ильмениты траппового типа, а пикроильмениты и низкохромистые шпинелиды встречаются в единичных зернах. Средняя хромистость пикро-

Рис. 14. Зависимость содержания TiO_2 и Cr_2O_3 от кальциевости в хромдиоксидах из отложений карнийского яруса



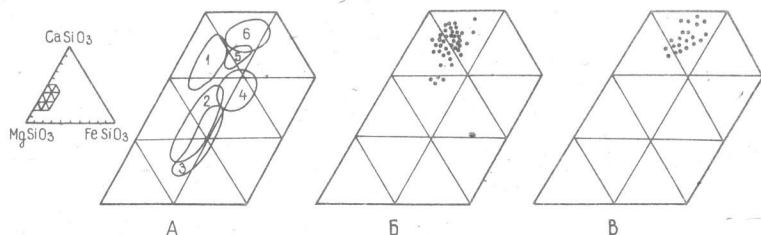


Рис. 15. Диаграмма $\text{CaSiO}_3\text{—FeSiO}_3\text{—MgSiO}_3$ для клинопироксенов из различных источников в кимберлитовых породах (**А**) и в триасовых отложениях хребта Туора-Сис (**Б** — хромдиопсиды, **В** — диопсиды).

А: 1 — кальциевые и 2 — субкальциевые клинопироксены из ксенолитов ультраосновных пород; 3 — клинопироксены мегакристов; 4 — клинопироксены из графических сростаний с ильменитом; 5 — клинопироксены из слюдисто-амфибол-рутил-ильменит-диопсидовых пород; 6 — клинопироксены из основной массы кимберлитовых и родственных пород [по Никишову К.Н., 1984]; **Б, В** — данные автора

ильменитов колеблется в пределах 0,19—0,70%, максимальная достигает 2,4% (приложение).

В карнийских отложениях западной части хр. Прончищева среди гранатов резко преобладают хромистые пиропы (95%), в которых 2% зерен принадлежат алмазной ассоциации. Все пиропы алмазной ассоциации характеризуются исключительно низкими содержаниями CaO — 2,32—3,25%, в них же фиксируются максимальные содержания Cr_2O_3 — 9,11% (приложение).

Наиболее западной точкой, из которой изучены гранаты карнийского яруса, является мыс Цветкова на Таймыре. Здесь 95% гранатов представлены альмандинами, а 5% — хромсодержащими пиропами (Cr_2O_3 — 1,72—4,44%), аналогичными вышеописанным в восточной части полосы развития карнийских отложений.

В отложениях норийского яруса позднего триаса, развитых в бассейне р. Бур и в приустьевой части р. Оленек (мыс Тумул), среди гранатов встречены только альмандины, а в числе рудных минералов — ильмениты, при этом лишь единичные зерна являются пикроразностями с содержанием Cr_2O_3 в интервале 0,03—0,48% (среднее 0,20%).

В нерасчлененных триасовых отложениях, развитых на восточном склоне Оленекского поднятия в нижнем течении р. Тас-Экит, пиропы среди прочих гранатов не обнаружены.

Проведенные исследования позволяют сравнить спутниконость ладинских и карнийских отложений триаса. В ладинских отложениях установлены единичные пиропы алмазной ассоциации и не установлены высокохромистые шпинели. Карнийские же отложения повсеместно содержат в преобладающих количествах хромистые пиропы, в составе которых часто встречаются еди-

ничные зерна пиропов алмазной ассоциации, а на отдельных участках даже отмечаются их повышенные концентрации. Интересно, что концентрации хромистых пиропов, в том числе и алмазной ассоциации, приурочиваются к базалам карнийских отложений; выше по разрезу они быстро разубоживаются, и в верхах карнийской толщи присутствуют в лучшем случае отдельные зерна пиропов в сплошной альмандиновой фракции. Хромшпинелиды (и алмазной ассоциации) встречаются в карнийских отложениях спорадически.

Интересная ситуация наблюдается на восточном крыле хр. Туора-Сис (правобережье р. Кендей), где в карнийских отложениях находки пиропов алмазной ассоциации в нескольких точках сопровождаются заметными концентрациями хромдиопсидов с высокими содержаниями Cr_2O_3 . Перспективность этого участка повышается также и тем, что здесь в карнийских конгломератах присутствует большое количество сильно выветрелых (измененных) галек магматических брекчий. Химический состав галек (высокое содержание K_2O , преобладание K_2O над Na_2O) и сохранившиеся текстурно-структурные особенности не исключают наличия среди них обломков преобразованной в условиях зоны выветривания кимберлитовой брекчий.

При сравнении спутниконосности всей полосы карнийских конгломератов видно, что относительно более высокие концентрации зерен алмазной ассоциации наблюдаются в отложениях данного возраста бассейна р. Кендейкен, мыса Тумул в устье Оленека и западной части хребта Прончищева.

Естественно, на такой большой территории, от низовьев Лены до Восточного Таймыра, где к настоящему времени изучены отложения позднего триаса, источник спутников алмаза и самих алмазов, поступавших в грубообломочные фации позднего триаса, не мог быть один. Очевидно, каждому участку повышенной концентрации минералов алмазной ассоциации должен соответствовать свой источник. К сожалению, до настоящего времени более древние, чем триасовые, отложения территории изучены совершенно недостаточно, поэтому оценить однозначно степень их участия в питании осадков позднего триаса не представляется возможным.

2.5. Отложения юрского возраста

В отложениях юрского возраста, наиболее хорошо изученных в Приленье, концентрации минералов-спутников и самих алмазов известны в конгломератах трех уровней: плинсбахского, келловейского и нижневолжского. Они установлены работами Б.И.Прокопчука, Л.М.Израилева, М.И.Плотниковой и других.

Но сами спутники из этих отложений в химическом отношении долгое время оставались неизученными.

В нашем распоряжении были спутники из **плинсбахских конгломератов** двух районов: бассейна рр. Уджа — Чымара и правобережья р. Муна (водораздел Муна — Мунакан — Чимидикян).

В первом районе конгломераты плинсбахского возраста обнажаются по р. Чымара и ее левому притоку Бюк-Юрэх, по р. Уджа, на левобережье несколько выше устья р. Борго-Токур, а на междуречье Уджа — Чымара вскрыты бурением при работах на участке Томтор (рис. 1, точки 26—29).

Среди гранатов в плинсбахских отложениях преобладают (90%) хромистые пиропы с переменным содержанием Cr_2O_3 (до 9,3%, среднее 3,7%); в единичных знаках (2 из 138 зерен) встречены пиропы алмазной ассоциации (рис. 16,а). Из плинсбахских конгломератов обнажения по р. Уджа проанализированы одновременно гранаты, ильмениты и хромшпинелиды. Ильмениты этого уровня довольно разнообразны по составу. На графике $\text{MgO}-\text{TiO}_2$ они разделяются на два поля: верхнее пикроильменитовое, где сосредоточены зерна с содержанием MgO выше 5%, колебания по TiO_2 составляют 42—54%, и нижнее — компактное поле трапповых ильменитов, содержащее меньшую часть выборки, с содержаниями MgO ниже 4% и интервалом по TiO_2 48—54%. Среднее содержание Cr_2O_3 в пикроильменитах 0,28%, интервал 0,01—0,74% (рис. 16,б). Присутствующие в единичных зернах хромшпинелиды этого обнажения характеризуются низкой хромистостью (32—47%) и алюминиевостью (6—16%). Наиболее представительно изучены хромшпинелиды на участке Томтор, они извлечены из керна четырех скважин, вскрывших базалы плинсбахских отложений. На сводной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Cr}_2\text{O}_3$ (рис. 17) видно, что хромшпинелиды разбиваются на два поля: диагональное, где сосредоточены хромпикотиты от низкохромистых высокоалюминиевых (30% Cr_2O_3 и 26% Al_2O_3) до высокохромистых низкоалюминиевых (58% Cr_2O_3 и 4% Al_2O_3), такие хромшпинелиды характерны для кимберлитовых пород, и нижнее горизонтальное поле феррихромитов, характеризующихся малым разбросом содержаний Al_2O_3 (4—9%) и большим Cr_2O_3 (31—51%). Хромиты алмазной ассоциации среди проанализированных зерен не встречены.

Таким образом, в плинсбахских отложениях бассейнов рр. Уджа и Чымара содержатся продукты размыва кимберлитовых пород — хромистые пиропы, хромсодержащие пикроильмениты и пикрохромиты, но среди них очень мало зерен алмазной ассоциации, что не позволяет прогнозировать высокую алмазность как питающих отложения кимберлитовых тел, так и самих плинсбахских конгломератов данного района.

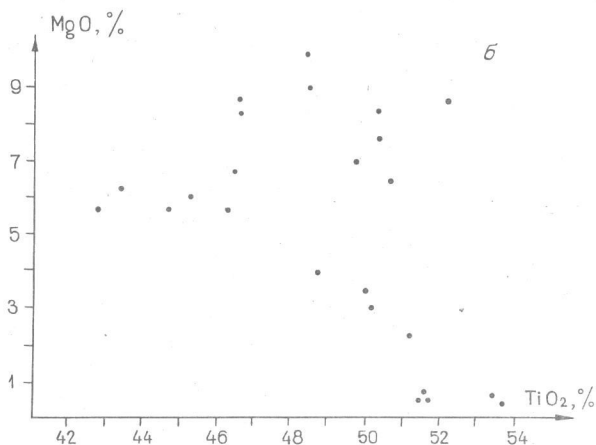
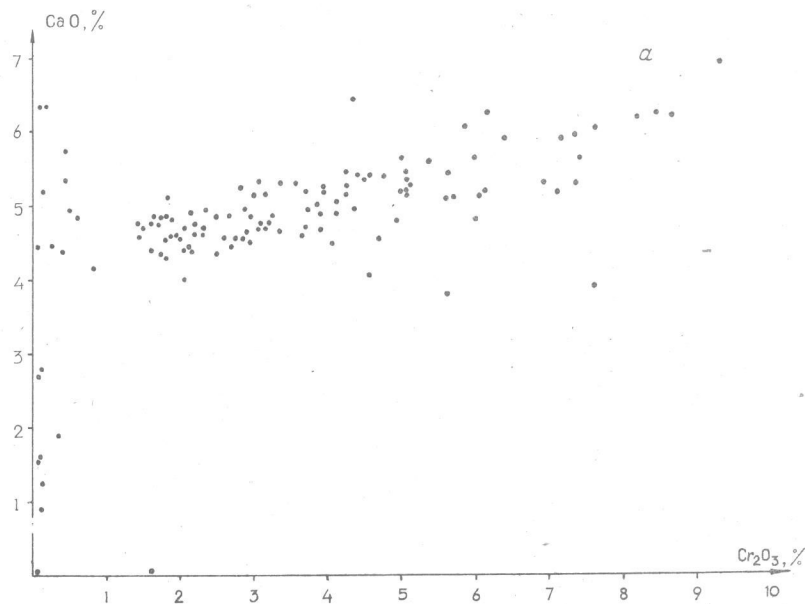
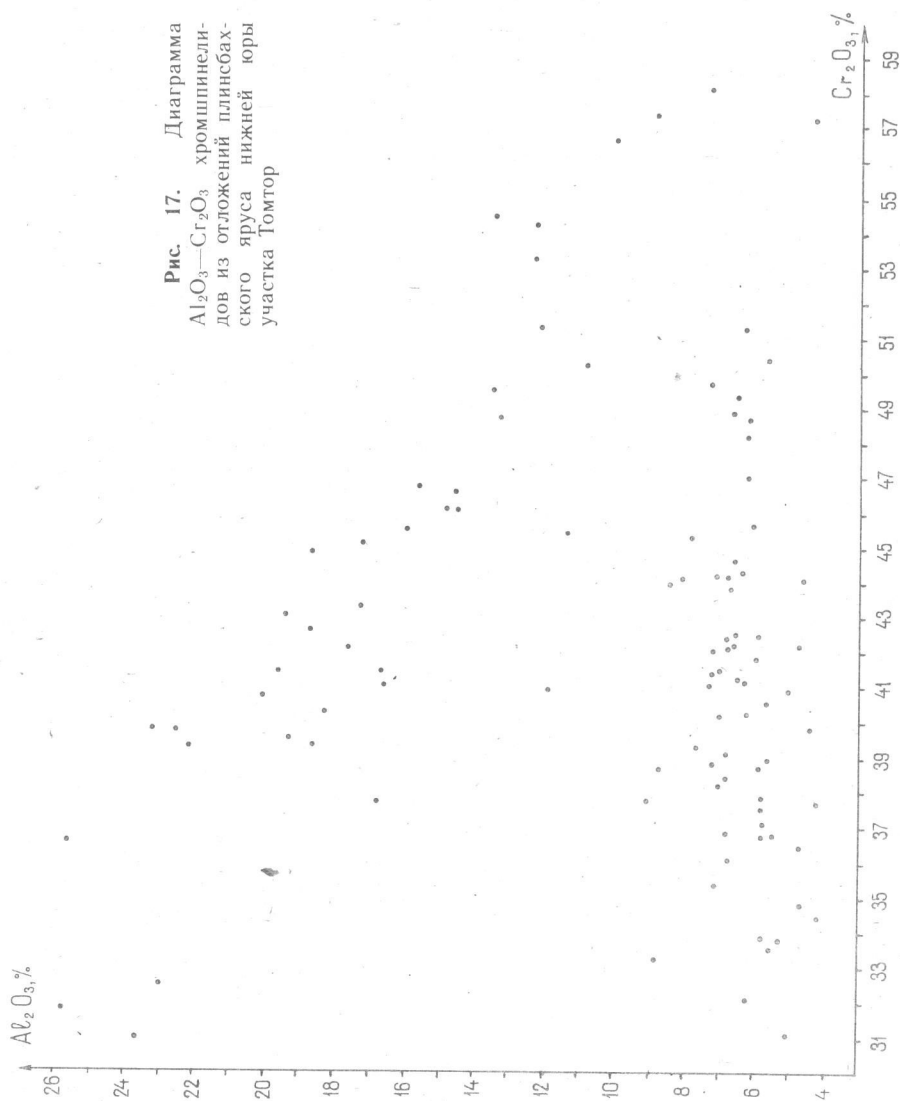


Рис. 16. Диаграммы CaO—Cr₂O₃ гранатов (а) и MgO—TiO₂ ильменитов (б) из отложений плинсбахского яруса нижней юры бассейна р. Уджа

В бассейне р. Муна, где отложения плинсбахского возраста распространены на водоразделах Муна — Чимидикян и Мунакан — Чимидикян, т.е. на водоразделе Муна — Тюнг, 95% гранатов, содержащихся в них, представлено хромистыми пиропами лерцолитового и дунит-гарцбургитового парагенезиса со средней



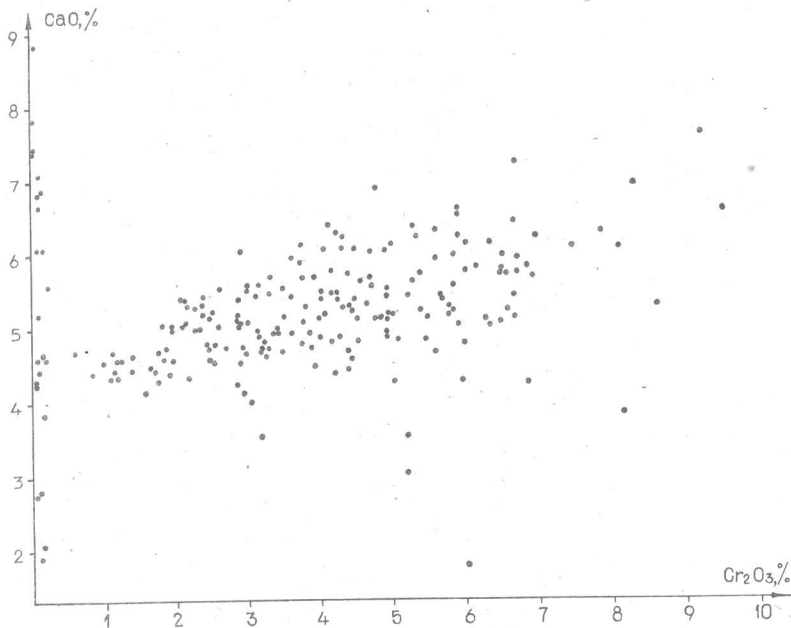


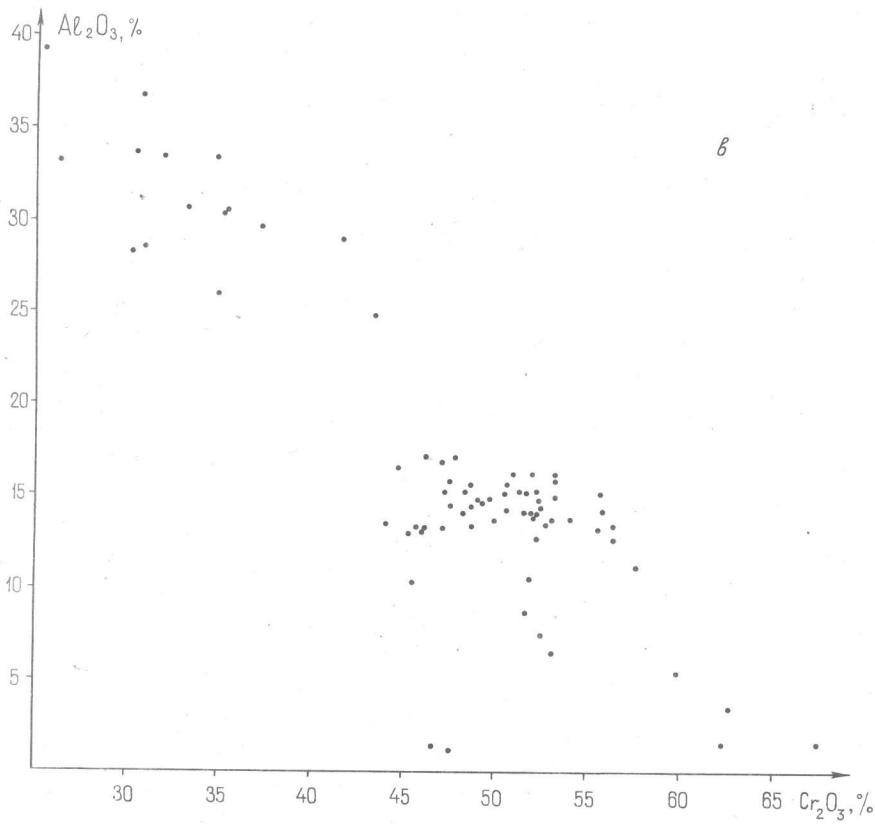
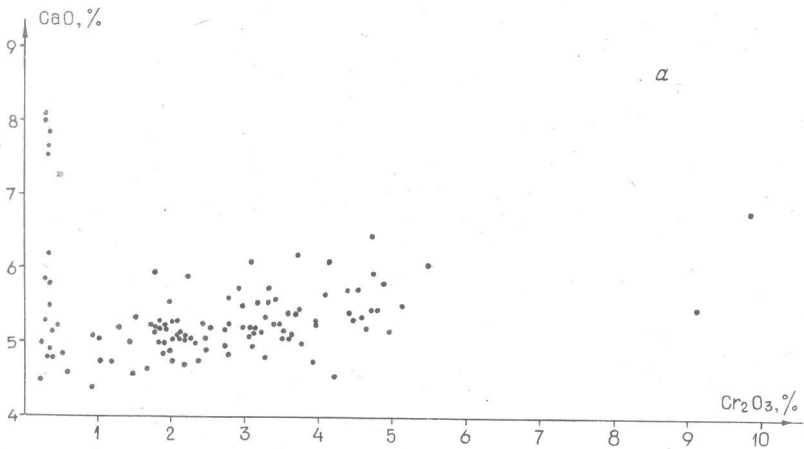
Рис. 18. Диаграмма CaO—Cr₂O₃ гранатов из отложений плинсбахского яруса нижней юры р. Чимидикян

хромистостью 3,84%, а единичные зерна (3 из 224) попадают в поле пиропов алмазной ассоциации (рис. 18).

Судя по особенностям минералов-спутников алмаза, степень потенциальной алмазности плинсбахских отложений и питающих их кимберлитовых пород в двух исследованных районах распространения нижнеюрских пород должна быть примерно одинакова.

Минералы-спутники алмаза из базальных горизонтов **келловейского яруса** верхнеюрской толщи изучены в верховьях р. Элиетийе (междуречье Лена — Эекит) (рис. 1, точка 32). Среди гранатов как I—II, так и III—IV степеней сохранности присутствуют лишь хромистые (содержание Cr₂O₃ > 0,2%) пиропы. При этом гранаты лучшей сохранности относятся к маложелезистым (менее 12%) разновидностям и показывают повышенные содержания Cr₂O₃, и средние (3,74%) и абсолютные (10%), и близкие значения CaO (4,5—7%). Среди более изношенных гранатов встречаются зерна с FeO до 22%; максимальная их хромистость не превышает 5,5% при среднем содержании Cr₂O₃ 2,38%, CaO 4—8% (рис. 19,а).

Ильмениты всех классов сохранности, присутствующие в кел-



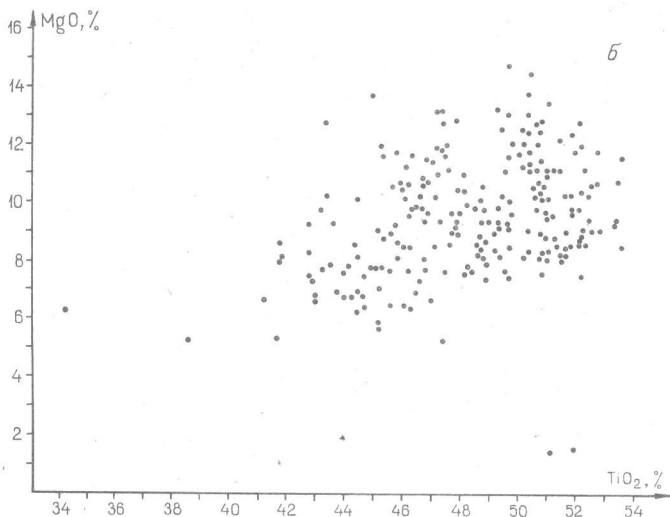


Рис. 19. Диаграммы $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ гранатов (а), $\text{MgO}-\text{TiO}_2$ ильменитов (б) и $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Cr}_2\text{O}_3$ хромшпинелидов (в) из отложений келловейского яруса верхней юры

ловейских конгломератах, относятся к пикроильменитам (за исключением двух зерен из 230 изученных). Колебания их основных окислов: MgO — 5—15%, TiO_2 — 41—54%, Cr_2O_3 — 0,07—3,86% при среднем значении последнего 0,74%. Только два зерна из всей выборки относятся к трапповым ильменитам (рис. 19,б).

Хромшпинелиды из этих отложений отличаются октаэдрической формой хорошей сохранности. На графике $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ (рис. 19,в) хромшпинелиды дают два поля составов: 1 — хромпикотитов (Al_2O_3 — 1—17%, Cr_2O_3 — 44—67%), в которое объединяется 80% всех зерен и куда попадают зерна хромитов алмазной ассоциации; 2 — высокоалюминиевых шпинелидов (25—45% Al_2O_3) с пониженной хромистостью (23—43% Cr_2O_3). В составе хромпикотитов первого поля встречены три зерна с такими соотношениями Cr_2O_3 и TiO_2 : 62,29 и 1,82%; 62,57 и 0,99%; 67,42 и 0,72%. Допустимое максимальное содержание TiO_2 в хромитах алмазного парагенезиса не более 1% разрешает относить к зернам алмазной ассоциации только два последних зерна и исключить первое.

Таким образом, среди минералов-спутников алмаза, встреченных в конгломератах келловейского возраста в верховьях р. Элиетийей, отмечаются хромистые пиропы, хромсодержащие пикроильмениты и хромшпинелиды, среди последних есть зерна алмазной ассоциации (3%), что позволяет прогнозировать алмазоносность

питающих эти конгломераты кимберлитовых пород, которые могли быть расположены на восточном склоне Оленекского поднятия. Не исключено появление части минералов-спутников алмаза и из промежуточных коллекторов более древнего возраста, но хорошая сохранность значительного числа зерен минералов кимберлитового парагенезиса заставляет считать, что они поступали из первичных источников.

Конгломераты нижневолжского яруса поздней юры изучались в трех участках Приленья: Молодо — Горное (среднее течение р. Молодо), Юрский (междуречье Сюнгюде — Лена), бассейн

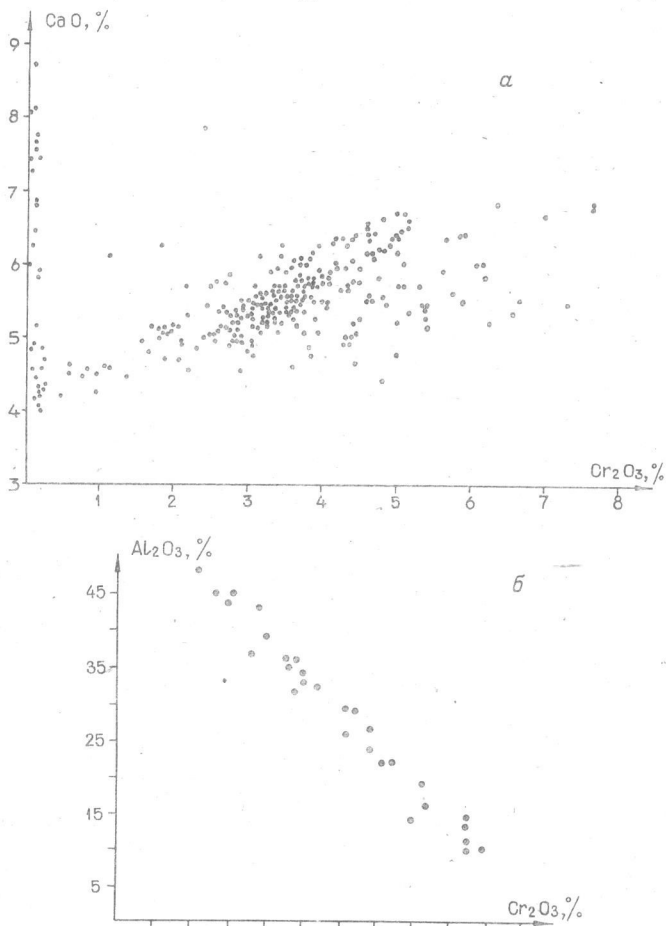


Рис. 20. Диаграммы CaO—Cr₂O₃ гранатов (а) и Al₂O₃—Cr₂O₃ хромшпинелидов (б) из отложений нижневолжского яруса верхней юры

р. Керююк (правый приток р. Молодо в ее низовьях) (рис. 1, точки 33—36). Во всех трех точках среди гранатов преобладают хромистые пиропы, максимальная их хромистость достигает 7—8%. В бассейне р. Керююк в заметном количестве в гранатовой фракции присутствуют зерна альмандинов. Гранатов алмазной ассоциации не встречено ни в одной выборке. Данные о хромистости пиропов из нижеволжских отложений приведены на рис. 20, а и в табл. 7.

Хромшпинелиды, изученные из нижеволжских отложений бассейна р. Керююк, образуют на графике $Al_2O_3 - Cr_2O_3$ узкое диагональное непрерывное поле составов от исключительно высокоалюминиевых шпинелей (45% Al_2O_3), содержащих всего 10—15% Cr_2O_3 , до хромпикотитов, в которых количество Cr_2O_3 возрастает до 50%, а Al_2O_3 уменьшается до 10% (рис. 20, б).

Некоторую информацию о химизме минералов кимберлитового парагенезиса в **верхневолжских конгломератах** дает изучение этих минералов в составе аллювия водотоков поля развития отложений данного возраста (рис. 1, точки 37 и 38).

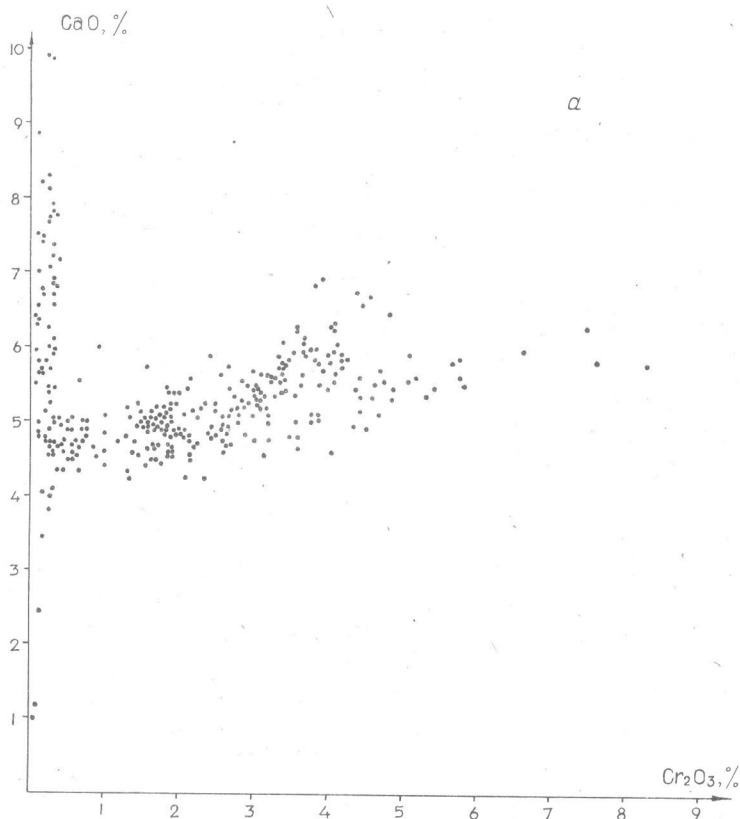
Так, аллювий рек Буор-Эекит, Элиетибийе и Бычыкы изучен в тех частях бассейнов, где реки проходят по площадям сплошного развития верхневолжских отложений. Здесь аллювий обогащен крупными зернами хромистых пиропов широкой цветовой гаммы. Максимальная хромистость выборок пиропов растет от 5,5 (р. Бычыкы) до 7,5 (р. Буор-Хая) и 10% (верховья р. Элиетибийе). Бесхромовые гранаты отличаются низкой железистостью и, вероятно, также относятся к пиропам. Средняя хромистость пиропов из аллювия р. Бычыкы 2,07%, р. Буор-Эекит 2,36%, р. Элиетибийе 2,72%, т.е. она, так же как и максимальная хромистость, растет от р. Бычыкы к р. Элиетибийе (рис. 21, а).

Ильмениты из аллювия этих рек в большинстве своем представлены пикроразностями; повсеместно в единичных знаках встречаются пикроильмениты с пониженными значениями MgO (до 3—4%) и TiO_2 (до 36—38%), приближающиеся по значени-

Т а б л и ц а 7

Содержание Cr_2O_3 (%) в пиропах нижеволжских отложений Приленья

Место взятия	Число зерен	Интервал	Среднее
Участок Молодо-Горное	36	0,06—6,66	3,31
Участок Юрский	138	1,08—7,65	3,84
Бассейн р. Керююк	100	0,07—7,29	2,80
Среднее по выборкам	274	0,06—7,65	3,39



ям MgO и TiO₂ к области «магнитных» ильменитов. Cr₂O₃ в ильменитах (табл. 8) фиксируется повсеместно, но не превышает 4,3%, причем все «магнитные» ильмениты содержат окись хрома в повышенных количествах. Заметная хромистость пикроильменитов, присутствие в их числе «магнитных» ильменитов позволяют относить встреченные зерна к ильменитам кимберлитового парагенезиса (рис. 21,б).

Хромшпинелиды, изученные только из аллювия р. Элиетий, в основной своей массе, за исключением anomalно высоко- или низкоалюминиевых шпинелей, принадлежат полю хромпикотитов с колебаниями по содержанию Al₂O₃ от 13 до 16% и Cr₂O₃ от 47 до 54% и образуют на графике очень компактный рой точек (рис. 21,в).

Таким образом, как в келловейских, так и в ниже- и верхне- волжских отложениях Приленья встречаются минералы кимберлитового парагенезиса, хотя нигде они не дают заметных концент-

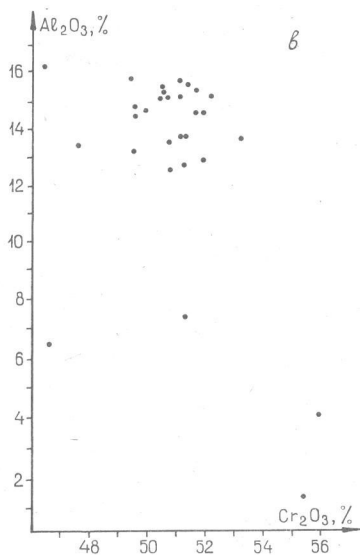
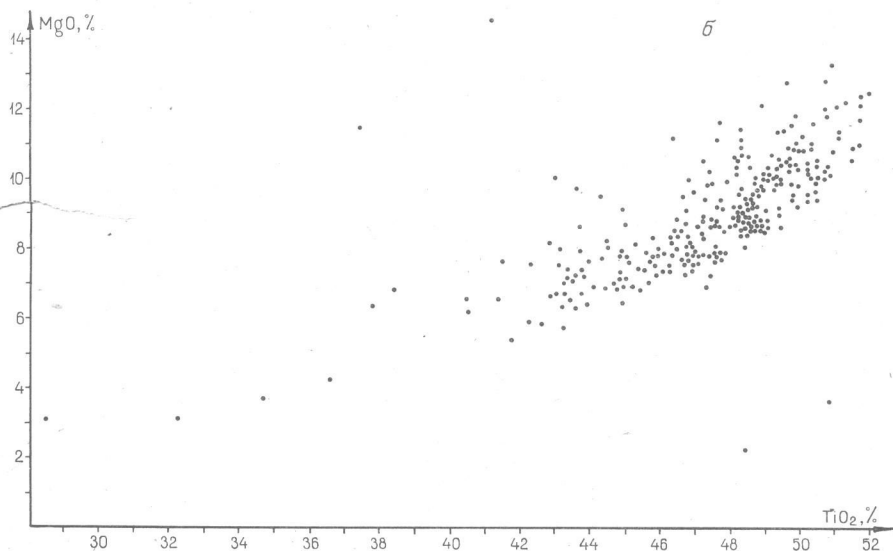


Рис. 21. Диаграммы $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ гранатов (а), $\text{MgO}-\text{TiO}_2$ ильменитов (б) и $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Cr}_2\text{O}_3$ хромшпинелидов (в) из отложений верхневолжского яруса верхней юры

раций зерен алмазной ассоциации. Это свидетельствует о размыве кимберлитовых тел региона в продолжение практически всей поздней юры. Также, очевидно, в это время широко был распространен и перемыв вторичных коллекторов минералов кимберлитового парагенезиса и алмазов.

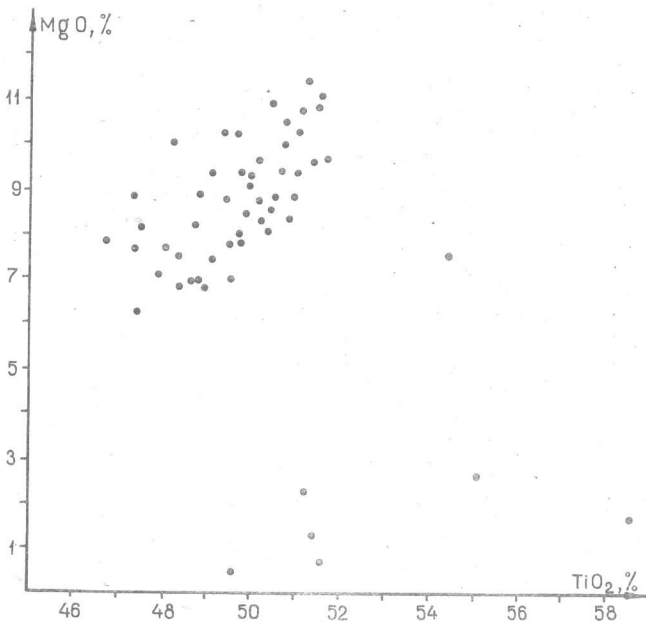
Таблица 8

Хромистость (%) ильменитов из верхневолжских конгломератов

Водоток	Число зерен	Интервал	Среднее
Р. Бычки	92	0,12-3,43	0,52
Р. Буор-Экит	63	0,13-4,26	0,56
Р. Элиетибийе	119	0,06-2,26	0,48
Всего	274	0,06-4,26	0,51

2.6. Отложения мелового возраста

Данные о составе минералов-спутников алмаза в отложениях мелового. возраста крайне скудны. Нами были изучены рудные минералы меловых отложений, вскрытых бурением (скв. 215) в бассейне р. Эбелях (рис. 1, точка 39). В составе рудных минералов здесь преобладает ильменит, в единичных знаках присутствуют низкохромистые шпинелиды и рутилы. По содержанию MgO ильмениты разбиваются на две группы: преобладающая по количеству группа пикроильменитов (содержание MgO 6—12%), все

Рис. 22. Диаграмма $MgO-TiO_2$ ильменитов из нижнемеловых отложений

зерна которой отличаются заметным содержанием хрома (среднее Cr_2O_3 0,58%), и малочисленная группа ильменитов базитового типа (MgO меньше 3%, а среднее Cr_2O_3 0,11%). Пикроильмениты из меловых отложений бассейна р. Эбелях аналогичны таковым из кимберлитовых пород (рис. 22).

2.7. Отложения неогенового возраста

Минералы-спутники неогеновых отложений анализировались нами из реликтовых галечников, развитых в верховьях рр. Биллях

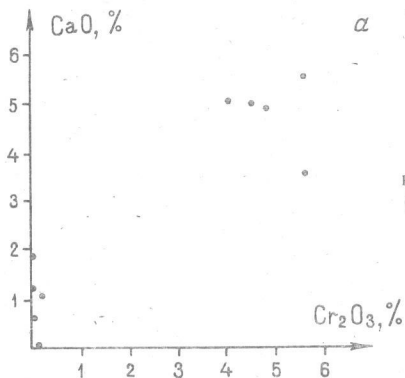
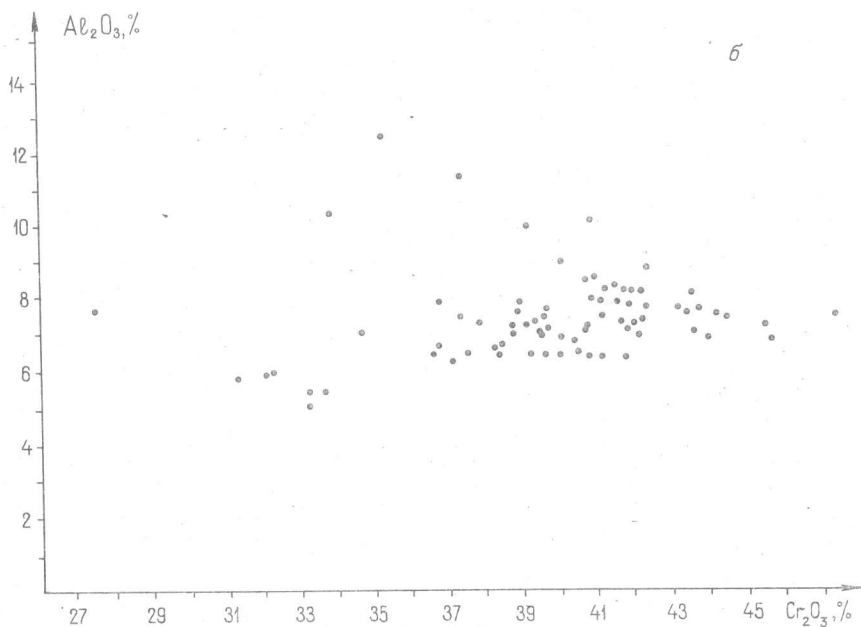


Рис. 23. Диаграммы $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ гранатов (а) и $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Cr}_2\text{O}_3$ хромшпинелидов (б) из отложений неогенового возраста



и Уджа (р. Некулях) (рис. 1, точки 40, 41). В последней точке возраст их определен как неоген-четвертичный. Гранаты, содержащиеся в неоген-четвертичных отложениях, на 60% представлены зернами алмандинов и на 40% — пиропов, причем одно зерно с Cr_2O_3 — 5,59% и CaO — 3,62% попадает в поле пиропов алмазной ассоциации (рис. 23,а).

Хромшпинелиды из реликтовых галечников р. Биллях пестры по составу. Наблюдаются широкие колебания по содержанию Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 23,б), но максимальное скопление точек на графике Cr_2O_3 — Al_2O_3 ограничено полем с интервалами по Cr_2O_3 — 37—44% и по Al_2O_3 — 6—8,5%. Средние содержания по пробе для Al_2O_3 составляют 8,22%, Cr_2O_3 — 39,27%, TiO_2 — 5,35%. Высокохромистых шпинелидов не встречено.

Таким образом, в реликтовых галечниках неогенового возраста также присутствуют минералы кимберлитового парагенезиса. Это свидетельствует о том, что в неогеновое время локально могли существовать участки, благоприятные для концентрации алмазонасного материала в терригенных толщах. Такие участки известны в более южной части провинции (левобережье Мархи), но на крайнем северо-востоке Сибирской платформы пока не отмечены.

* * *

Приведенные выше материалы по составу минералов-спутников алмаза из разновозрастных терригенных толщ северо-востока Сибирской платформы показывают, что они содержатся в породах широкого возрастного диапазона. Особо следует отметить наличие в составе спутников минералов алмазного парагенезиса.

Пиропы алмазной ассоциации зафиксированы в нижнекембрийских конгломератах левобережья Лены, в раннекарбонových конгломератах Кютюнгинского грабена и Северного Хараулаха. В ладинских отложениях среднего триаса они содержатся в единичных зернах отдельных проб с правобережья Лены (бассейн р. Кендейкен) и с Оленекской протоки. Постоянно наблюдаются в карнийских конгломератах правобережья (бассейн рр. Кендей и Кендейкен) и левобережья (бассейн р. Булкур) Лены, южного берега Оленекской протоки и края Прончищева (р. Урасалах). Повышенные концентрации пиропов алмазной ассоциации отмечены в базальных слоях карнийских отложений, залегающих в районе устья р. Оленек, где в отдельных пробах содержание пиропов алмазного парагенезиса достигает 25% общего количества гранатов в пробе. Плинсбахские отложения нижней юры содержат пиропы алмазной ассоциации в бассейне р. Чымара и на водоразделе Чимидикян — Муна, а неогеновые галечники — в верховьях р. Уджа и на водоразделе Накын — Конончан — Иккэ.

Хромшпинелиды алмазной ассоциации в возрастном диапазо-

не распространены менее широко. Возможно, это связано с их в общем меньшей изученностью в сравнении с изученностью гранатов. Они отмечены в нижнекембрийских конгломератах левобережья и правобережья Лены и в приустьевой части р. Беенчима в единичных знаках. В пермских отложениях правобережья Анабара (участок Кусун-Эбелях в верховьях Эбеляха) наблюдаются их наивысшие концентрации (25% всех проанализированных хромшпинелидов относятся к минералам алмазного парагенезиса). В карнийских конгломератах «алмазные» хромиты встречаются в единичных знаках в обнажениях по рр. Кендей и Булкур.

Если не считать единичные зерна низкотитанистых (30—35%) ильменитов кимберлитовой ветви, которые были отмечены в Приленье в отложениях нижней перми и келловейского яруса верхней юры, а также в аллювии рек, размывающих верхневолжские конгломераты, то можно сказать, что в разновозрастных терригенных толщах «магнитные» ильмениты не распространены.

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ
КИМБЕРЛИТОВОГО ПАРАГЕНЕЗИСА
ИЗ СОВРЕМЕННЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ
И КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ОКРУЖАЮЩИХ ПОЛЕЙ**

Минералы-спутники алмаза в аллювии многочисленных водотоков изучены значительно лучше, чем в древних толщах, но изученность аллювия огромной территории Анабаро-Оленекского и Лено-Оленекского междуречий чрезвычайно неравномерна (рис. 24). Во многих случаях имеются лишь единичные пробы для характеристики какой-либо части реки или крупного притока, которые могут и не отражать действительный состав аллювия всего водотока в целом. Максимальное количество точек опробования сосредоточено в двух районах: на территории правобережья р. Анабар (бассейны рр. Эбелях, Биллях, Маят, Уджа) и южной части Лено-Оленекского междуречья (истоки рр. Муна, Моторчуна, Сюнгюде). Большая часть материалов была собрана и передана нам геологами поисково-разведочных партий Амакинской экспедиции ПГО «Якутскгеология», некоторая часть получена от сотрудников ПГО «Севморгео» и «Аэрогеология».

Имеющиеся в нашем распоряжении данные будут изложены сначала по Лено-Оленекскому междуречью с севера на юг, а затем по бассейну р. Анабар. В аллювии р. Келимяр, северного правого притока р. Оленек, в верховьях и по притокам встречены разнообразные хромшпинелиды, причем в аллювии мелких водотоков колебания в содержаниях Al_2O_3 и Cr_2O_3 в хромшпинелидах достаточно узкие, с увеличением территории водосбора расширяется и спектр состава хромшпинелидов.

Для хромшпинелидов бассейна р. Келимяр характерна сравнительно низкая алюминиевость, в большинстве зерен содержание Al_2O_3 меньше 15%, только в отдельных зернах оно выше 20% и лишь в единичных — больше 30%.

Очень широк интервал по количеству Cr_2O_3 , он составляет 25—60%; высокохромистых шпинелей алмазной ассоциации среди проанализированных зерен нет. Также нет какой-либо закономерности в расположении точек составов на графике Al_2O_3 — Cr_2O_3 , некоторое скопление их отмечено только в области низкоалюминиевых феррихромшпинелей. Такого же типа шпинели преобладают в аллювии правых притоков р. Хорбусуонка, хотя в ал-

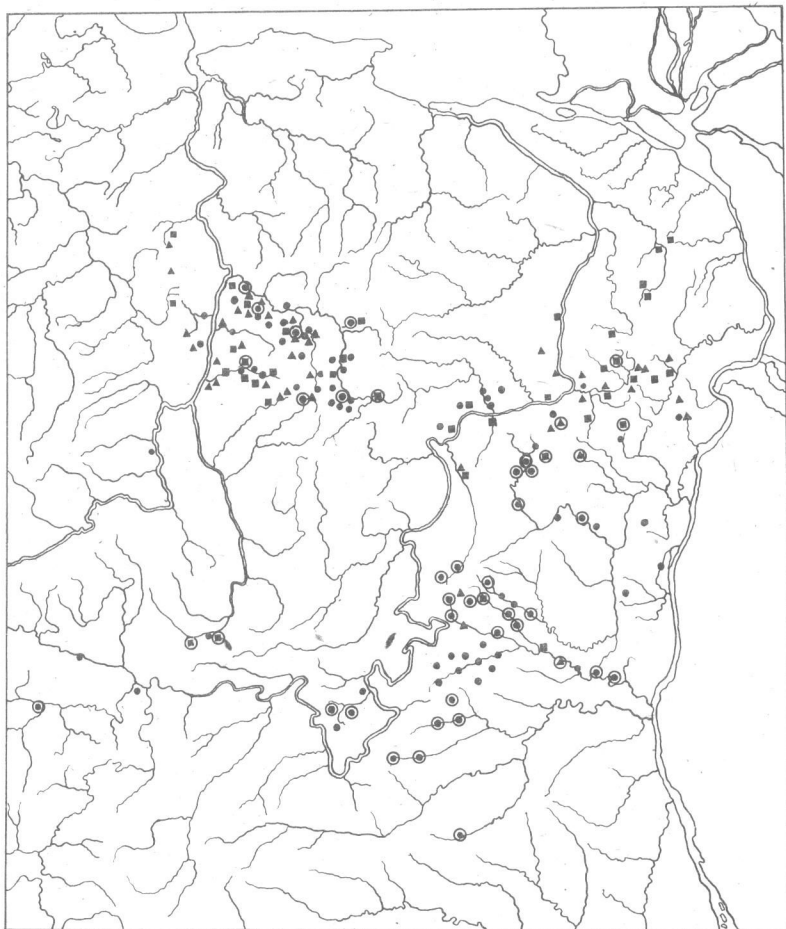


Рис. 24. Схема расположения точек изучения минералов-спутников алмаза в аллювии водоковок Лено-Анабарского междуречья. Условные обозначения см. к рис. 1

аллювии самой Хорбусуонки при столь же низкой хромистости шпинелей алюминиевость их выше. Значительную часть наблюдающихся здесь хромшпинелидов можно отнести к кимберлитовому типу. Во всяком случае, кимберлитовые тела **Хорбусуонского поля** (рис. 25) типа дайки Старооскольская и трубки Заоблачная содержат хромшпинелиды такого же состава, но в кимберлитовых телах отсутствуют широко распространенные в аллювии низкоалюминиевые (7—10% Al_2O_3) феррихромиты (34—45% Cr_2O_3), имеющие, очевидно, отличный от кимберлитовых пород источник.

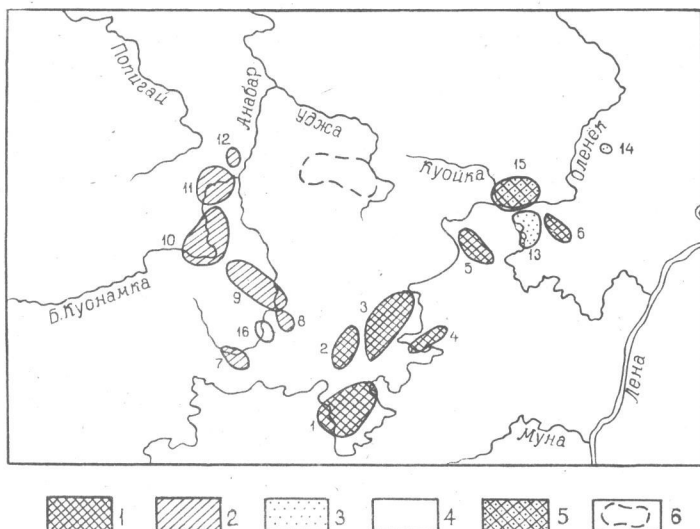


Рис. 25. Размещение кимберлитовых полей Лено-Анабарского междуречья и их принадлежность к эпохам кимберлитобразования:

1 — среднепалеозойские (1 — Чомурдахское, 2 — Западно-Укукитское, 3 — Восточно-Укукитское, 4 — Огонер-Юряхское, 5 — Мерчимденское, 6 — Толуопское); 2 — раннемезозойские (7 — Куранахское, 8 — Лучаканское, 9 — Дюкенское, 10 — Ары-Мастахское, 11 — Старореченское, 12 — Орто-Ыаргинское); 3 — среднемезозойские (13 — Молодинское, 14 — Хорбусунское); 4 — верхнемезозойское (16 — Биригиндинское); 5 — со среднепалеозойскими и среднемезозойскими телами (15 — Куойкское); 6 — Эбелях-Томторский район распространения щелочно-ультраосновных тел среднепалеозойского возраста

Южнее, в бассейне р. Кютюнгде, аллювий имеет свою специфику в зависимости от направления течения притоков р. Кютюнгде. В низовьях р. Кютюнгде в составе как террасового аллювия, так и руслового среди гранатов преобладает алмадин, а хромистые пиропы присутствуют в единичных знаках; в составе ильменитов доминируют пикроразности, причем в единичных зернах есть «магнитный» низкотитанистый пикроильменит, и практически лишены магия базитовые ильмениты; в составе шпинелидов преобладают низкоалюминиевые (6—8% Al_2O_3) хромшпинелиды (42—50% Cr_2O_3), лишь единичные зерна которых могут быть отнесены к кимберлитовому типу. В аллювии верховьев р. Харыйалах (правый приток р. Кютюнгде, водораздел рр. Оленек—Улахан-Юеттех) в больших количествах содержится пикроильменит, хромистость зерен которого составляет в среднем 0,55% (максимум 1,7% в единичных знаках), что позволяет относить его к кимберлитовому ильмениту. Гранаты здесь на 40% состоят из алмадинов, на 60% — из низкохромистых (до 5% Cr_2O_3) пиропов.

Хромшпинелиды аллювия притоков Кютюнгде, текущих с севера, очень разнообразны по составу: Al_2O_3 — 3—30%, Cr_2O_3 — 30—65%; среди них преобладают низкохромистые ферришпинели, но есть и высокохромистые шпинели алмазной ассоциации (аллювий р. Дебенгде), содержание TiO_2 в которых не поднимается выше 0,1%. В аллювии восточных притоков р. Кютюнгде отмечены как среднехромистые шпинелиды (не выше 61% Cr_2O_3) кимберлитового парагенезиса, так и феррихромиты.

Среди ильменитов здесь преобладают или присутствуют в равных соотношениях с пикроильменитами низкомагнезиальные ильмениты базитового типа. Характерно присутствие в ильменитовой фракции безмагнезиальных высокотитанистых зерен (содержание TiO_2 в них в пределах 60—69%), по составу приближающихся к армалколитам. Вероятно, источником таких армалколитоподобных минералов являются породы экитской серии, в поле развития которых протекают восточные притоки р. Кютюнгде. Во всяком случае, западные притоки р. Буор-Экит, также берущие свое начало в поле развития пород экитской серии, имеют такой же набор преимущественно базитовых ильменитов, низкотитанистых и низкоалюминиевых феррихромитов и содержат единичные зерна армалколитоподобного минерала. В то же время, если среди пород, питающих западные притоки р. Буор-Экит, появляются пермские конгломераты, то в составе их аллювия начинают доминировать зерна обычных для кимберлитовых пород пикроильменитов. В аллювии южного притока р. Кютюнгде — р. Булбарангда присутствуют лишь низкохромистые шпинелиды.

В руслвом аллювии р. Толуопка преобладают низкохромистые пиропы, единичные зерна их имеют хромистость 6—9%, а большинство — ниже 1%; высокожелезистые гранаты здесь редки. Ильмениты в аллювии р. Толуопка и мелких водотоков типа ручьев Битумный и Дымок, а также из современных отложений на участках детальных работ, расположенных на территории **Толуопского кимберлитового поля** (рис. 25), представлены пикроразностями, причем есть весь непрерывный спектр кимберлитовых пикроильменитов от высокомагнезиальных и высокотитанистых (11—13% MgO и 51—53% TiO_2) до низкомагнезиальных и низкотитанистых «магнитных» (около 3% MgO и 30—31% TiO_2).

Средняя хромистость пикроильменитов составляет 0,18—0,65%. Для кимберлитовых пород Толуопского поля характерны маложелезистые и низкохромистые пиропы, средние содержания Cr_2O_3 в пиробах отдельных тел колеблются от 0,36 до 2,64%, в некоторых кимберлитовых трубках встречаются отдельные зерна высокохромистых пиропов (до 9—10% Cr_2O_3), а два зерна из трубки Закат попадают в поле гранатов алмажной ассоциации. Все ильмениты кимберлитовых тел поля — пикроразности с ко-

лебаниями составов от высокотитанистых и высокомагнезиальных до «магнитных» ильменитов со средней хромистостью 0,13—0,64% в различных телах (табл. 9). Таким образом, в аллювии водотоков, дренирующих окружающую территорию Толуопского поля, и в кимберлитовых телах поля содержатся аналогичные по составу гранаты и ильмениты. Единичные находки гранатов алмазного парагенезиса, встреченные в единственном кимберлитовом теле поля, в аллювии не повторились. Характерные для кимберлитовых тел поля «магнитные» ильмениты примерно в тех же количествах, что и в кимберлитовых породах, встречаются в современных отложениях.

Состав аллювия левобережных притоков р. Молодо (пр. Тит-Юреге и Усунку) зависит от того, где расположены их истоки. Так, в аллювии р. Тит-Юреге, начинающейся на территории Толуопского поля, содержатся ильмениты, аналогичные таковым в кимберлитовых телах поля и в аллювии бассейна р. Толуопка. Средняя хромистость их в отдельных выборках 0,41—0,47%, встречаются единичные «магнитные» ильмениты. В аллювии р. Усунку и ее притоков присутствуют умеренно хромистые (до 5% Cr_2O_3) пиропы и разнообразные по составу хромшпинелиды, аналогичные таковым в аллювии восточной части бассейна р. Кютюнгде; в единичных зернах здесь имеются хромиты алмазной ассоциации. Для аллювия р. Бычкы, удаленной от бассейна р. Кютюнгде и отделенной от последнего бассейнами других рек, характерно преобладание исключительно низкохромистых (ниже 40% Cr_2O_3) шпинелидов с высокими содержаниями Al_2O_3 и хромистых пиропов лерцолитового парагенезиса.

Аллювий верховьев р. Молодо изучен как на территории **Молодинского кимберлитового поля** (рис. 25), так и ниже его. Из гранатов аллювия на территории поля преобладают пиропы (до 90%) над альмандинами, а в составе пиропов зерна алмазной ассоциации отмечаются практически во всех проанализированных выборках в количестве 2—4%. Ниже кимберлитового поля в выборках гранатов из аллювия р. Молодо также встречаются пиропы алмазного парагенезиса. Так, в аллювии приустьевой части р. Молодо-Бюк пиропов алмажной ассоциации примерно 6%, а на участке Молодо — Горное — 3%. Но здесь имеются выборки, в которых пиропы алмажной ассоциации не встречены. Хромшпинелиды, изученные на этой территории в аллювии верховьев р. Далдын, характеризуются очень широким диапазоном составов (30—67% по Cr_2O_3 и 3—43% по Al_2O_3) и, что самое главное, имеют 10% хромшпинелей с содержанием Cr_2O_3 выше 62%. Очень низкое количество титана во всех без исключения зернах высокохромистых пикрохромитов (0,06—0,12% TiO_2) позволяет все их относить к алмазному парагенезису. Все ильмениты из этой

Т а б л и ц а 9

Содержание Cr_2O_3 в ильменитах кимберлитовых пород

Поле, тело	Интервалы содержаний	Сред- нее	Примечание
1	2	3	4
Куойкское поле			
жила 79	0,13-2,65	0,58	
гр. Пятница	0,04-2,00	0,51	
Толуопское поле			
гр. Закат	0,02-2,73	0,27	Есть магн.ильменит
гр. Ява	0,00-4,31	0,23	
гр. Ясная	0,00-1,34	0,13	
гр. Находка	0,03-3,30	0,64	Есть магн.ильменит
жила Экстра-I	0,07-4,35	0,51	
жила Экстра-II	0,05-2,28	0,41	
Молодинское поле			
шток Молодо-III	0,26-1,37	0,48	
гр. Чамайа	0,01-2,91	0,81	Есть магн.ильменит
гр. Унга	0,06-4,94	2,09	
гр. Русалка	0,02-0,33	0,09	
гр. Хризолитовая	0,04-3,50	1,12	Есть магн.ильменит
Мерчимденское поле			
гр. Безымянная	0,04-3,08 ^ж (11,55)	0,60 (0,93)	
Огонер-Юряхское поле			
гр. Аэрогеологическая	0,03-2,23	0,58	
гр. Петроградская	0,07-0,71	0,41	
гр. Сестра - I9	0,27-0,49	0,35	Осколки одного зерна
Чомурдахское поле			
гр. Чомур	0,20-3,09	0,60	
гр. Надежная	0,46-5,53	2,52	
гр. Олимп	0,15-0,59	0,30	
гр. Снежинка	0,03-2,61	0,26	
гр. Дружба	0,00-0,12	0,06	Осколки одного зерна
Западно-Укукитское поле			
Ан. 62н	0,00-1,39	0,08	
Ан. 66	0,01-0,14	0,08	
Ан. 15/49	0,02-1,27	0,28	
Ан. 15	0,06-3,28	0,26	

I	2	3	4
Ан. 23/57	0,05-1,00	0,20	Есть магн. ильменит,
Ан. 23/59	0,02-1,02	0,21	много графитового ильменита
Ан. 19/56	0,08-1,02	0,23	Есть графитовый иль- менит
Ан. 22/51	0,03-1,96	0,19	"
Ан. 18а/45	0,04-2,26	0,31	
Ан. 36/70	0,09-1,02	0,24	
Ан. 45/65	0,01-2,17	0,18	Есть графитовый иль- менит
Восточно-Укукитское поле			
гр. Кубанская	0,14-1,38	0,39	
Дюкенское поле			
гр. Уралочка	0,03-4,35	0,86	
Ары-Мастахское поле			
гр. Орион	0,07-8,05	0,47	
дайка Рудный двор	0,07-2,78	1,16	
гр. Туманность	0,04-1,63	0,30	
шток Арктика	0,04-4,37	1,49	
гр. Харахта	0,00-4,51	0,94	Есть графитовый иль- менит
Старореченское поле			
гр. Майская	0,04-2,79	0,44	Много зерен графито- вого ильменита
гр. Ан. 151 (карбо- натит)	0,04-0,58	0,17	То же
гр. Дельта	0,05-4,56	0,69	
гр. Приустьевая (карбонатит)	0,07-0,62	0,20	
Междуречье Оленек - Муна			
гр. Артык	0,00-0,11	0,03	Все зерна содержат более 7 % MgO
гр. Рассвет	0,01-2,61	1,25	

* Одно зерно в выборке содержит Cr_2O_3 - 11,55 %, MgO - 12,1 %.
Среднее содержание Cr_2O_3 дано без него и с ним (в скобках).

же выборки отличаются высокой хромистостью (Cr_2O_3 в среднем 0,57%), что также характеризует их как минералы кимберлитового парагенезиса; низкотитанистых «магнитных» ильменитов среди них нет.

В известных кимберлитовых телах Молодинского поля в числе

гранатов преобладают низкохромистые пиропы (средняя хромистость в отдельных телах колеблется в интервале 1,77—4,13%), среди которых не отмечены зерна алмазного парагенезиса; хромшпинелиды отличаются широким диапазоном составов (от низкохромистых до хромитов) и среди них также отсутствуют зерна алмазной ассоциации; среди ильменитов кроме высокомагнезиальных присутствуют и низкомагнезиальные «магнитные» ильмениты. Средняя хромистость ильменитов в пределах поля изменяется в различных телах в интервале 0,03—2,08% (табл. 9). Сравнение по составу минералов-спутников алмаза из аллювия водотоков и из кимберлитовых тел поля показывает, что аллювий почти повсеместно содержит минералы алмазного парагенезиса, не зафиксированные ни в одном из известных кимберлитовых тел поля, — высокохромистые беститановые хромшпинелиды и высокохромистые низкокальциевые гранаты. Изложенные выше материалы о составе минералов-спутников алмаза из разновозрастных древних коллекторов, развитых на близлежащих территориях, показывают, что последние также лишены минералов алмазной ассоциации. Можно допустить, что источником минералов алмазного парагенезиса на данной территории служили пока еще не известные кимберлитовые тела. Кроме того, остается некоторая вероятность поступления этих минералов из каких-либо террасовых отложений, которые не исследовались нами на предмет наличия в них минералов-спутников, но и в данном случае первичный источник этих минералов остается неопределенным.

В низовьях р. Молодо, на ее правобережье и на междуречье Сюгюнде — Молодо — Лена, в аллювии водотоков среди гранатов преобладают умеренно хромистые пиропы, но зерен алмазного парагенезиса не встречено (табл. 10).

На территории **Мерчимденского поля** (рис. 25) для кимберлитовых тел характерны малохромистые (менее 5%) пиропы, средние содержания Cr_2O_3 в отдельных телах колеблются в интервале 0,28—4,18%, зерна алмазного парагенезиса отсутствуют, а среди ильменитов присутствуют только пикроразности с высокими средними содержаниями MgO (9,38%) и Cr_2O_3 (0,93%). Из аллювия низовьев р. Мерчимден нами изучены только хромшпинелиды, среди них есть лишь низкохромистые разности и ильмениты, в которых зафиксировано 0,3—0,5% Cr_2O_3 . Для корректного сопоставления имеющихся данных по спутникам из кимберлитов и из аллювия недостаточно, но все же они свидетельствуют о незначительной алмазности как кимберлитовых пород поля, так и продуктов их размыва.

Верховья р. Мерчимден располагаются в пределах северной части **Огонер-Юряхского поля** (рис. 25). С востока оно размывается притоками рек Сюгюнде (р. Хайыргастах) и Моторчуна

Данные микрозондового анализа гранатов

	I	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,57	40,73	42,55	40,37	42,00	41,89	41,47
TiO ₂	0,09	0,18	0,71	0,15	0,09	0,13	0,24
Al ₂ O ₃	22,66	22,71	22,08	22,36	21,22	21,69	21,77
Cr ₂ O ₃	0,04	0,06	0,40	0,06	3,03	3,16	3,02
FeO	19,52	18,38	8,57	22,68	8,89	8,62	8,97
MnO	0,36	0,33	0,23	0,39	0,48	0,36	0,43
MgO	11,92	11,98	21,02	12,07	18,68	19,60	19,27
CaO	6,77	6,92	4,93	3,75	6,96	5,42	5,01
Na ₂ O	0,03	0,02	0,06	0,00	0,00	0,03	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	101,93	101,31	100,55	101,83	100,35	100,90	100,20
Si	2,987	3,001	3,009	2,994	3,013	2,981	2,974
Ti	0,005	0,010	0,038	0,007	0,005	0,008	0,013
Al	1,965	1,972	1,840	1,954	1,793	1,819	1,840
Cr	0,002	0,003	0,022	0,003	0,172	0,178	0,171
Fe	1,202	1,132	0,507	1,406	0,533	0,513	0,538
Mn	0,022	0,021	0,014	0,025	0,029	0,022	0,026
Mg	1,308	1,316	2,215	1,334	1,997	2,079	2,060
Ca	0,531	0,546	0,374	0,298	0,458	0,413	0,385
Na	0,005	0,002	0,008	0,000	0,000	0,004	0,002
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	8,027	8,003	8,027	8,021	8,000	8,017	8,009

Примечание. I - 8 - верховья р. Кержук; 9 - 13 - нижеволжские

(рр. Бюгер-Юрях и Куогас-Улуйбут-Моторчуна). Для гранатов из аллювия этих водотоков характерно подавляющее преобладание хромистых пиропов, среди которых встречаются зерна алмазного парагенезиса. Сводная диаграмма CaO — Cr₂O₃ гранатов из аллювия верховий водотоков, размывающих Огонер-Юряхское поле, свидетельствует о наличии пиропов лерцолитового парагенезиса с равномерным распределением точек составов (рис. 26, а) от низко- до высокохромистых (12% Cr₂O₃), причем во всех пробах отдельно по водотокам и на сводном графике присутствуют зерна алмазной ассоциации. Абсолютно такая же по общим параметрам диаграмма гранатов из кимберлитовых тел восточной (правобережной) части Огонер-Юряхского поля, но зерен алмазного парагенезиса в аллювии около 3%, а среди кимберлитовых гранатов лишь 0,2%. Ильмениты изучены только в одном кимберлитовом теле Огонер-Юряхского поля — трубке Аэрогеологическая. Они отличаются высокой магнезиальностью

8	9	10	11	12	13	14
40,72	41,58	41,79	41,79	42,18	42,02	41,86
0,14	1,03	0,67	0,36	0,14	0,18	0,80
20,60	21,82	22,16	18,54	20,69	19,43	21,16
4,35	0,41	0,93	6,20	3,74	5,04	1,29
8,84	11,04	9,27	8,26	8,68	7,84	8,50
0,38	0,32	0,27	0,39	0,40	0,36	0,22
19,79	19,15	20,03	18,78	19,50	20,43	20,49
5,56	4,91	4,87	7,18	6,13	5,69	5,09
0,03	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
100,41	100,32	100,01	101,50	101,46	100,99	99,46
2,936	2,985	2,986	3,000	2,999	3,001	3,005
0,008	0,056	0,036	0,019	0,008	0,010	0,043
1,751	1,845	1,866	1,569	1,733	1,635	1,789
0,248	0,023	0,053	0,352	0,210	0,285	0,073
0,533	0,665	0,554	0,496	0,516	0,468	0,510
0,023	0,020	0,016	0,024	0,024	0,022	0,013
2,127	2,049	2,033	2,009	2,066	2,174	2,192
0,430	0,378	0,372	0,552	0,467	0,436	0,392
0,004	0,009	0,002	0,000	0,000	0,000	0,006
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
8,060	8,030	7,918	8,021	8,023	8,031	8,023

конгломераты верхней прп; 14 - 21 - низовья р. Керюк.

(выше 9%) и хромистостью (0,58%). Ильмениты из аллювия рек Бюгер-Юрях и Куогас-Улуйбут-Моторчуна очень разнообразны по составу. Среди них наблюдаются пикроильмениты с содержанием MgO в интервале 4—13%, средняя хромистость их достигает 0,32—0,72% по отдельным водотокам. На фоне преобладающих пикроильменитов в единичных зернах встречаются ильмениты базитовых пород. Хромшпинелиды из аллювия р. Бюгер-Юрях отличаются очень широким разбросом содержаний Cr₂O₃ (от 20 до 62%) и сравнительно низкой алюминиевостью (в основной массе Al₂O₃ ниже 12%). В их составе можно выделить как группу хромшпинелидов кимберлитового типа, так и группу не характерных для кимберлитовых пород низкохромистых и низкоалюминиевых феррихромитов. Одно зерно хромита, содержащее 61,80% Cr₂O₃ и 0,09% TiO₂, может рассматриваться как зерно алмазной ассоциации. Отсутствие каких-либо данных о составе хромшпинелидов в трубках Огонер-Юряхского поля не позволя-

I5	I6	I7	I8	I9	20	2I
42,25	42,06	41,79	41,59	41,46	42,09	41,80
0,73	0,67	0,72	0,09	0,18	0,16	0,11
22,17	22,81	21,96	20,90	20,87	22,04	21,01
0,18	0,28	1,86	3,97	3,20	1,75	3,03
8,21	10,81	9,32	7,78	8,59	9,73	8,64
0,23	0,32	0,30	0,40	0,40	0,42	0,54
21,32	19,61	19,90	20,35	19,99	19,85	19,67
4,68	4,73	4,86	5,21	5,56	5,23	5,83
0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
99,80	101,32	100,74	100,31	100,27	100,27	100,65
3,002	2,979	2,974	2,975	2,976	2,986	2,990
0,039	0,036	0,039	0,05	0,010	0,09	0,06
1,856	1,904	1,842	1,762	1,765	1,843	1,771
0,010	0,016	0,105	0,224	0,182	0,098	0,171
0,488	0,640	0,555	0,465	0,516	0,577	0,517
0,014	0,019	0,018	0,024	0,025	0,025	0,033
2,258	2,070	2,110	2,170	2,139	2,099	2,097
0,356	0,359	0,370	0,399	0,428	0,397	0,447
0,004	0,004	0,004	0,002	0,002	0,000	0,002
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
8,027	8,027	8,017	8,026	8,043	0,034	8,034

ет нам провести сравнение трубок с аллювием по этому минерально-спутнику.

Аллювий русла р. Моторчуна (ниже р. Бюгер-Юрях) и его террас (III, V, VI) отличается абсолютным преобладанием пиропов в составе гранатов (85—96%) и в основном низкой (до 5%) их хромистостью, но в некоторых зернах хромистость возрастает до 7—9% и в отдельных пробах встречаются пиропы алмазного парагенезиса. Такие находки отмечены в аллювии р. Моторчуна в районе Оттохской петли и выше устья ее левого притока р. Суордах. Ильмениты из аллювия низовий р. Моторчуна характеризуются широким спектром составов — от высокомагнезиальных и высокотитанистых зерен до низкотитанистых «магнитных», встречающихся в единичных случаях. Хромистость ильменитов до 4,86%, для отдельных выборок в среднем 0,30—0,39%. Хромшпинелиды также разнообразны по составу, но их максималь-

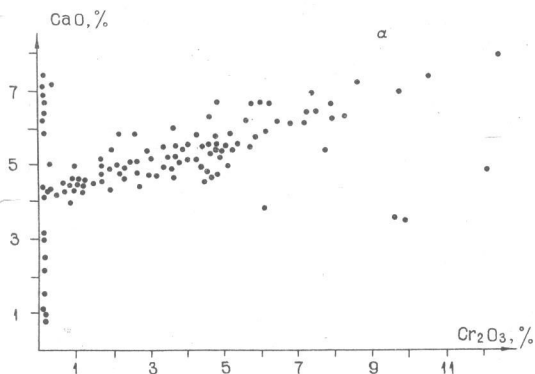
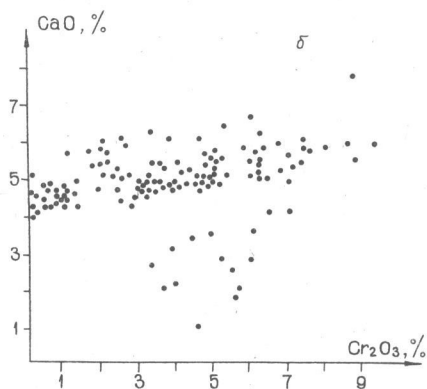


Рис. 26. Диаграмма CaO—Cr₂O₃ гранатов из аллювия рек, размывающих Огонер-Юряхское (а) и Чо-мурдахское (б) поля



ная хромистость не превышает 53%. Таким образом, аллювий верховий рек Мерчимден, Хайыргастах, Бюгер-Юрях и Куогас-Улуйбут-Моторчуна при размыве кимберлитовых тел обогащается минералами кимберлитового парагенезиса, при этом концентрации пиропов алмазного парагенезиса в аллювии значительно (на порядок) выше, чем в кимберлитовых породах поля. Последний факт можно объяснить как относительным обогащением аллювия более устойчивыми к физическому и химическому воздействию пиропами алмазного парагенезиса, так и поступлением последних из неизвестных источников, которыми могут быть в равной мере и новые кимберлитовые тела, и останцы более древних вторичных коллекторов, развитые на водоразделах изученных водотоков. Значительное разнообразие ильменитов, характерное для аллювия, можно также объяснить множественностью источников. Вниз по течению, на удалении от кимберлитового поля, концентрации минералов алмазного парагенезиса падают, но в отдельных пробах встречаются и на значительном удалении от поля.

Самые верховья р. Моторчуна (выше устья Куогас-Улуйбут-Моторчуна) находятся значительно южнее Огонер-Юряхского поля и не дренируют его территорию. В большинстве выборок гранатов как из руслового аллювия р. Моторчуна, так и из аллювия ее право- и левобережных притоков преобладают низкохромистые пиропы (1—5% Cr_2O_3); содержание алмандинов в выборках составляет 20—50%, зерна алмазной ассоциации отсутствуют. Единственным исключением являются пробы, отобранные на водоразделе, разделяющем бассейны рр. Моторчуна и Кюннюктях (левый приток бассейна р. Муна), где встречены единичные пиропы алмазной ассоциации, но их источник уже связан с бассейном Муны.

Бассейн Муны охарактеризован выборками гранатов из аллювия ее притоков в среднем течении: левого притока Муны — р. Северная и притока р. Северная — р. Кюннюктях, а также правого притока Муны — р. Мунакан. Во всех изученных выборках преобладают пиропы переменной хромистости с максимальными значениями Cr_2O_3 9—10%, во всех пробах в количестве 1—3% от общей суммы изученных гранатов присутствуют пиропы алмазного парагенезиса. Источниками их на правобережье Муны могут считаться неоген-нижнечетвертичные галечники, содержащие подобный спектр пиропов и развитые на водоразделе Мунакан — Чимидикян — Муна. Вопрос об источниках высокохромистых пиропов на левобережье Муны пока остается открытым. Представляется очень заманчивым связать источник высокохромистых пиропов бассейна р. Северная с кимберлитовыми трубками Рассвет и Артык, расположенными в истоках реки. Но для этого пока нет оснований, т.к. в упомянутых трубках из минералов кимберлитового парагенезиса изучен только пикроильменит, который, будучи высокомагнезиальным в обеих трубках, резко различается по содержанию Cr_2O_3 . Средняя хромистость ильменитов тр. Рассвет составляет 1,25%, а для тр. Артык является практически субнулевой, хотя магнезиальность последних даже выше, чем ильменитов тр. Рассвет. Отсутствие данных о составе гранатов в указанных трубках и о составе ильменитов в аллювии делает невозможным какие-либо умозаключения по этому вопросу.

На территории **Куойкского кимберлитового поля** (рис. 25) аллювий изучен непосредственно вблизи кимберлитовых тел, аллювий р. Куойка — вблизи трубок Мелкая, Дробленая, Фестиваль, дайки Великан, а около тр. Поисковой изучен аллювий размывающего ее ручья. Для кимберлитовых тел поля характерно преобладание в составе гранатов низкохромистых (менее 5% Cr_2O_3) пиропов, их количество в выборках составляет 72—94%. Более высокохромистые гранаты встречаются от единичных зерен до первых процентов, и только в тр. Пятница присутствуют пиропы

алмазной ассоциации. Среди гранатов из аллювия Куойкского поля постоянны альмандины в количестве 11—33%, а в составе пиропов преобладают зерна с хромистостью ниже 5%. Более высокохромистые зерна единичны, максимальная хромистость (11,2%) зафиксирована в одном случае, пиропов алмазной ассоциации не обнаружено.

Таким образом, аллювий Куойкского поля наследует общий фон гранатов, содержащихся в кимберлитовых телах; накопления высокохромистых зерен алмазной ассоциации в аллювии не наблюдается, а, наоборот, отмечается обогащение его нехарактерными для кимберлитовых пород гранатами альмандинового состава.

В среднем течении р. Оленек (ниже устья р. Некекит, но выше низовьев рр. Хорбусунка и Бур) опробован аллювий ряда его притоков, преимущественно левых. Лучше других изучен аллювий р. Солокут, где в трех точках исследован состав хромшпинелидов и в одной — гранатов. Содержание альмандинов в аллювии р. Солокут достигает 40%, а среди пиропов отмечаются зерна с широким диапазоном хромистости (от 0,5 до 10,3%), причем зерно с максимальной хромистостью попадает в поле гранатов алмазной ассоциации. Во всем диапазоне хромистости пиропы распределены равномерно. Хромшпинелиды из аллювия р. Солокут характеризуются низкой хромистостью и на графике $Al_2O_3 - Cr_2O_3$ занимают поле в интервале 4—14% Al_2O_3 и 38—52% Cr_2O_3 . Какой-либо закономерности в распределении точек составов не наблюдается, но некоторое сгущение точек отмечено в области низкоалюминиевых шпинелей.

В аллювии следующего за р. Солокут вниз по течению левого притока р. Оленек гранатовая выборка состоит из еще более низкохромистых пиропов, среди которых нет зерен алмазной ассоциации, а содержание альмандиновых гранатов повышается до 45%. Хромшпинелиды здесь также преимущественно низкохромистые, хотя интервал их хромистости расширяется в обе стороны и составляет 29—57%.

В устье р. Барайа (правый приток р. Оленек выше устья р. Куойка) рудные минералы аллювия представлены в основном титаномagnetитами, но в единичных зернах встречаются низкохромистые шпинелиды (27—48% Cr_2O_3). Необычным оказался состав «рудных» минералов ручья Расторгуй (левый приток Оленька ниже Беенчима). Основная их часть — титаносодержащие андрациты (меланиты и шорломиты), а из потенциально кимберлитовых минералов встречены лишь единичные зерна низкохромистых шпинелидов.

Самой нижней по течению точкой в бассейне р. Оленек, из которой проанализирован состав хромшпинелидов аллювия, явля-

ется р. Еркекет. Исследованные из нее хромшпинелиды отличаются низким содержанием Al_2O_3 (6—12%) и чрезвычайно широким интервалом хромистости (24—52%), причем максимальное число точек их составов приходится на интервал 34—44%.

Ильмениты из аллювия бассейна среднего течения р. Оленек представлены выборками по рр. Боруллоулах и Онкучах-Северный (левобережье р. Оленек ниже р. Кютюнгде), в которых зафиксированы лишь пикроильмениты с магнезиальностью до 14% и широким интервалом титанистости — 38—53%. Высокие средние содержания Cr_2O_3 этих пикроильменитов (соответственно 0,94 и 0,58%) позволяют считать их минералами кимберлитового парагенезиса.

Таким образом, аллювий левобережных притоков р. Оленек в его среднем течении содержит минералы кимберлитового парагенезиса и наблюдается тенденция их разубоживания вниз по течению.

Для кимберлитовых пород **Чомурдахского поля** (рис. 25) характерно большое разнообразие минералов кимберлитового парагенезиса. Во многих кимберлитовых телах преобладают хромсодержащие пиропы; в тр. Надежная и Чомур выявлены гранаты алмазной ассоциации, но в то же время в тр. Снежинка в значительном количестве присутствуют не содержащие хром гранаты, а в карбонатитовой (?) дайке Водораздельная последние полностью составляют выборку.

Ильмениты кимберлитовых пород поля в целом близки к обычным для кимберлитовых пород провинции; в трубке Надежная они отличаются повышенными значениями Cr_2O_3 : средним — 2,52% и максимальным — 5,53%.

Хромшпинелиды в трубках поля также характерны для кимберлитовых пород: они образуют практически непрерывный ряд от высокоалюминиевых и низкохромистых (соответственно 37 и 25%) до низкоалюминиевых и высокохромистых (1 и 66%), причем в трубке Надежная обнаружены необычные для кимберлитовых пород высокохромистые хромшпинелиды с высоким содержанием TiO_2 (более 1%). В аллювии водотоков, размывающих территорию поля, изучен только гранат. Валовой состав гранатов из аллювия Чомурдахского поля показан на рис. 26,б, где видно, что среди пиропов высок процент зерен алмазной ассоциации (7%). Для мелких водотоков, не размывающих кимберлитовые тела, характерен алмандиновый состав аллювия; существенно пироповый состав аллювия вблизи кимберлитовых тел очень быстро «забивается» алмандиновым фоном. Так, в устье р. Чомурдах пиропы практически уже не отмечаются в выборке из 120 зерен. На территории Чомурдахского поля на примере гранатов из тр. Водораздельная и из аллювия размывающего ее ручья мож-

но видеть иллюстрацию накопления в аллювии зерен, содержание которых в трубке не улавливается обычными выборками в 100—150 зерен. В аллювии ручья присутствуют различные по хромистости пиропы (до 9% Cr_2O_3), и четыре зерна из 97 проанализированных попадают в поле гранатов алмазной ассоциации. В трубке же Водораздельной из 100 проанализированных зерен ни одно не показывает хромистости выше 7% и не попадает в поле гранатов алмазной ассоциации. Такое несоответствие возможно лишь в случае дифференциации состава гранатов и накопления в аллювии зерен, содержание которых в кимберлитовых породах трубки ничтожно.

Аллювий верхнего течения р. Оленек изучен очень плохо, в нашем распоряжении были гранаты из трех точек (рис. 24) и везде зафиксирован пироповый их состав со средним и высоким содержанием хрома. В аллювии на слиянии рр. Арга-Сала (левый приток р. Оленек) и Кукусунда (левый приток Арга-Сала) у пиропов наблюдается максимальная хромистость (8,5%), 4% зерен попадают в поле гранатов алмазного парагенезиса.

Куранахское кимберлитовое поле (рис. 25) находится на стыке бассейнов Оленека и Анабара. Кимберлитовые тела поля характеризуются наличием в них пиропов лерцолитового парагенезиса с хромистостью большинства зерен в интервале 1—6%, лишь в тр. Лось встречено зерно граната алмазной ассоциации. Эта же трубка выделяется повышенным содержанием бесхромистых гранатов. Для аллювия Куранахского поля, изученного в русле р. М. Куонапка, отмечается пироповый состав фракции гранатов с хромистостью 2—9%, причем большинство зерен сосредоточено в более узком интервале — 2—6% Cr_2O_3 . Зерен алмазного парагенезиса среди них не встречено. Интересен состав хромшпинелидов в аллювии р. М. Куонапка: все они укладываются в интервал хромистости 50—68% и содержат высокохромистые шпинели алмазного парагенезиса (рис. 27). Все зерна высокохромистых шпинелидов, встреченных здесь, титансодержащие. Интервал титанности их 0,16—1,68% (среднее 0,7%). Только в двух зернах содержание TiO_2 превышает 1%, т.е. большинство шпинелидов может быть отнесено к минералам алмазной ассоциации. Отсутствие каких-либо данных о составе хромшпинелидов в кимберлитовых породах Куранахского поля не позволяет высказать суждение о том, связан ли этот ореол высокохромистых шпинелидов с телами Куранахского поля или имеет отличный от них источник. Однако высокие концентрации хромитов алмажной ассоциации в аллювии позволяют предполагать заметную алмазоносность первичного источника, ореолом которого они являются.

Для кимберлитовых пород **Ары-Мастахского поля** (рис. 25) из различных тел характерны полярные составы минералов кимбер-

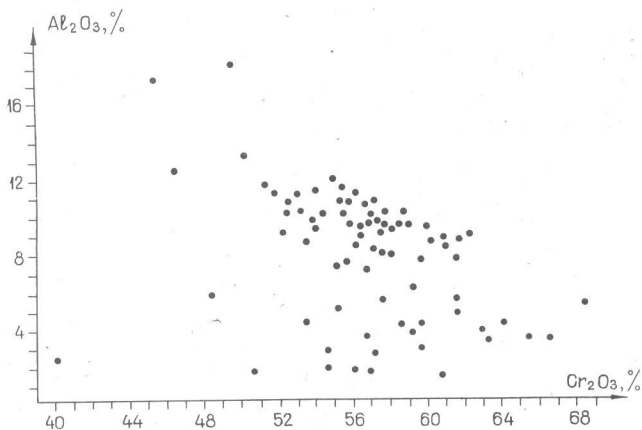


Рис. 27. Диаграмма Al_2O_3 — Cr_2O_3 хромшпинелидов из аллювия р. М. Куонапка

литового парагенезиса. Наряду с кимберлитовыми телами, среди гранатов которых вообще не содержатся хромсодержащие пиропы, имеются трубки с гранатами, наиболее хромсодержащими во всей провинции, но зерен алмазной ассоциации ни в одном кимберлитовом теле не отмечено. Ильмениты в кимберлитовых телах также переменного состава: от высокомагнезиальных хромсодержащих пикроильменитов до железистых разностей с повышенными содержаниями Mn. Интересно, что наиболее высокомагнезиальные ильмениты встречаются в телах, где гранатовые фракции вообще не содержат пиропов.

Гранаты из аллювия р. Алын-Мукун, дренирующего территорию Ары-Мастахского поля, являются пиропами. По хромистости их можно разделить на две группы: первую — с хромистостью ниже 0,4% (таких гранатов в пробе 10%) и вторую — с хромистостью 1—7,5% (пиропов алмазной ассоциации среди них не встречено). Таким образом, аллювий р. Алын-Мукун, очевидно, формировался за счет размыва пиропсодержащего кимберлитового тела.

Бассейн среднего течения р. Анабар в своей левобережной части охарактеризован небольшим количеством точек опробования. Гранаты здесь изучены в аллювии приустьевых частей рек Харамас и Кычкын. Все зерна гранатов крупные по размеру (1,5—2,5 мм) и разнообразные по цветности, преобладают (50%) оранжевые гранаты. Малиновые и сиреневые гранаты (их по количеству 30%) являются низкохромистыми (1—4,5% Cr_2O_3) пиропами с очень узким интервалом содержания CaO (4—5,5%) и низкой (до 8%) железистостью. В эту же группу попадает и часть розовых гранатов. Все оранжевые гранаты и остатки ро-

зовых содержат окись хрома в количествах ниже 0,2% и относятся к альмандинам, иногда с заметной гроссуляровой составляющей.

Ильмениты в аллювии рр. Хара-Мас и Кычкын представлены только пикроразностями со средним содержанием Cr_2O_3 0,47%. В аллювии рр. Федор и Доруоха ильмениты на 80 и 90% состоят из низкомагнезиальных кричтонитов, характерных для базитовых пород, а незначительная часть пикроильменитов практически не содержит Cr_2O_3 (ниже 0,1%) и также не может быть отнесена к минералам кимберлитового парагенезиса. Хромшпинелиды, встречающиеся в аллювии р. Доруоха, отличаются чрезвычайно низкой хромистостью и постоянным заметным содержанием титана в количестве 3—7%, что не позволяет отождествлять их с хромшпинелидами кимберлитовых пород. Такие же по составу хромшпинелиды отмечены в верховьях р. Догой, относящейся уже к бассейну р. Попигай.

Таким образом, на левобережье р. Анабар мы видим признаки присутствия продуктов размыва кимберлитовых тел лишь в аллювии рек Хара-Мас и Кычкын. Источником встреченных в их аллювии малохромистых пиропов и магнезиальных ильменитов могут быть кимберлитовые тела расположенного на юго-западе от бассейнов этих рек Орто-Уаргинского поля, хотя другие источники также не исключены.

На правобережье Анабара расположены бассейны рек Эбелях, Биллях, Маят, Уджа, а также верховья рек Маспаки и Налим-Джелинде. На этой территории пока не найдены коренные источники алмазов и их минералов-спутников, поэтому все данные о присутствии последних в аллювии или древних коллекторах территории будут способствовать выявлению гипотетических кимберлитовых тел района. В аллювии верховьев р. Налим-Джелинде, ручья Озерного гранатовая фракция представлена на 40% альмандинами и на 60% пиропами. Пиропы очень близки по составу, содержания Cr_2O_3 колеблются в пределах 2—7%, CaO — 4—6%, FeO — 6—9%, встречаются зерна алмазной ассоциации, количество которых составляет 5% всех пиропов или 3% общего количества гранатов. Ильмениты как в аллювии р. Налим-Джелинде, так и верхнего течения р. Маспаки, территориально сближенного с верховьями первой, абсолютно идентичны: все они являются пикроильменитами с магнезиальностью 5—12%, титанистостью 42—53% и хромистостью 0,04—3,21%. Средняя хромистость пикроильменитов колеблется в разных выборках от 0,36 до 0,45%. Хромшпинелиды аллювия р. Маспаки характеризуются широким интервалом хромистости (29—54%), сравнительно узким интервалом алюминиевости (5—12%) и отсутствием минералов алмазного парагенезиса.

Вместе с верховьями двух выше упомянутых водотоков целе-

сообразно рассмотреть и верховья левого притока Уджи, реки Чымара, имеющей с двумя первыми общий водораздел. В аллювии верховий р. Чымара гранатовая фракция на 95% состоит из хромистых пиропов, очень близких по содержанию CaO и FeO, хромистость пиропов колеблется в интервале 1—9%, зерен алмазной ассоциации среди них не встречено; в составе ильменитов наблюдаются как пикроильмениты со средней хромистостью 0,18%, так и низкомагнезиальные ильмениты базитового типа. Возможно, из-за незначительного объема выборки проба ильменитов из верховий Чымары является непредставительной, т.к. несколько ниже по течению р. Чымара в ее аллювии в составе рудных минералов отмечены только пикроильмениты со средней хромистостью 0,6%.

Бассейн р. Эбелях отличается присутствием минералов кимберлитового парагенезиса в русловом аллювии практически всех водотоков.

Везде в аллювии преобладают пиропы с хромистостью 1—7%, единичные зерна имеют повышенную хромистость (до 10% Cr_2O_3), но среди них отсутствуют гранаты алмазной ассоциации. Ильмениты бассейна Эбеляха характеризуются высокомагнезиальным составом, лишь единичные зерна относятся к кричтонитам. В пикроильменитах постоянно отмечается Cr_2O_3 до 2,64%, средние содержания Cr_2O_3 в различных выборках колеблются в интервале 0,30—0,45%. Интересно, что даже в низкомагнезиальных ильменитах Cr_2O_3 до 0,7%. Хромшпинелиды из аллювия Эбеляха очень разнородного состава, среди них преобладают низкоалюминиевые феррихромиты переменной хромистости. Большинство зерен хромшпинелидов отличается высокой титанистостью (3—8% TiO_2). Примечательно присутствие высокохромистых шпинелидов (61,3—65,19% Cr_2O_3) в количестве 1—2% общего числа зерен в выборках из аллювия среднего течения р. Эбелях в нескольких пробах. Они отличаются чрезвычайно низкими содержаниями титана (среднее значение для них 0,16% TiO_2), что позволяет относить их к минералам алмазного парагенезиса. Таким образом, несмотря на широкое распространение в водотоках бассейна Эбеляха минералов кимберлитового парагенезиса, среди последних очень редки находки зерен алмажной ассоциации. Обращает на себя внимание значительная сортировка минералов кимберлитового парагенезиса, что возможно лишь при значительном переносе материала в пространстве (или во времени) на пути первичный источник — аллювиальная россыпь. В силу этого не исключено формирование ореолов р. Эбелях за счет малоалмазоносных пород кимберлитового или кимберлитоподобного типа.

Аллювий р. Биллях охарактеризован только составом ильменитов, все они являются пикроразностями с колебаниями по MgO — 5—11%, TiO_2 — 42—52%, Cr_2O_3 — 0,1—2,36%. Средняя хро-

мистость ильменитов р. Биллях 0,62%, все зерна можно отнести к минералам кимберлитового парагенезиса.

В аллювии р. Майат изучены гранаты и ильмениты. Гранатовая фракция на 80% состоит из крупных окатанной и кубоидной форм зерен хромистых пиропов лерцолитового парагенезиса (содержание Cr_2O_3 0,8—8,0%) и на 20% из бесхромистых альмандинов. Гранатов алмазной ассоциации не обнаружено. Ильмениты в русловом аллювии р. Майат также являются пикроразностями. В выборке содержатся зерна очень близких составов: по MgO колебания составляют 7,5—8,5%, по TiO_2 — 47—50%, по Cr_2O_3 — 0,08—1,36%, средняя хромистость пикроильменитов 0,38%.

В бассейне р. Кюрюктюр, от ее верховой до среднего течения, в аллювии и в водораздельных галечниках среди гранатов преобладают альмандины, встречаются единичные зерна пиропов; иногда их хромистость достигает 8%, но ни одно зерно не попадает в поле гранатов алмазной ассоциации. Сверху вниз по течению в аллювии р. Кюрюктюр увеличивается число альмандиновых гранатов. Несколько более высокие концентрации пиропов наблюдаются в аллювии правого притока Кюрюктюра — ручья Оксана-Юреге. Хромистость пиропов колеблется в этих выборках от 1 до 9,5%, увеличиваясь вниз по течению, но гранатов алмазной ассоциации также не встречено. Единичные зерна ильменитов, проанализированные из аллювия р. Кюрюктюр, являются пикроразностями со средней хромистостью 0,20%, а состав большего числа зерен хромшпинелидов укладывается в интервалы: Cr_2O_3 — 40—50%, Al_2O_3 — 5—10%. Максимальные значения Cr_2O_3 не превышают 57%, что зафиксировано в единственном зерне.

Таким образом, в северном направлении от р. Эбелях в водотоках правобережья Анабара уменьшается содержание минералов кимберлитового парагенезиса.

Бассейн р. Уджа, крупнейшего притока р. Анабар, рассмотрен нами более подробно, т.к. такие участки ее, как верховье от р. Мас-Уджа до р. Уджакан, бассейны левых ее притоков Чымара и Юле-гир, изучены более детально.

В аллювии одного из двух истоков р. Уджа — р. Мас-Уджа исследованы хромшпинелиды. Составы их необычайно изменчивы и на графике образуют единое поле равномерно распределенных по площади точек, в котором сливаются обычно хорошо разделяющиеся поля феррихромитов и кимберлитовых пикрохромитов. Важно присутствие здесь двух зерен с высокими содержаниями Cr_2O_3 — 65 и 69%. Титанистость этих зерен (0,53 и 0,08% TiO_2) позволяет относить их к минералам алмазного парагенезиса. Ниже по течению Уджи хромшпинелиды в аллювии продолжают оставаться низкохромистыми и не содержат в своем составе зерен алмазного парагенезиса. Среди гранатов, изученных в аллювии ниже слия-

ния рек Мас-Уджа и Токур-Уджа, 30% приходится на альмандины и 70% — на хромистые пиропы. Хромистость пиропов изменяется в интервале 0,4—8%, и в их числе зафиксировано зерно алмазной ассоциации. Ниже по течению Уджи в ее аллювии и в аллювии ее левых и правых притоков среди гранатов всегда преобладают хромистые пиропы с обычным интервалом содержаний Cr_2O_3 1—7%, редко до 9%, и зерен алмазной ассоциации не включают. Только в аллювии р. Уджакан (правый приток Уджи) среди таких же по хромистости пиропов встречено зерно алмазного парагенезиса, содержащее 11,78% Cr_2O_3 и 2,84% CaO .

Большинство ильменитов из аллювия верховьев Уджи низкомагнезиальные трапповые, иногда их количество в пробах достигает 50%. Все пикроильмениты отличаются постоянным присутствием в их составе Cr_2O_3 ; средняя хромистость отдельных выборок колеблется от 0,49 до 0,95% Cr_2O_3 . Таким образом, правые притоки Уджи в ее верховьях содержат в единичных знаках минералы алмажной ассоциации, а составы широко распространенных здесь пиропов, пикроильменитов и хромшпинелидов позволяют большинству из встреченных зерен относить к кимберлитовому парагенезису.

В аллювии бассейна р. Чымара, левого притока Уджи, преобладают пиропы с хромистостью 1—7%, иногда до 9%, единичные находки зерен алмазного парагенезиса отмечены на левобережье р. Чымара в аллювии р. Бюк-Юрях, содержание альмандин в аллювии сохраняется до 15%. Ильмениты за редким исключением представлены хромсодержащими пикроильменитами, в отдельных пробах они образуют хорошо очерченное поле кимберлитовых ильменитов. Средняя хромистость зерен варьирует в пределах 0,3—0,7% и наиболее высокая — в зернах ильменитов из аллювия левых притоков рр. Чымара, Булгунняхтах и Бюк-Юрях. Хромшпинелиды из аллювия бассейна р. Чымара такие же низкохромистые, как и в верховьях Уджи, в их составе много феррихромитов и нет зерен алмажной ассоциации.

Аллювий бассейна р. Юлегир, левого притока Уджи в ее низовьях, характеризуется средне- и низкохромистыми пиропами; в средней части бассейна аллювий одного из его правых притоков и аллювий р. Юлегир ниже его содержат в единичных знаках пиропы алмазного парагенезиса. Рудные минералы бассейна р. Юлегир представлены пикроильменитами со средней хромистостью 0,27% и разнообразными, в том числе и кимберлитовыми, хромшпинелидами, среди которых встречено высокохромистое (62%) зерно, но содержание TiO_2 в нем (1,68%) не позволяет отнести его однозначно к минералам алмазного парагенезиса.

В аллювии р. Уджа ниже устья р. Юлегир содержатся только хромистые пиропы (1—7% Cr_2O_3) лерцолитового парагенезиса,

причем зерно с СаО около 2,5% и Сг₂О₃ около 6% попадает в поле гранатов алмазной ассоциации.

Таким образом, в бассейне р. Уджа в аллювиальных отложениях в единичных знаках обнаруживаются минералы алмазной ассоциации. Отмечается их приуроченность к восточным притокам верхней Уджи, истоки которых уходят к бассейну р. Куойки и к междуречью Чымара — Юлегир. Обращает на себя внимание полное отсутствие минералов алмазного парагенезиса в аллювии водотоков, дренирующих массив Томтор. На данной площади широко распространены плинсбахские отложения ранней юры, содержащие минералы алмазного парагенезиса. Размыв этих отложений может быть причиной поступления минералов алмазного парагенезиса в аллювий р. Уджа и ее притоков.

ЭПОХИ ДЕНУДАЦИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КОЛЛЕКТОРАХ АЛМАЗА И ЕГО СПУТНИКОВ

Очевидно, было бы логично рассмотреть в качестве первой эпохи денудации кимберлитовых тел региона раннефанерозойскую (или правильнее предкембрийскую) эпоху, учитывая находки минералов-спутников алмаза в основании кембрийской толщи северо-востока Сибирской платформы, но отсутствие каких-либо сведений о кимберлитовых породах провинции с возрастом древнее среднепалеозойского делает это рассмотрение, с точки зрения автора, пока преждевременным.

Анализ истории фанерозойского осадконакопления в пределах северо-восточной части Сибирской платформы и обобщение результатов многочисленных исследований показывают, что в течение этого времени имели место шесть основных эпох денудации [Брахфогель Ф.Ф., 1984], положение которых схематически показано на рис. 28.

Начало первой относится к позднему девону, конец — к началу среднего карбона. В этой эпохе можно выделить два этапа, разделенные периодом раннекарбонowego осадконакопления.

Вторая эпоха для территории северной и восточной окраин Анабарской антеклизы началась в позднем карбоне и охватывала сакмарский век ранней перми, она не была достаточно длительной и региональной.

Третья эпоха денудации обусловлена инверсией практически всей северо-восточной части Сибирской платформы после накопления вулканогенно-осадочной толщи нижней перми — нижнего триаса. Она имела максимальную длительность (50 млн. лет), но воздымания этого периода носили отчетливо дифференцированный характер, в силу чего разные части региона оказывались в сфере денудации неодновременно.

Четвертая эпоха денудации охватывала различные отрезки времени в разных частях региона: в районе Оленекского поднятия она примерно соответствовала оксфордскому — киммериджскому векам, а в районе Анабарского — охватывала вторую половину средней и всю позднюю юру.

О пятой эпохе достоверно известно только то, что она существ-

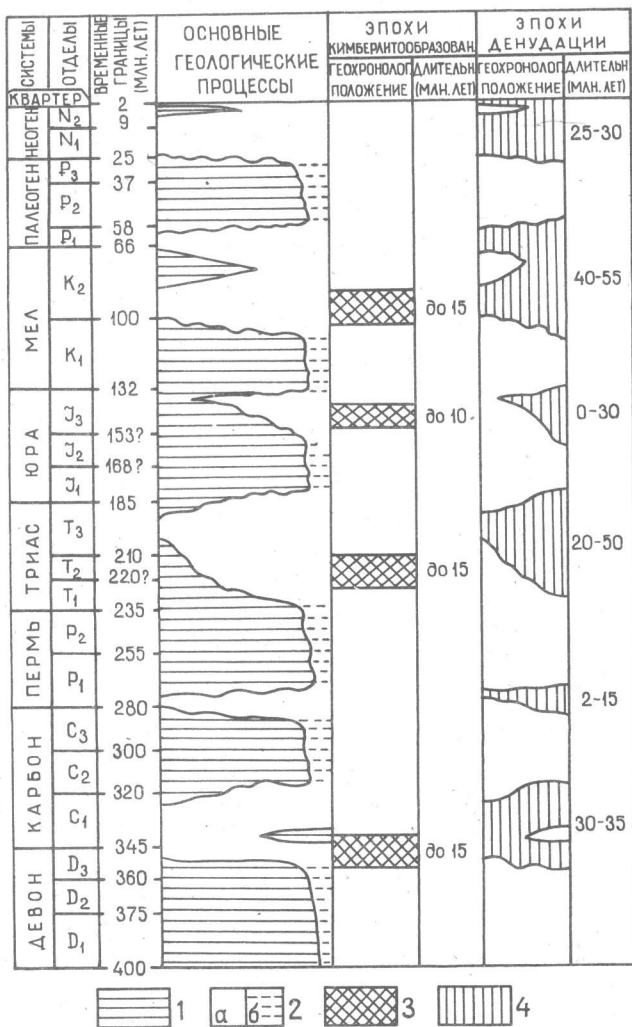


Рис. 28. Основные геологические процессы на территории северо-восточной части Сибирской платформы в среднем палеозое — кайнозое.

Условные обозначения: 1 — преобладающее погружение и накопление разнофациальных толщ; 2 — преобладающее воздымание, перерывы осадконакопления (а) и формирование стратиграфических перерывов (б); 3 — эпохи кимберлитообразования; 4 — эпохи денудации

вовала и на северной части Анабарской антеклизы завершилась в раннем палеогене, начало ее условно относится к концу раннего мела.

Шестая эпоха денудации для северной половины Анабарской антеклизы началась на рубеже палеогена и неогена и с незначительными перерывами продолжается по настоящее время.

Эпохи гипергенеза фиксируются собой отрезки времени относительной стабильности колебательных движений, когда формируются поверхности выравнивания, на которых в результате процессов выветривания образуются разрезы гипергеннопреобразованных пород.

Кимберлитовые породы Якутской провинции находились в зоне гипергенеза в течение трех эпох: среднепалеозойской, нижнетриасовой — раннеюрской и мел — палеогеновой, различающихся по интенсивности и масштабам своего проявления [Шамшина Э.А., 1979]. Однако на всей территории Лено-Анабарского междуречья ни на одном кимберлитовом теле не сохранилось в перекрытом состоянии ни одного разреза коры выветривания. Суждения о возрасте наблюдающихся на многих кимберлитовых телах реликтов выветрелых продуктов основаны преимущественно на косвенных данных.

Для Куонапских полей (Ары-Мастахского, Старореченского, Лучаканского, Куранахского) эпоха формирования наблюдающихся на их поверхности гипергенных продуктов определяется как мел—палеогеновая, а это значит, что, образовавшись в среднем—позднем триасе и находясь в среднеюрское—раннемеловое время в условиях интенсивной денудации, данные кимберлитовые тела были источником минералов кимберлитового парагенезиса для формирующихся в это время терригенных толщ в областях аккумуляции, окружавших Анабарское поднятие. Затем в мел—палеогеновое (дат—палеоценовое) время на их поверхности сформировались продукты выветривания, перекрытые в эоцен—миоценовое время отложениями мелководного континентального моря [Жуков В.В. и др., 1968]. В четвертичное время при образовании современного рельефа со значительной частью исследуемой территории были удалены как перекрывающие отложения, так и верхние горизонты законсервированной под ними дат—палеоценовой коры выветривания кимберлитовых пород.

Среднеоленинская группа полей (Чомурдахское, Огонер-Юряхское и другие) образовалась в позднедевонское время, и кимберлитовые тела этих полей, по-видимому, неоднократно выводились на дневную поверхность и денудировались. Единственным сохранившимся промежуточным коллектором в районе Среднеоленинской группы полей являются плинсбахские отложения ранней юры, частично перекрывающие тр. Аэрогеологическую. Но очевидно, что из кимберлитовых тел этого района, которые с незначительными перерывами размывались и денудировались в период всех шести вышеупомянутых эпох денудации, минералы кимбер-

литового парагенезиса поставлялись в разновозрастные терригенные толщи, не сохранившиеся на территории Среднеоленинских полей и прилегающих к ней площадях.

Для Нижнеоленинской группы полей характерно территориальное совпадение кимберлитовых полей двух возрастов: среднепалеозойского (позднедевонского, Мерчимденского, Толуопского) и среднемезозойского (Молодинского). В Куойкском поле совмещаются тела обоих возрастов. На многих кимберлитовых телах Нижнеоленинской группы полей широко распространены продукты их преобразования в условиях гипергенеза, но для достаточно строгого обоснования возраста эпох выветривания этих тел нет твердых данных [Шамшина Э.А., 1980].

Из сказанного видно, что среднепалеозойские кимберлитовые тела Мерчимденского, Толуопского и Куойкского полей, расположенные на территории, подвергавшейся денудации с позднедевонского времени, могут рассматриваться в качестве первоисточников алмазов и их минералов-спутников, обнаруживаемых сейчас в грубообломочных толщах нижнекарбонных конгломератов. В настоящее время мы находим реликты этих отложений в Кютюнгинском грабене, но можно предполагать более широкое их развитие в прошлом, о чем говорят находки валунов нижнекарбонных конгломератов в районах, достаточно удаленных от мест их локализации в современном срезе [Прокопчук Б.И., 1982]. В более молодые эпохи денудации шло поступление в терригенные отложения минералов кимберлитового парагенезиса как непосредственно из кимберлитовых тел, так и из нижнекарбонных и других конгломератов.

В широко распространенных на рассматриваемой территории отложениях нижней и верхней перми нет повсеместного заражения минералами-спутниками, что связано, во-первых, с очень ограниченными областями денудации в пермскую эпоху, во-вторых, с быстрым перекрытием нижнепермскими осадками большинства среднепалеозойских кимберлитовых тел и, в-третьих, с тем, что в основании пермской толщи на значительных площадях отсутствовали грубообломочные фации, т.е. не было условий для накопления в пермских отложениях минералов кимберлитового парагенезиса. Очевидно, только на отдельных участках, где аллювий раннепермских водотоков, размывающих кимберлитовые породы, накапливался достаточно продолжительное время, локально существовали благоприятные для концентрации кимберлитового материала условия. И такие концентрации были возможны только в непосредственной близости к местам локализации их источников — кимберлитовых тел.

В условиях прибрежно-морской равнины, где интенсивно перемывались значительные объемы разрушенных пород, при доста-

точно устойчивом положении береговой линии могли возникать концентрации минералов кимберлитового парагенезиса, значительные по содержанию и по площадям их развития. Такие условия имелись по периферии Оленекского поднятия в юрское время, что выразилось в существовании здесь многочисленных вторичных коллекторов плинсбахского, келловейского, ниже- и верхневолжского времени.

Кимберлитовые тела Хорбусуонского поля, образовавшиеся в среднемезозойскую (позднеюрскую) эпоху, могли поставлять минералы кимберлитового парагенезиса лишь в продолжение двух последних эпох денудации. Поэтому они (даже при увеличении в результате дальнейших работ их числа) не могут рассматриваться как возможные первоисточники вторичных коллекторов спутников алмазов, развитых на Оленекском поднятии и по его периферии. Эти тела имеют питающее значение только для современного аллювия бассейнов Хорбусуонки и Кютюнгде.

Особо необходимо остановиться на территории Нижнеленского района. Здесь обнаружены минералы кимберлитового парагенезиса, с зернами алмазной ассоциации в их числе, в конгломератах крестяхской свиты раннего карбона Северного Хараулаха, а также в отложениях среднего и верхнего триаса Туора-Сисского выступа. Источниками минералов кимберлитового парагенезиса должны быть среднепалеозойские (или более древние) кимберлитовые тела. Привлекать в качестве первоисточников какие-либо гипотетические алмазоносные породы некимберлитового типа нет необходимости, т.к. спутники, содержащиеся в этих грубообломочных отложениях, ничем не отличимы от типичных для кимберлитов. Очевидно также, что кимберлитовый материал мог поставляться как в отложения раннего карбона, так и среднего—верхнего триаса из одних и тех же источников, если они были среднепалеозойского возраста и находились в условиях денудации в соответствующий отрезок времени на территории Нижнеленского района. Если вспомнить, что Туора-Сисский выступ в доюрское время, предшествующее формированию Приверхойнского краевого прогиба, был частью Сибирской платформы, то ясно, что он не является областью, для которой запрещено присутствие пород кимберлитовой формации. Кроме того, сюда трассируется при своем продолжении на северо-восток Далдын-Оленекская среднепалеозойская кимберлитоконтролирующая зона [Брахфогель Ф.Ф., 1984]. На этой же территории, в бассейне р. Кендей, в отложениях среднего—верхнего триаса есть признаки присутствия кимберлитового материала ближнего сноса. Все это вместе взятое позволяет предполагать, что на территории Туора-Сисского выступа существуют свои кимберлитовые тела, и время их образования, очевидно, относится к среднепалеозойской эпохе. Обнаружение их

чрезвычайно затруднительно в связи с тем, что они перекрыты более молодыми отложениями и вся содержащая их толща смята в складки.

Что же касается первоисточников кимберлитовых минералов для многочисленных точек их находок в триасовых отложениях, расположенных вдоль побережья моря Лаптевых, то очевидно, что этих источников должно быть несколько. Возможно, каждому участку локализации в составе отложений среднего—верхнего триаса заметных концентраций минералов кимберлитового парагенезиса с алмазной ассоциацией в их числе соответствует свое кимберлитовое поле или группа тел, выходявших на дневную поверхность на берегах триасового моря. По возрасту они могут относиться как к среднепалеозойской, так и к раннемезозойской эпохам кимберлитового магматизма. В настоящее время невозможно конкретизировать их местоположение, т.к. площади их возможной локализации закрыты молодыми осадками Лено-Анабарского прогиба.

Интересная ситуация наблюдается на правом берегу р. Анабар, ограниченной с севера и востока р. Уджа, с запада — р. Анабар, а с юга — р. Эбелях, верховьями рек Маспаки, Налим-Джелинде. Для этой территории характерно наличие минералов кимберлитового парагенезиса, иногда с единичными зернами пиропов и хромитов алмазной ассоциации в их числе, в широком возрастном диапазоне терригенных вторичных коллекторов: от отложений верхнепалеозойской катской свиты S_{2+3} до неогеновых отложений, а также повсеместное заражение минералами-спутниками алмаза современного аллювия всех водотоков рассматриваемой площади. Кимберлитовые породы на данной территории до сих пор не обнаружены, а кимберлитоподобные породы Эбелях-Томторского района распространения щелочно-ультраосновных тел среднепалеозойского возраста еще ждут своего изучения. Такое положение находит логичное объяснение только в допущении унаследованности алмазо- и спутниконосности современных и других коллекторов от более древних, во всяком случае, допермских образований, тем более, что истоки практически всех водотоков территории находятся на площадях широкого развития пермских отложений. Здесь уместно вспомнить, что локально под пермской толщей рассматриваемого региона с катской свитой в ее основании были зафиксированы покровы выветрелых вулканогенных пород, которые по комплексу содержащихся в них минералов тяжелой фракции (хромпикотит и перовскит) отнесены к щелочно-ультраосновным породам. Находки в них пиропов, пикроильменитов, хромдиопсидов, муассанитов указывают на их родство с кимберлитовыми породами [Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р., 1975]. Сохранение этих пород в виде незначительных по размерам участ-

ков и их чрезвычайно высокая гипергенная измененность, сочетающиеся с необычной для Сибирской платформы пластовой формой залегания, не позволяют однозначно отождествить данные породы с кимберлитовыми из известных кимберлитовых полей. Но их принадлежность к кимберлитовой формации не вызывает сомнения, а перекрытие их выходов породами верхнепалеозойской катской свиты характеризует эти породы как продукты среднепалеозойской эпохи магматизма. Условно они были названы кимберлитовыми вулканитами и изучены лишь в местах заверки магнитных аномалий, территориально они приурочены к водоразделу Эбелях — Чымара, но их распространение предполагается на всем водоразделе, разделяющем левые притоки р. Уджа и правые притоки Анабара — рр. Эбелях, Биллях, Майат, где они могут быть выведены на поверхность в современном срезе, не перекрытые пермо-карбоновой толщей. Рассмотрение кимберлитовых вулканитов, имеющих площадное развитие и приуроченность к истокам многочисленных водотоков Анабаро-Уджинского междуречья, в качестве материнских первоисточников кимберлитового типа объясняет и площадное распространение минералов кимберлитового парагенезиса в современных водотоках и их постоянное присутствие во всех разновозрастных коллекторах территории.

Касаясь первоисточников минералов кимберлитового парагенезиса, обнаруженных в конгломератах раннего кембрия, на данном уровне их изучения, можно заключить, что они, безусловно, имеют нормальную кимберлитовую природу. Во всяком случае, по типоморфизму содержащихся в них пиропов и хромшпинелидов они не отличимы от кимберлитовых пород основных кимберлитовых полей провинции. Территориальная разобщенность находок спутников в нижнекембрийских конгломератах позволяет лишь предположить проявление на территории северо-востока Сибирской платформы еще одной более древней, чем все известные до сих пор, эпохи кимберлитового магматизма, но для корректных предположений о местоположении района локализации тел (или полей) этой эпохи данных явно недостаточно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Целенаправленное сравнительное изучение минералов-спутников алмаза на огромной территории позволило собрать большой фактический материал, который может быть многопланово использован при различных теоретических построениях.

Понимая, что полученного материала все же недостаточно, чтобы ответить на все возникающие при его интерпретации вопросы, тем не менее ряд положений, вытекающих из анализа полученных данных, можно сформулировать.

1. Минералы кимберлитового парагенезиса с пиропами и пикрохромитами алмазной ассоциации в их числе, зафиксированные в нижнекембрийских конгломератах низовьев Лены и Беевчима (бассейн р. Оленек), позволяют сделать вывод о том, что на территории Якутской кимберлитовой провинции проявления кимберлитового магматизма были также в позднем докембрии — раннем кембрии, причем кимберлитовые породы этой эпохи содержали те же минералы-спутники, которые характерны для большинства кимберлитовых тел провинции.

2. На основании наличия минералов кимберлитового парагенезиса, зерен алмазной ассоциации и других признаков присутствия кимберлитовых пород в толщах, развитых на Туора-Сисском выступе, можно допустить, что на данной площади кимберлитовый магматизм проявлялся, по всей вероятности, и в среднепалеозойское время.

3. Унаследованность состава минералов кимберлитового парагенезиса в разновозрастных вторичных коллекторах Анабаро-Уджинского междуречья от среднепалеозойских образований позволяет предполагать здесь своеобразное проявление пород среднепалеозойской кимберлитовой формации.

4. Находки гранатов алмазной ассоциации в аллювии бассейна р. Оленек (на слиянии рр. Арга-Сала и Кукусунда) много западнее всех известных кимберлитопоявлений ставят вопрос о необходимости расширения границ Якутской кимберлитовой провинции.

5. Повышенные концентрации хромшпинелидов алмазной ассоциации в аллювии р. М. Куонапка на территории Куранахского поля и р. Дебенге близ территорий Хорбусуонского поля свидетельствуют о том, что здесь

возможно открытие кимберлитовых тел — источников таких хромшпинелидов, которые должны отличаться повышенной алмазонасностью.

6. Многие случаи несовпадения состава минералов кимберлитового парагенезиса в аллювии и в питающих его кимберлитовых породах, зафиксированные на территориях ряда кимберлитовых полей, свидетельствуют о преимущественной концентрации некоторых минералов в аллювии по сравнению с кимберлитовыми телами, а также о недоразведанности отдельных площадей, где возможно обнаружение кимберлитовых тел.

7. Повышенные концентрации минералов кимберлитового парагенезиса в терригенных отложениях характеризуют последние как потенциально алмазонасные, и изучение таких концентраций должно способствовать открытию в последних алмазных россыпей.

Продолжение

№ п/п	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
20	41,77	0,42	21,30	2,93	6,40	0,37	21,31	4,20	0,06	0,00	98,74
21	41,50	0,20	20,47	4,39	6,35	0,34	20,13	4,74	0,05	0,03	98,20
22	41,07	1,65	15,43	8,24	7,73	0,35	17,46	6,57	0,16	0,03	98,68
23	41,78	0,44	20,98	3,22	6,55	0,16	20,99	4,33	0,05	0,00	98,50
24	41,61	0,94	19,44	4,26	6,64	0,28	20,40	4,99	0,04	0,00	98,59
25	41,86	0,65	19,86	4,44	5,71	0,25	21,04	4,45	0,05	0,01	98,31
26	41,43	0,80	20,62	3,20	8,31	0,34	19,99	3,90	0,08	0,02	98,70
27	41,77	0,80	18,04	6,53	6,07	0,38	20,14	5,38	0,06	0,02	99,19
28	41,69	0,57	20,19	4,06	6,13	0,28	20,97	4,59	0,06	0,02	98,55
29	41,44	0,39	20,73	4,02	6,59	0,35	20,27	4,77	0,05	0,00	98,62
30	41,37	0,13	21,68	3,29	9,01	0,55	18,30	4,99	0,02	0,02	99,35
31	41,66	0,21	20,84	3,69	6,48	0,27	20,60	4,45	0,05	0,00	98,26
32	42,17	0,84	20,95	2,71	6,83	0,26	20,29	4,68	0,08	0,01	98,80
33	41,32	0,39	19,98	4,59	8,77	0,45	17,91	4,75	0,07	0,02	98,25
34	38,67	0,05	22,50	0,11	29,90	0,79	7,01	1,49	0,05	0,02	100,59
35	41,49	0,39	17,47	8,01	6,45	0,34	18,73	5,96	0,07	0,03	98,95
36	41,74	0,61	20,06	3,87	6,50	0,30	20,87	4,84	0,08	0,02	98,40
37	41,53	0,20	19,94	5,16	6,55	0,34	19,49	5,19	0,03	0,05	98,48
38	41,99	0,40	21,18	3,37	5,90	0,30	20,86	4,30	0,08	0,01	98,39
39	41,67	0,33	19,71	5,38	6,74	0,32	19,58	5,02	0,07	0,04	98,87
40	42,12	0,43	21,47	2,32	6,16	0,35	20,90	4,70	0,04	0,03	98,81

Продолжение

№ п/п	I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II
41	4I,50	0,17	2I,59	3,32	8,32	0,56	17,79	5,08	0,06	0,02	98,40
42	4I,38	0,36	2I,43	2,79	6,18	0,35	21,27	4,62	0,07	0,03	98,99
43	4I,90	0,32	2I,28	3,01	6,88	0,40	20,50	4,31	0,04	0,04	98,68
44	4I,83	0,34	20,93	3,33	6,72	0,31	20,78	4,75	0,01	0,02	99,03
45	40,03	0,71	17,27	6,96	9,81	0,44	16,73	5,27	0,11	0,03	97,35
46	4I,86	0,17	19,08	5,60	6,18	0,26	18,99	5,35	0,05	0,02	97,56
47	4I,52	0,07	22,45	2,42	8,01	0,48	18,65	4,87	0,04	0,02	98,53
48	42,24	1,09	19,86	3,80	6,51	0,35	20,04	4,92	0,15	0,04	98,99
49	4I,71	0,49	20,45	4,39	6,04	0,33	20,13	4,87	0,02	0,04	98,45
50	4I,76	1,07	19,14	4,93	6,59	0,37	20,04	5,24	0,11	0,05	99,30
51	4I,68	0,17	20,75	4,35	6,91	0,38	20,03	4,76	0,04	0,03	99,09
52	4I,74	0,49	21,42	3,10	6,06	0,31	21,43	4,38	0,09	0,00	99,03
53	4I,83	0,32	20,22	4,08	6,72	0,23	19,50	5,05	0,08	0,04	98,09
54	4I,85	0,56	21,47	2,62	7,01	0,26	20,77	4,46	0,08	0,05	99,13
55	4I,82	0,82	19,87	3,88	7,20	0,37	19,86	5,11	0,03	0,04	98,99
56	39,07	0,06	22,53	0,14	25,81	0,37	9,37	2,22	0,01	0,03	99,61
57	4I,29	0,22	18,44	7,17	5,88	0,32	19,79	5,01	0,05	0,04	98,21
58	4I,45	0,86	20,43	3,56	6,52	0,31	20,31	4,84	0,07	0,03	98,38
59	4I,15	0,38	22,16	2,39	7,25	0,28	20,62	4,33	0,03	0,03	98,61
60	4I,35	0,20	20,13	5,23	6,73	0,35	20,13	5,02	0,01	0,02	99,16
61	4I,37	0,23	19,99	5,32	6,94	0,35	19,68	5,12	0,05	0,03	99,07

Продолжение

№ п/п	I	2	3	4	5	6	7	8.	9	10	11
62	41,51	0,30	19,69	5,89	6,25	0,24	19,40	4,89	0,09	0,03	98,31
63	41,47	0,87	19,41	4,57	6,58	0,30	20,45	5,19	0,07	0,04	98,95
64	41,63	0,07	18,92	7,09	6,17	0,42	19,13	5,68	0,00	0,02	99,14
65	41,75	0,23	21,99	3,25	6,75	0,47	19,93	4,57	0,05	0,04	99,03
66	41,28	0,65	19,05	4,88	8,74	0,40	17,61	6,03	0,06	0,04	98,74
67	41,94	0,43	21,21	3,39	6,32	0,28	21,26	4,59	0,03	0,01	99,46
68	41,25	0,04	21,26	4,25	7,04	0,40	20,24	4,66	0,04	0,03	99,21
69	42,14	0,43	21,36	3,23	6,39	0,23	20,99	4,22	0,04	0,02	99,08
70	41,17	0,45	20,81	3,61	7,83	0,30	19,92	4,72	0,09	0,01	98,93
71	41,38	0,29	20,55	4,70	6,20	0,26	20,70	4,88	0,05	0,00	99,01
72	41,57	0,10	19,34	5,70	6,23	0,34	20,13	5,81	0,05	0,02	99,29
73	37,63	0,03	21,77	0,05	32,16	1,32	3,75	2,19	0,04	0,01	98,95
74	40,30	0,08	23,42	0,12	24,55	0,43	10,26	1,23	0,03	0,04	100,47
75	38,52	0,03	22,54	0,01	26,68	0,20	9,30	0,88	0,01	0,01	98,19
76	43,05	0,18	22,40	2,64	7,78	0,49	18,40	4,66	0,09	0,06	99,74
77	37,12	0,01	21,85	0,01	34,17	1,82	3,15	0,78	0,07	0,04	99,01
78	41,97	0,46	19,98	4,55	6,93	0,33	19,51	4,66	0,11	0,01	98,52
79	38,84	0,00	23,02	0,05	24,25	0,28	10,42	1,59	0,05	0,05	98,54
80	37,11	0,00	21,94	0,02	32,36	3,36	3,24	0,87	0,05	0,05	99,02
81	41,78	1,23	19,92	3,38	6,69	0,26	19,86	4,76	0,11	0,02	98,02
82	37,58	0,01	21,96	0,19	28,52	1,10	4,13	4,82	0,04	0,00	98,35

Продолжение

№ п/п	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
83	37,95	0,05	22,12	0,08	27,65	1,15	6,06	3,71	0,09	0,04	98,90
84	38,12	0,02	22,03	0,07	30,00	0,17	7,00	1,66	0,04	0,02	99,12
85	40,08	0,02	22,83	0,58	17,08	0,54	11,52	6,48	0,05	0,05	99,23
86	41,68	1,18	19,92	3,41	6,69	0,32	19,74	4,73	0,15	0,04	97,88
87	37,93	0,00	22,02	0,01	32,30	1,08	3,87	2,12	0,05	0,01	99,39
88	41,77	1,21	19,96	3,32	6,71	0,32	20,08	4,78	0,18	0,03	98,38
89	38,99	0,16	22,55	0,09	17,40	4,91	6,98	7,75	0,04	0,05	98,92
90	41,75	0,04	18,13	7,86	5,54	0,25	21,33	3,37	0,09	0,06	98,42
91	41,70	0,40	20,38	4,48	6,55	0,38	20,28	4,51	0,04	0,02	98,73
92	41,28	0,24	14,80	11,24	6,47	0,40	18,68	4,82	0,04	0,05	98,04
93	41,91	0,02	18,08	8,08	5,61	0,26	21,27	3,47	0,05	0,03	98,77
94	41,79	0,56	20,62	4,05	6,65	0,28	20,38	4,65	0,08	0,03	99,09
95	41,83	0,03	18,24	7,63	5,50	0,21	21,56	3,26	0,04	0,03	98,32
96	41,40	0,23	18,99	6,18	6,24	0,34	19,55	5,30	0,05	0,00	98,29
97	41,43	0,43	19,90	4,64	6,84	0,29	20,16	4,74	0,11	0,03	98,58
98	41,74	0,06	22,82	2,34	8,75	0,51	17,84	5,37	0,02	0,00	99,44
99	41,55	0,15	23,26	1,83	8,13	0,46	19,11	4,90	0,00	0,04	99,44
100	42,22	0,39	20,35	4,48	6,20	0,35	20,31	4,54	0,12	0,02	98,98
101	41,96	0,19	18,55	7,90	6,30	0,37	18,90	5,07	0,06	0,02	99,32
102	41,74	0,00	18,07	8,15	5,40	0,26	21,92	3,56	0,02	0,02	99,14
103	41,44	0,01	18,26	7,74	5,56	0,23	21,63	3,49	0,02	0,00	98,38

ПРОДОЛЖЕНИЕ

№ п/п	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
I04	40,63	0,22	17,68	7,73	6,34	0,42	19,38	5,08	0,08	0,01	97,56
I05	42,49	0,45	23,73	0,25	8,29	0,44	19,40	4,03	0,10	0,03	99,20
I06	41,04	0,34	23,17	0,08	15,07	0,37	7,58	11,16	0,18	0,04	99,04
I07	42,46	0,89	21,50	1,05	8,42	0,32	18,94	4,35	0,13	0,02	98,08
I08	39,74	0,07	23,06	0,06	19,88	0,31	9,09	7,18	0,04	0,02	99,45
I09	39,98	0,08	22,97	0,08	18,79	0,29	9,16	7,06	0,02	0,02	98,41
I10	39,17	0,05	22,46	0,20	22,22	0,93	8,07	4,76	0,07	0,04	97,98
I11	41,70	1,10	21,90	0,21	10,98	0,31	18,03	4,25	0,13	0,03	98,65
I12	39,58	0,04	22,66	0,10	21,65	0,88	8,49	5,30	0,04	0,07	98,81
I13	41,81	0,52	22,33	1,55	9,38	0,43	18,35	4,47	0,11	0,04	98,98
I14	40,43	0,10	23,00	0,05	17,28	0,56	11,02	7,05	0,02	0,05	99,55
I15	41,25	1,10	21,58	0,34	10,64	0,32	19,24	3,67	0,10	0,03	98,26
I16	40,82	0,26	23,39	0,06	14,75	0,27	10,85	9,18	0,14	0,04	99,78
I17	42,24	0,85	21,79	0,71	9,04	0,34	19,19	4,37	0,12	0,02	98,68
I18	42,53	0,81	21,53	1,47	7,74	0,22	20,22	4,38	0,13	0,02	99,05
I19	42,21	1,08	21,05	1,38	8,19	0,29	19,82	4,69	0,11	0,01	98,83
I20	41,12	0,30	22,29	0,71	12,39	0,37	16,07	4,46	0,05	0,02	97,78
I21	41,14	0,35	22,97	0,06	16,09	0,31	10,73	7,66	0,17	0,04	99,51
I22	32,80	0,05	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	0,06	0,00	0,06	33,06
I23	41,48	0,27	23,35	0,11	11,87	0,47	15,78	5,57	0,12	0,03	99,04
I24	42,20	0,08	22,23	2,76	7,91	0,46	19,44	4,83	0,04	0,02	99,97

№ п/п	I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II
I25	41,51	0,30	23,49	0,03	11,74	0,46	15,53	5,45	0,12	0,03	98,65
I26	42,06	0,13	21,97	2,77	7,95	0,47	19,00	4,86	0,06	0,03	99,30
I27	42,09	0,57	21,36	2,86	6,58	0,33	20,97	4,60	0,11	0,04	99,51
I28	42,03	0,47	20,57	3,99	6,42	0,38	20,59	4,53	0,09	0,01	99,09
I29	42,18	0,11	19,99	4,83	5,97	0,39	20,40	5,13	0,05	0,02	99,07
I30	42,33	0,20	21,46	2,90	6,00	0,28	20,47	4,59	0,05	0,02	98,29
I31	42,26	0,45	19,59	4,85	5,96	0,25	20,27	4,99	0,12	0,04	98,78
I32	42,44	0,35	20,19	4,28	5,74	0,29	21,05	4,74	0,11	0,02	99,19
I33	42,07	0,09	18,99	6,08	6,00	0,39	20,25	4,61	0,05	0,03	98,56
I34	42,06	0,27	19,80	5,20	6,89	0,32	19,29	4,76	0,09	0,05	98,72
I35	42,32	0,25	19,48	5,62	5,32	0,35	20,83	4,70	0,08	0,03	98,98
I36	41,97	0,32	18,74	5,66	6,48	0,40	19,41	5,45	0,07	0,03	98,53
I37	42,08	0,14	20,77	4,19	6,87	0,48	18,61	5,41	0,02	0,06	98,63
I38	42,65	0,27	21,60	2,68	6,12	0,23	21,11	4,67	0,04	0,05	99,42
I39	41,82	0,24	18,77	6,39	5,82	0,35	20,00	5,38	0,06	0,05	98,88
I40	42,12	0,52	20,91	3,37	5,65	0,36	20,41	4,35	0,13	0,04	97,86
I41	42,56	0,38	20,19	4,32	5,39	0,27	21,35	4,64	0,07	0,04	99,22
I42	42,31	0,32	21,86	2,33	6,58	0,35	20,63	4,49	0,09	0,02	98,96
I43	42,50	0,55	21,09	3,33	6,21	0,31	20,48	4,42	0,08	0,02	99,00
I44	42,23	0,22	22,83	1,33	7,68	0,36	19,60	4,75	0,04	0,01	99,23
I45	41,85	0,08	23,32	1,30	8,81	0,35	18,86	4,53	0,08	0,02	99,21

Продолжение

№ п/п	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
I46	42,01	0,03	21,86	2,66	7,05	0,64	18,78	5,01	0,08	0,07	98,18
I47	41,98	0,28	21,22	3,16	6,47	0,33	20,24	4,76	0,05	0,03	98,52
I48	42,30	0,30	20,42	4,33	6,04	0,38	19,91	5,15	0,06	0,02	98,92
I49	41,97	0,26	19,53	5,25	6,54	0,41	19,77	5,15	0,07	0,02	98,98
I50	42,47	0,57	19,81	4,79	6,31	0,26	19,96	5,06	0,11	0,04	99,40
I51	41,89	0,93	21,96	0,29	10,17	0,36	18,57	4,59	0,07	0,02	98,85
I52	40,37	0,11	22,84	0,11	18,40	0,54	11,42	3,66	0,05	0,00	97,49
I53	41,84	1,22	21,26	0,93	9,84	0,37	18,33	4,81	0,07	0,03	98,70
I54	41,77	1,23	20,95	0,91	9,76	0,42	18,43	4,76	0,12	0,03	98,36
I55	42,29	0,91	21,52	1,47	8,10	0,27	20,03	4,49	0,12	0,03	99,23
I56	41,97	0,87	21,76	1,10	7,74	0,36	20,17	4,73	0,09	0,04	98,81
I57	42,23	0,95	21,21	1,23	7,79	0,27	20,28	4,51	0,13	0,02	98,61
I58	39,00	0,07	22,17	0,11	21,46	0,88	7,34	6,08	0,03	0,03	97,18
I59	38,97	0,06	22,25	0,12	21,86	0,54	8,11	5,92	0,10	0,04	97,96
I60	41,74	0,50	20,76	3,02	6,27	0,28	20,13	4,86	0,13	0,04	97,72
I61	38,82	0,05	22,19	0,05	24,30	0,61	5,40	7,59	0,10	0,03	99,17
I62	38,75	0,11	22,18	0,11	22,52	0,55	6,91	6,01	0,11	0,03	97,29
I63	41,93	0,97	21,26	1,29	8,05	0,28	18,97	4,63	0,09	0,04	97,52
I64	41,29	0,19	22,92	0,11	13,11	0,57	13,22	6,09	0,06	0,03	97,59
I65	41,82	1,09	21,59	0,65	9,34	0,36	18,64	4,62	0,11	0,03	98,27
I66	41,64	1,15	21,00	1,26	9,36	0,38	18,34	4,77	0,11	0,05	98,07

№ п/п	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
I67	42,09	0,09	19,27	6,04	6,58	0,46	18,32	5,79	0,03	0,01	98,67
I68	42,05	0,25	18,07	7,30	5,65	0,27	19,16	5,58	0,06	0,02	98,42
I69	41,92	0,34	17,72	6,74	5,80	0,25	18,82	5,74	0,08	0,01	97,43
I70	41,96	0,36	19,60	5,51	5,98	0,44	19,43	5,12	0,03	0,04	98,46
I71	41,56	0,44	17,19	7,68	6,57	0,31	18,31	5,78	0,06	0,03	97,93
I72	41,74	0,57	16,59	7,96	6,51	0,38	18,35	5,59	0,09	0,02	97,80
I73	42,10	0,57	19,20	5,12	5,70	0,31	20,16	4,64	0,12	0,04	97,96
I74	42,63	0,00	21,52	3,42	5,42	0,27	21,68	3,82	0,06	0,04	98,85
I75	42,02	0,21	19,73	4,81	6,73	0,42	18,96	4,85	0,08	0,02	97,84
I76	41,57	0,65	16,30	8,31	6,56	0,46	17,29	5,94	0,10	0,03	97,22
I77	42,54	0,08	18,10	6,20	5,60	0,25	19,99	5,26	0,06	0,03	98,11
I78	41,70	0,31	16,99	7,77	6,24	0,31	17,64	6,45	0,08	0,04	97,53
I79	41,70	0,28	17,44	7,45	6,20	0,33	18,37	5,39	0,12	0,04	97,32
I80	41,60	0,30	17,26	7,71	6,79	0,48	18,15	4,87	0,11	0,03	97,30
I81	41,91	0,09	19,93	5,11	5,89	0,42	18,85	5,10	0,07	0,03	97,40
I82	41,63	0,16	18,08	7,19	6,62	0,37	18,07	5,65	0,09	0,02	97,87
I83	42,03	0,61	19,53	4,80	6,30	0,36	19,70	4,80	0,11	0,03	98,27
I84	42,21	0,49	20,76	3,22	6,12	0,25	20,50	4,68	0,07	0,05	98,34
I85	41,97	0,51	17,78	6,82	6,01	0,24	19,38	4,93	0,09	0,01	97,74
I86	41,83	0,06	19,40	5,83	5,72	0,38	19,79	4,50	0,02	0,04	97,58
I87	41,68	0,21	17,78	7,00	6,12	0,34	18,43	5,86	0,03	0,03	97,48

№ п/п	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
188	42,30	0,39	20,75	3,86	5,89	0,34	20,10	4,77	0,03	0,04	98,46
189	41,93	0,44	19,45	4,67	6,31	0,32	19,35	5,03	0,06	0,01	97,56
190	41,96	0,43	20,76	3,59	6,24	0,33	19,63	4,60	0,09	0,05	97,69
191	42,22	0,86	20,34	2,45	6,96	0,30	19,87	4,76	0,08	0,02	97,86
192	42,07	0,55	19,42	4,55	6,27	0,30	20,00	5,04	0,11	0,06	98,36
193	41,78	0,67	19,42	4,61	7,42	0,37	18,51	5,09	0,05	0,06	98,36
194	42,19	0,24	21,50	3,05	6,21	0,33	20,50	4,59	0,05	0,00	98,65
195	41,95	0,83	19,34	4,78	7,30	0,36	19,24	4,71	0,10	0,05	98,68
196	42,24	0,63	20,90	3,05	5,85	0,33	20,61	4,60	0,08	0,05	98,33
197	42,23	0,67	19,92	3,66	6,85	0,29	19,95	4,81	0,08	0,03	98,49
198	42,03	0,93	17,84	6,27	5,01	0,28	20,13	5,26	0,10	0,03	97,87
199	41,68	0,96	19,42	3,82	6,70	0,37	20,40	4,38	0,12	0,07	97,93
200	41,99	0,53	19,33	4,87	5,79	0,30	19,34	5,21	0,07	0,01	97,45
201	41,40	0,65	18,85	5,12	9,24	0,37	17,34	5,00	0,03	0,05	98,04
202	41,87	0,21	17,88	6,69	5,62	0,30	18,88	5,87	0,03	0,06	97,41
203	42,17	0,62	18,76	5,13	6,07	0,33	19,37	5,74	0,07	0,01	98,30
204	41,67	0,02	20,60	4,60	7,04	0,54	17,82	6,01	0,00	0,03	98,35

Примечание. Места отбора зерен для анализа: I - 73 - хр. Прончишева (р. Урасалах);
74 - 105 - мыс Тумул (устье р. Оленек); 106 - 204 - р. Кендейкен
(Тура-Сисский выступ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев В.П., Хмелевский В.А., Белик Ю.П.* Морфология и основные закономерности растворения пиропов из кимберлитов и родственных им пород // Минералогический сборник Львовского ун-та. 1982. № 36. Вып. 1. С. 82—89.
- Афанасьев В.П., Соболев Н.В., Харьков А.Д.* Эволюция химизма ассоциации пиропов в древних ореолах рассеяния кимберлитовых тел // Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 137—141.
- Битерман И.М., Кутейников Е.С., Леонов Б.Н., Натанов Л.М.* Новые данные о нижнекаменноугольных отложениях северо-востока Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144, № 3. С. 613—616.
- Брахфогель Ф.Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск, 1984. 128 с.
- Гарайин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т.* Ильменит из кимберлитов. М.: Изд-во МГУ, 1984. 240 с.
- Гогина Н.И.* Находка алмаза в низовьях Лены // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239. № 5. С. 1168—1169.
- Добрецов Н.Л., Харьков А.Д., Шемякин М.Л.* Применение многомерного статистического анализа для решения прогнозных задач на примере алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика. 1966. № 8. С. 15—22.
- Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья.* Новосибирск: Наука, 1976. 141 с.
- Жуков В.В., Горина И.Ф., Пинчук Л.Я.* Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленекского междуречья. Л.: Недра, 1968. 143 с.
- Зольников Г.В., Филиппов Н.Д., Гамянина В.В.* Магнитная фракция ильменита из проб кимберлитовой брекчии тр. Мир // Геология, петрография и геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы. Якутск, 1976. С. 160—163.
- Илупин И.П., Левшов П.П.* Применение рентгенометрического анализа для изучения основной массы кимберлитов // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 301—307.
- Илупин И.П., Милашев В.А., Томаповская Ю.И.* и др. Ильменит из кимберлитов Якутии // Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений. Л.: НИИГА, 1974. С. 5—29.
- Кривонос В.Ф., Прокончук Б.И.* Эпохи кимберлитового вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы // Советская геология. 1973. № 3. С. 11—20.
- Мец О.Ф., Полежаева Л.И., Богданова А.Н.* Армалколит из микроклино-плагиоклазовых пегматитов на Кольском полуострове // Зап. Всесоюз. мин. об-ва. 1985. Вып. 4. Ч. 114. С. 444—454.
- Натанов Л.М., Гогина Н.И., Сибирцев Ю.М., Огородников В.Д., Уфлянд А.К.* Новый промежуточный коллектор минералов-спутников алмаза на Сибирской платформе // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 67—73.

- Никишов К.Н.* Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. М.: Наука, 1984. 216 с.
- Осилова З.В.* Литология базальных горизонтов среднелейасовых отложений северо-восточной части Сибирской платформы в связи с их алмазоносностью // Ученые записки НИИГА. 1963. Вып. 1. С. 101—123.
- Пашкевич Н.Г., Петрова Е.К.* О возрасте верхнепалеозойских посткоровых отложений Анабар-Уджинского междуречья // Древние коры выветривания Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 155—160.
- Прокопчук Б.И., Израилев Л.М.* Первые находки алмазов в нижнеюрских базальных конгломератах западного склона Приверхоанского краевого прогиба // Докл. АН СССР. 1962. Т. 147, № 4. С. 906—907.
- Прокопчук Б.И., Израилев Л.М.* Алмазы северо-восточной части Сибирской платформы, приуроченные к внутриформационным галечникам нижнеюрского возраста // Советская геология. 1964. № 2. С. 146—149.
- Прокопчук Б.И., Сочнева Э.Г., Скосырев В.А.* Первая находка реликтов отложений карбонового возраста в бассейне р. Анабар (Западная Якутия) // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193, № 5. С. 1137—1139.
- Прокопчук Б.И., Варламов В.А., Сочнева Э.Г.* Находки пиропы — минерала кимберлитов в каменноугольных отложениях Кютюнгинского прогиба // Геология руд. месторождений. 1979. № 6. С. 76—79 (Т. XXI).
- Прокопчук Б.И.* Каменноугольные отложения северо-восточной окраины Анабарского поднятия (север Сибирской платформы) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 72—79.
- Ровша В.С., Илунин И.П.* Хромшпинели в кимберлитах Якутии // Геология и геофизика. 1970. № 2.
- Рожков И.С., Михалев Г.П., Зарецкий Л.М.* Алмазоносные россыпи Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 138 с.
- Рожков И.С., Михалев Г.П., Прокопчук Б.И., Шамшина Э.А.* Алмазоносные россыпи Западной Якутии. М.: Наука, 1967. 280 с.
- Сарсадских Н.Н.* Поиски месторождений алмаза по минералам-спутникам // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1958. № 5.
- Соболев В.С.* Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, Борнео и Северной Америки. М.: Госгеолтехиздат, 1951. 127 с.
- Соболев Н.В.* О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70—79.
- Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
- Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В.* Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 1. С. 7—23.
- Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В.* Роль хрома в гранатах из кимберлитов // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 145—168.
- Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Похиленко Н.П., Соболев В.С.* Способ поисков алмазоносных кимберлитовых трубок: А.с. № 589870, 1980.
- Соболев Н.В., Белик Ю.П., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Кривonos В.Ф., Поляков В.Н., Соболев В.С.* Хромсодержащие пиропы в нижнекаменноугольных отложениях Кютюнгинского прогиба // Геология и геофизика. 1981. № 2. С. 153—157.
- Табунов С.М.* Типохимизм ильменита из кимберлитов и возможности его использования при поисках алмазов // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979. С. 76—84.
- Харькив А.Д.* Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1978. 136 с.
- Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р.* Покровные вулканогенные образования кимберлитовой природы на севере Сибирской платформы // Бюл. НТИ. Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1975. С. 20—24.

Шамшина Э.А. Кора выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 151 с.

Шамшина Э.А., Никишов К.Н., Зимнухов А.М., Махотко В.Ф., Жуков В.П. Гранаты турнейских конгломератов Кютюнгинского грабена // Бюл. НТИ. Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979, декабрь. С. 26—28.

Шамшина Э.А., Никишов К.Н., Зимнухов А.М. Минералы кимберлитового парагенезиса в нижнекарбонных конгломератах Кютюнгинского грабена // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 58—66.

Шамшина Э.А. Кора выветривания на кимберлитовых породах Нижнеоленекской группы полей // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. Якутск, 1980. С. 112—119.

Dawson J.B. Kimberlites and their xenoliths. B. etc.: Springer, 1980. 252 p.

Haggerty S.E. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites // Phys. Chem. Earth. 1975. Vol. 9. P. 295—307.

Williams A.F. The genesis of the diamond L. 1932. Vol. I. 352 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
<i>Глава I.</i> Распределение минералов кимберлитового парагенезиса в разрезе осадочного чехла северо-востока Сибирской платформы.	5
<i>Глава II.</i> Особенности минералов кимберлитового парагенезиса из разновозрастных осадочных толщ	14
1. Исходные данные о типоморфизме минералов кимберлитового парагенезиса	14
1.1. Гранаты кимберлитовых пород	14
1.2. Ильмениты кимберлитовых пород	16
1.3. Хромшпинелиды кимберлитовых пород	17
1.4. Клинопироксены кимберлитовых пород	18
2. Минералы-спутники алмаза в разновозрастных осадочных толщах	19
2.1. Отложения раннего кембрия	19
2.2. Отложения раннего карбона	26
2.3. Отложения пермского возраста	29
2.4. Отложения триасового возраста	33
2.5. Отложения юрского возраста	51
2.6. Отложения мелового возраста	62
2.7. Отложения неогенового возраста	63
<i>Глава III.</i> Сравнительная характеристика минералов кимберлитового парагенезиса из современных ореолов рассеяния и кимберлитовых трубок окружающих полей	66.
<i>Глава IV.</i> Эпохи денудации кимберлитовых тел и их отражение в промежуточных коллекторах алмаза и его спутников	88
Заключение	95
Приложение	97
Список литературы	107

Св. план 1986; поз. 138

Эмма Алексеевна Шамшина

**МИНЕРАЛЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД
В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Утверждено к печати
президиумом Якутского филиала СО АН СССР

Редактор *Р.В.Тирская*
Техн. редактор *С.А.Толкачева*
Корректор *Л.Г.Абрамович*
Обложка *В.В.Достовалова*

Подписано в печать 13.10.86. МЛ 06439. Формат 60x84 1/16.
Бум. тип. № 3. Печать офсетная. Гарнитура литературная. Усл.п.л. 6,51.
Уч.-изд.л. 6,7. Тираж 600 экз. Заказ 4. Цена 80 коп.

Якутский филиал СО АН СССР
ПОП Якутского филиала СО АН СССР
677891, Якутск, ул. Петровского, 2.

80 коп.