

АССОЦИАЦИЯ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ГРАВЕЛИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.И. Николенко¹, А.М. Логвинова^{1,2}, А.Э. Изох^{1,2}, В.П. Афанасьев¹,
О.Б. Олейников³, А.Я. Биллер³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

Приведены результаты исследования ассоциации хромшпинелидов, широко распространенных в алмазоносных отложениях карнийского яруса верхнего триаса на северо-востоке Сибирской платформы. Анализ морфологии и химического состава позволил выделить две доминирующие разновидности хромшпинелидов и выявить определенные закономерности в их распределении в пределах изученной территории. Установлена корреляция в распределении по площади выделенных типов хромшпинелидов с разновидностями алмазов, характерными для кимберлитового типа источника и округлыми додекаэдрами.

Изучен фазовый и химический состав полифазных включений в хромшпинелидах. Пространственное расположение включений по зонам роста в кристаллах указывает на их первичный генезис и захват из расплава в процессе кристаллизации. Особенности состава некоторых минералов во включениях — примесь SiO_2 в апатите, высокие концентрации CaO (0.2—0.8 мас. %) в оливинах — указывают на некимберлитовый источник содержащих включения хромшпинелидов. Присутствие во включениях K- и Na-содержащих фаз и кальцита свидетельствует о насыщенности исходного расплава щелочами, кальцием и CO_2 . По совокупности полученных данных в качестве источника доминирующей разновидности хромшпинелидов предполагаются многочисленные поздневендские трубки взрыва калиевых щелочных базитов, расположенные в районе Оленекского поднятия.

Шпинель, карнийский ярус, алмаз, щелочной магматизм, осадочный коллектор, триас, Сибирская платформа.

Cr-SPINEL ASSEMBLAGE FROM THE UPPER TRIASSIC GRITSTONES OF THE NORTHEASTERN SIBERIAN PLATFORM

E.I. Nikolenko, A.M. Logvinova, A.E. Izokh, V.P. Afanas'ev, O.B. Oleynikov, and A.Ya. Biller

An assemblage of Cr-spinels widespread in Carnian (Upper Triassic) diamondiferous deposits in the northeastern Siberian Platform is studied. Analysis of their morphology and chemical composition has revealed two dominant varieties of Cr-spinels and has demonstrated certain regularities in their distribution in the study area. Correlations have been established between the areal distribution of the recognized types of Cr-spinels and diamond varieties typical of kimberlite sources and between the distribution of Cr-spinels and rounded diamond dodecahedrons. The phase and chemical compositions of polyphase inclusions in the Cr-spinels are studied. The spatial arrangement of inclusions along the crystal growth zones indicates their primary genesis and trapping from the melt during crystallization. Compositional features of some minerals in the inclusions— SiO_2 impurity in apatite and high CaO contents (0.2–0.8 wt.%) in olivines—point to a nonkimberlite source of these Cr-spinels. The presence of K- and Na-containing phases and calcite in the inclusions indicates saturation of the initial melt with alkalis, Ca, and CO_2 . The data obtained suggest that the numerous Late Vendian diatremes in K-rich alkaline basites of the Olenek Uplift area are the source of the dominant Cr-spinel variety.

Spinel, Carnian Stage, diamond, alkaline magmatism, sedimentary reservoir, Triassic, Siberian Platform

ВВЕДЕНИЕ

Хромистая шпинель присутствует в качестве акцессорной фазы во многих основных и ультраосновных породах различных фаций глубинности. Состав шпинели является ее типоморфным свойством и зависит от многих факторов, включая главные — состав расплава, *PT*-условия кристаллизации, окислительный потенциал среды [Irvine, 1965; Dick, Bullen, 1984; Sack, Ghiorso, 1991; Barnes, Roeder, 2001]. В силу своей устойчивости к внешним воздействиям среды на постмагматическом этапе этот минерал

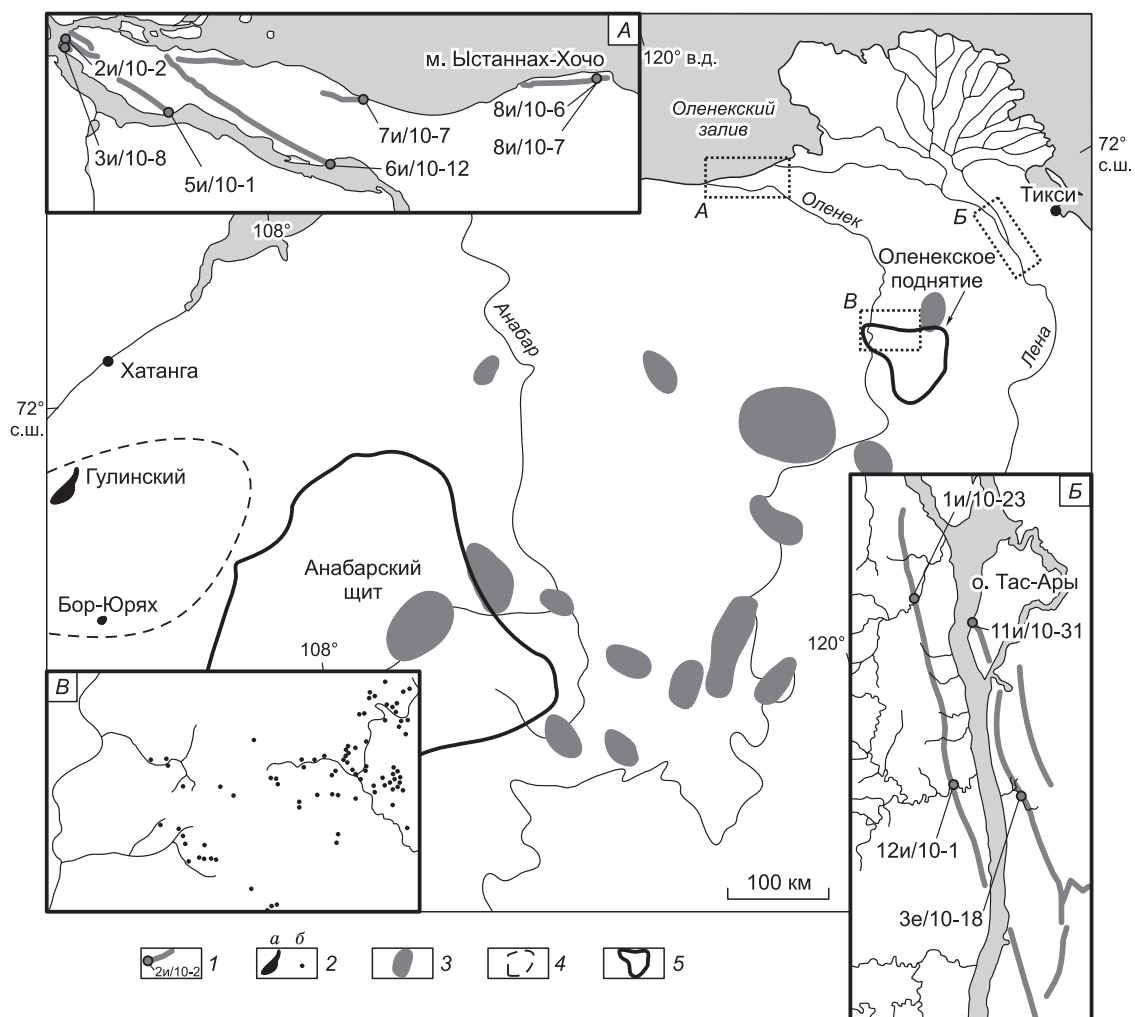


Рис. 1. Расположение коренных обнажений и участков опробования базального горизонта карнийского яруса верхнего триаса на северо-востоке Сибирской платформы.

1 — обнажения базального горизонта карнийского яруса (T_3k) в современном срезе, детальные схемы расположения точек отбора проб показаны на врезках А и Б; 2 — массивы ультраосновных пород (а), диатремы К-щелочных вулканитов, местоположение тел вулканитов приведено во врезке Б, по [Шпунт, Шамшина, 1989] (б); 3 — кимберлитовые поля с возрастом магматизма О-S, D-C, T [Зайцев, Смелов, 2010]; 4 — граница Маймеча-Котуйской магматической провинции; 5 — выступы кристаллического фундамента Сибирской платформы.

может длительное время сохраняться в осадочных коллекторах. Высокая устойчивость шпинели в совокупности с типоморфными свойствами позволяют использовать ее как поисковый признак на кимберлитовых и родственные им породы, при палеогеографических реконструкциях и классификации материнских пород с привязкой к тектоническим обстановкам [Соболев и др., 1975; Gurney, Zweistra, 1995; Lee, 1999; Kamenetsky et al., 2001].

Ранее было приведено общее описание особенностей состава ассоциации хромшпинелий из карнийских отложений на северо-востоке Сибирской платформы и указано на их сходство с хромшпинелидами кимберлитов, меймечитов Гулинского плутона и К-щелочных вулканитов Оленекского поднятия [Соболев и др., 2013; Николенко и др., 2018]. В настоящей работе проведен детальный анализ особенностей состава и морфологии хромшпинелидов из 13 изученных образцов опробования карнийского яруса T_3 (рис. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ КАРНИЙСКОГО ЯРУСА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Алмазоносные верхнетриасовые образования на северо-востоке Сибирской платформы были подробно описаны несколькими авторами [Гогина, 1978; Натапов и др., 1980; Шамшина, 1986; Граханов,

Ядренкин, 2007; Граханов и др., 2009; Проскурин и др., 2012; Летникова и др., 2013, 2014]. В настоящее время они прослежены на значительном протяжении в нижнем течении р. Лена, в обнажениях на побережье Оленекского залива моря Лаптевых и на запад до Восточного Таймыра. Продуктивный горизонт обладает небольшой мощностью от первых сантиметров до 0.5—0.7 м и характеризуется сложным составом и фациальной изменчивостью. Уровень алмазности карнийских отложений на различных участках варьирует от 2.1 до 13.3 кар/м³ [Граханов и др., 2009].

Помимо традиционных представлений об осадочной природе карнийского яруса [Афанасьев и др., 2009, 2011] в научной литературе опубликованы данные, свидетельствующие о вулканогенно-осадочном генезисе этих отложений [Граханов и др., 2010; Проскурин и др., 2012]. Независимо от генезиса самого карнийского яруса, петрографическими исследованиями установлено присутствие в нем продуктов вулканической деятельности [Проскурин и др., 2012; Летникова и др., 2013]. Вклад продуктов эруптивного вулканизма позднетриасового возраста (234—235 млн лет) в образование алмазносных отложений карнийского яруса T₃ установлен U-Pb методом по результатам датирования вулканомиктовых цирконов из обнажения на р. Булкур [Летникова и др., 2014], что подтверждается аналогичными датировками цирконов (230—245 млн лет), полученными в работе [Граханов и др., 2015].

Алмазносные отложения верхнего триаса на рассматриваемой территории распространены в пределах Лено-Анабарского прогиба, их коренные выходы приурочены к северному и восточному склонам Оленекского поднятия и широко развиты в западной части Предверхооянского краевого прогиба. Разрез триаса на исследуемой территории представляет собой чередование отложений морского и прибрежно-морского — лагунно-континентального генезиса с преобладанием морских пород, что является отражением трансгрессивно-регрессивного этапа седиментогенеза на Сибирской платформе [Дагис, Казаков, 1984]. Алмазносные грубообломочные породы обычно представлены крупнозернистым песчаником с гравием, гравелитом или конгломератом, часто рыжеватые от гидроксидов железа, косо- и неясно-слоистые являются базальным уровнем карнийской трансгрессии. Они повсеместно залегают со стратиграфическим несогласием на среднетриасовых песчаниках ладина (туус-балыкская пачка) и обычно перекрыты нижнекарнийскими алевролитами или аргиллитами с выраженной горизонтальной слоистостью (кендейская пачка). Стратиграфическое несогласие на границе карния и ладина маркирует широкомасштабный размыв в позднеладинское время, который, вероятно, мог затронуть промежуточные коллекторы и коренные источники алмазов и сопутствующих минералов.

Еще один крупный стратиграфический перерыв, выраженный в отсутствии индских отложений, маркирует границу триасовой и пермской систем [Каширцев, 1973; Дагис, Казаков, 1984]. Литологическая граница резко выражена размывом с конгломератами в основании.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика опробования. Опробование осадочных отложений верхнего триаса проводилось во время совместных экспедиционных работ ИГМ СО РАН и СНИИГГиМСа в 2010 г. Участки опробования расположены в приустьевой части р. Оленек, на побережье моря Лаптевых (см. рис. 1, врезка А) и на отрезке нижнего течения р. Лена (см. рис. 1, врезка Б). В пределах нижнего течения р. Лена были изучены известные обнажения на р. Булкур (1и/10-23), на о. Тас-Ары (11и/10-31), на р. Хатыстах (12и/10-1) и р. Улахан-Алдырхай (3е/10-18). В приустьевой части р. Оленек опробованы и описаны обнажения верхнего триаса в районе устья р. Туора-Хая (6и/10-12), напротив г. Отто-Хочо-Хаята (5и/10-1). В устье р. Оленек, на обнажениях триасовых отложений в районе м. Тумул отобраны пробы 2и/10-2а, 2и/10-2б, 3и/10-8. На побережье Оленекского залива изучены обнажения триасовых отложений Стан-Хая-Юряге (7и/10-7) и Ыстаннах-Хочо (8и/10-6).

Опробование грубообломочных отложений проводилось параллельно с описанием всего разреза на обнажениях и отбором фауны для расчленения и корреляции осадочных толщ. Объем отобранных проб варьировал от 30 до 1000 л. Все изученные пробы характеризуются наличием в тяжелой фракции минералов, часто находящихся в парагенезисе с алмазами, таких как хромистые пиропы, хромшпинелиды, пикроильмениты.

Инструментальные методы исследования. В настоящей работе проведено исследование монофракций хромшпинелидов размером 0.25—3.00 мм, общим количеством 759 шт. Все инструментальные исследования проводились в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

Определение химического состава хромшпинелидов, в том числе концентрации в них ZnO и NiO, а также химического состава пироксенов из включений проводилось с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100 SuperProbe по методикам, описанным в работах [Лаврентьев et al., 2005; Корольюк et al., 2008]. Химический состав оливинов определяли на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8200 SuperProbe по методике, описанной в работах [Sobolev et al., 2009; Соболев

и др., 2015]. Исследование химического состава включений и взаимоотношений отдельных фаз во включениях проводили с помощью сканирующего микроскопа Tescan MIRA 3 LMU с EDS детектором Inca Energy 450+. Изучение отдельных фаз во включениях осуществляли посредством рамановской спектроскопии на микроспектрометре Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800 с 532 нм Nd:YAG лазером и микроскопом Olympus BX41. Для идентификации спектров использовалась база данных спектров проекта RRUFF и приложение CrystalSleuth (<http://rruff.info/>) [Lafuente et al., 2016].

В породах вулканического происхождения, особенно это важно для кимберлитов, помимо макрокристаллов хромшпинелидов присутствуют микрофенокристаллы, которые кристаллизуются из расплава на этапе внедрения магматического тела. В научной литературе достаточно хорошо охарактеризованы микрокристаллические оксидные минералы, кристаллизующиеся из расплава при становлении магматического тела [Mitchell, 1986; Гаранин и др., 2009]. Обычно размер ксенокристаллов шпинелидов из глубинных мантийных пород варьирует в интервале 0.2—2.0 мм, а размер микрокристаллов шпинелидов, кристаллизующихся, в частности, из кимберлитового расплава, не превышает 0.1 мм. Исследуемые минеральные монофракции хромшпинелидов имеют размер более 0.25 мм и в большинстве случаев не могут быть хромшпинелидами из основной массы кимберлитов. В работе в качестве материала для сравнения использованы данные по составу макрокристаллов хромистых шпинелидов из магматических образований района исследования.

КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ ХРОМШПИНЕЛИДОВ НА СЕВЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Известно, что хромшпинелиды в качестве акцессорной фазы входят в состав основных и ультраосновных магматических пород, которые включают все разнообразие щелочных вулканических образований, разновидности толеитовых базальтов, континентальные интрузивные комплексы, коматииты, перидотиты [Barnes, Roeder, 2001]. На севере Сибирской платформы на протяжении длительной истории ее формирования образовалось множество магматических пород, содержащих хромистую шпинель в качестве акцессорной фазы. Современные методы исследований терригенных пород позволяют использовать минералы тяжелой фракции и, в частности, хромистую шпинель для расшифровки состава пород источников сноса [Faupl et al., 2006; Triebold et al., 2007; Meinhold, BouDagher-Fadel, 2010].

Последовательность седиментогенеза в верхнетриасовых отложениях позволяет в качестве потенциальных источников хромшпинелидов рассматривать разновозрастные или более древние магматические образования Сибирской платформы. Результаты определения возраста кимберлитов и кимберлитоподобных пород с помощью методов радионуклидного датирования позволили установить несколько эпох кимберлитового магматизма на Сибирской платформе. Различными авторами кимберлитовый магматизм среднепалеозойского возраста объединялся в несколько эпох, но триасовый и юрский этапы выделяются одинаково большинством авторов [Дэвис и др., 1980; Брахфогель, 1984; Агашев и др., 2004; Зайцев, Смелов, 2010; Sun et al., 2014]. Возраст алмазоносного карнийского горизонта в основании осипайской свиты T_3 ранее был надежно фаунистически обоснован [Граханов и др., 2009]. В этот возрастной интервал попадают проявления среднепалеозойской и триасовой эпох кимберлитового магматизма в Анабаро-Оленекской субпровинции [Зайцев, Смелов, 2010; Sun et al., 2014]. Многие из известных кимберлитовых полей в данном регионе являются полихронными, т. е. включают кимберлиты нескольких эпох магматизма. Триасовая эпоха кимберлитового магматизма, в отличие от среднепалеозойской, проявлена только на севере Сибирской платформы (см. рис. 1) [Зайцев, Смелов, 2010; Sun et al., 2014], тела кимберлитов и родственных пород расположены к северо-востоку от проявлений интенсивного траппового магматизма. Помимо кимберлитов в эти эпохи магматизма происходило также внедрение различных разновидностей пикритов, карбонатитов, альнеитов, особенно широко распространенных в Старореченском, Ары-Мастахском, Дюкенском, Томторском полях [Зайцев, Смелов, 2010]. Исследования карбонатитов позволили установить, что для них не характерны хромсодержащие шпинелиды, а оксидные фазы представлены главным образом твердым раствором ряда магнетиоферрит—ульвошпинель—магнетит [Mitchell, 1986; Doroshkevich et al., 2007, 2010; Reguir et al., 2008; Савельева и др., 2016]. Для пикритов, а также пикробазальтов, широко распространенных в пределах севера Сибирской платформы, хромистая шпинель является типичным акцессорным минералом.

В пределах Анабарского щита в рифее произошло внедрение диатрем вулканических брекчий санидиновых лампроитов и дайкообразных тел высококальциевых и высокомагнезиальных базитов (р. Большая Куонапка) [Ваганов, Константиновский, 1978; Вишневецкий et al., 1986; Францессон, Лутц, 1995; Харьков и др., 1998]. По химическому составу и иногда структуре породы диатрем близки к трахитам, но по ряду признаков, таких как высокое отношение K_2O/Na_2O при низком содержании Na_2O , повышенное отношение MgO/CaO , отличаются от них [Ваганов, Константиновский, 1978].

В пределах Оленекского поднятия (бассейн р. Хорбусуонка) широко распространены диатремы К-щелочных вулканитов поздневендского возраста (см. рис. 1), в которых среди акцессорных минералов также установлены хромшпинелиды [Шпунт, Шамшина, 1989].

Крупным событием на рубеже палеозоя и мезозоя являлся Сибирский суперплюм и связанный с ним обширный магматизм на севере Сибирской платформы [Добрецов и др., 2013]. В это время произошло излияние больших объемов базальтов и образование крупнейшей Маймеча-Котуйской провинции, в пределах которой локализованы ультраосновные-щелочные интрузии, карбонатитовые тела и дайковые щелочные серии [Egorov, 1970; Егоров, 1991; Васильев, Гора, 2017]. В пределах данной провинции породы с хромистой шпинелью, в том числе дуниты, известны в Гулинском и Бор-Юряхском массивах (см. рис. 1). Особого внимания как потенциального источника хромшпинелидов заслуживает Гулинский массив, породы которого обнажаются на площади порядка 500 км², а дуниты составляют 60—65 % площади массива [Васильев, Гора, 2017].

В триасовую эпоху обширной денудации, проявленную весьма неравномерно на Сибирской платформе [Брахфогель, 1984], данные породы могли служить потенциальным источником сноса хромшпинелидов в карнийский алмазоносный коллектор.

МОРФОЛОГИЯ ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Морфология хромшпинелидов характеризуется высокой степенью идиоморфизма, однако доминирующая октаэдрическая ростовая форма кристаллов может быть осложнена как дополнительными гранями, так и различного рода дефектами в результате воздействия специфических условий образования материнских пород. Проведенный анализ морфологии хромшпинелидов из алмазоносных отложений верхнего триаса позволил выделить две доминирующие разновидности, которые в большинстве случаев легко диагностируются при визуальном просмотре мономинеральных фракций и отсутствии сильного механического износа минералов.

Первая разновидность характеризуется октаэдрической морфологией со сглаженными ребрами и вершинами, по которым развиты вицинальные поверхности, иногда с магматогенной матировкой (рис. 2, а). Зерна редко представлены целыми кристаллами, обычно имеют размер 0.5—1.0 мм. Хром-

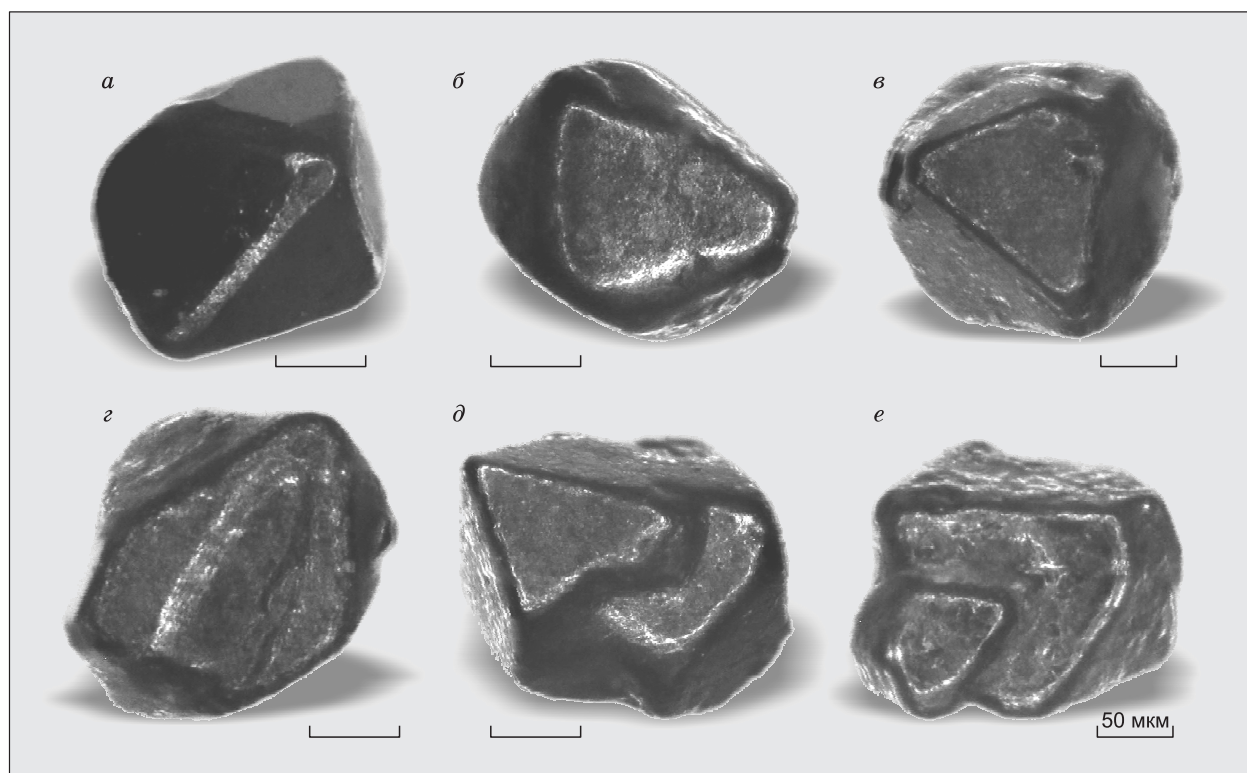


Рис. 2. Особенности морфологии хромшпинелидов из отложений базального горизонта карнийского яруса:

а — октаэдр с вициналями; б — октаэдр с механическим износом и полировкой и отрицательной поверхностью; в, г — октаэдры с дефектами на поверхности граней; д, е — параллельные сростки октаэдров.

шпинелиды с подобной морфологией типичны для кимберлитов, а в ассоциации хромшпинелидов карнийского яруса присутствуют в большинстве исследованных проб. Их содержание максимально в образцах, расположенных на приустьевом участке р. Лена (пробы 1и/10-23, 3е/10-18, 12и/10-1, 1и/10-31). В образцах, отобранных на приустьевом участке р. Оленек и на побережье Оленекского залива хромшпинелиды с отчетливой «кимберлитовой» морфологией представлены единичными знаками на пробу.

Вторая разновидность хромшпинелидов, доминирующая во всех изученных пробах, характеризуется выраженной октаэдрической морфологией с плоскогранными и островершинными формами. Вершины и ребра кристаллов не имеют каких-либо дополнительных поверхностей, а на гранях часто присутствуют дефекты и каверны (см. рис. 2, в, з). Нередко грани имеют слоистое строение или искажены криволинейными поверхностями. Среди кристаллов данного типа регулярно встречаются параллельные сростки (см. рис. 2, д, е). Размер индивидов обычно находится в интервале 0.5—1.0 мм. Однако отдельные пробы демонстрируют признаки сортировки минеральной фракции: образцы 6и/10-12 и 7и/10-7 представлены сравнительно мелкими кристаллами хромшпинели в классе 0.50—0.25 мм. Выше по разрезу слой карнийских гравелитов (обр. 6и/10-15), относящийся к чайдахской свите, характеризуется несортированной по размеру (0.5—3.0 мм) ассоциацией хромшпинелей.

Еще одна морфологическая категория хромшпинелидов присутствует в гравелитах карнийского яруса T_3 . К ней относятся хромшпинелиды с отсутствием какой-либо характерной морфологии: на зернах часто отсутствуют признаки огранки, отмечаются отрицательные формы рельефа поверхности зерен. Малое количество индивидов и отсутствие типичных морфологических критериев затрудняют идентификацию подобных хромшпинелидов при описании образцов и дальнейшее их изучение. Хромшпинель с похожей морфологией встречается в ксенолитах шпинелевых и шпинель-гранатовых перидотитов, пироксенитов [Харьков и др., 1998].

Морфология преобладающего большинства хромшпинелей имеет сходство с так называемым «курунским» типом хромшпинелидов, который был выделен в верхнепалеозойских отложениях Малоботуобинского района, однако их источник установлен не был [Афанасьев и др., 2000]. Хотя территория исследования находится на значительном удалении от Малоботуобинского района, данный термин часто используется для обозначения ассоциации хромшпинелей некимберлитового генезиса с неизвестным коренным источником.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Широкие вариации состава хромшпинелидов в базальных отложениях карнийского яруса по соотношению основных оксидов предполагают их полигенное происхождение (рис. 3, а). Зависимость содержания Al_2O_3 и TiO_2 в хромшпинелидах от состава расплава, из которого они кристаллизуются, позволяет использовать соотношение этих оксидов для дискриминации хромшпинелей, образующихся из различных типов магм [Kamenetsky et al., 2001].

На графиках показаны соотношения основных и примесных элементов в хромшпинелидах из отложений базального горизонта карнийского яруса, на основе которых отчетливо выделяются три группы, показанные на диаграмме разными символами (см. рис. 3). Группа хромшпинелидов, образующих широкое поле точек состава в области низких значений TiO_2 , соответствует выделенной по морфологическим критериям группе I. В поле повышенных значений TiO_2 точки образуют две плотные области (группа II, группа III) и по морфологическим критериям относятся к самой многочисленной — группе II.

Хромшпинелиды группы I характеризуются низким содержанием TiO_2 — менее 3.6 мас. % (в среднем 0.96 мас. %) при содержании Cr_2O_3 и Al_2O_3 в пределах 20.5—62.4 и 2.1—48.1 мас. % соответственно (табл. 1). Обратная корреляция на графике Cr_2O_3 — Al_2O_3 (см. рис. 3, з) наглядно отражает изоморфизм по схеме $Cr + Fe^{3+} \rightarrow Al$. Концентрации NiO и ZnO находятся в обратной зависимости (см. рис. 3, в), их содержания в среднем составляют 0.15 и 0.14 мас. % при колебаниях 0.04—0.32 и 0.02—0.50 мас. %. Содержания MnO и V_2O_5 находятся в интервалах 0.11—0.78 и 0.03—0.35 мас. % соответственно. Группа II (табл. 2) в представленной выборке хромшпинелидов из карнийских отложений характеризуется высоким содержанием TiO_2 (1.5—11.2 мас. %, большинство в интервале 3—7 мас. %) и обратной зависимостью с Cr_2O_3 , что является отражением изоморфизма по схеме $2Cr^{3+} \rightarrow Ti^{4+}(Mg, Fe^{2+})$, так называемый пикритовый тренд [Haggerty, 1976; Mitchell, Clarke, 1976; Никишов, 1984; Багдасаров, 1988; Гаранин и др., 2009] (см. рис. 3). Концентрации NiO находятся в пределах 0.11—0.50 мас. %, ZnO = 0.02—0.23 мас. %, точки расположены плотным полем, корреляция между ними отсутствует (см. рис. 3, в). Содержания MnO и V_2O_5 находятся в интервалах 0.06—0.57 и < 0.04—0.28 мас. % соответственно. Три точки из пр. 12и/10-1 имеют относительно высокие концентрации MnO — 0.86, 1.10 и 1.13 мас. %, которые выбиваются из общей группы. Группа III хромшпинелидов занимает промежуточное положение на графике (см. рис. 3, б) и характеризуется содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 и Cr_2O_3 в пределах 1.8—8.5, 8.7—27.2 и 21.6—47.4 мас. % соответственно. Корреляция между NiO и ZnO также отсутству-

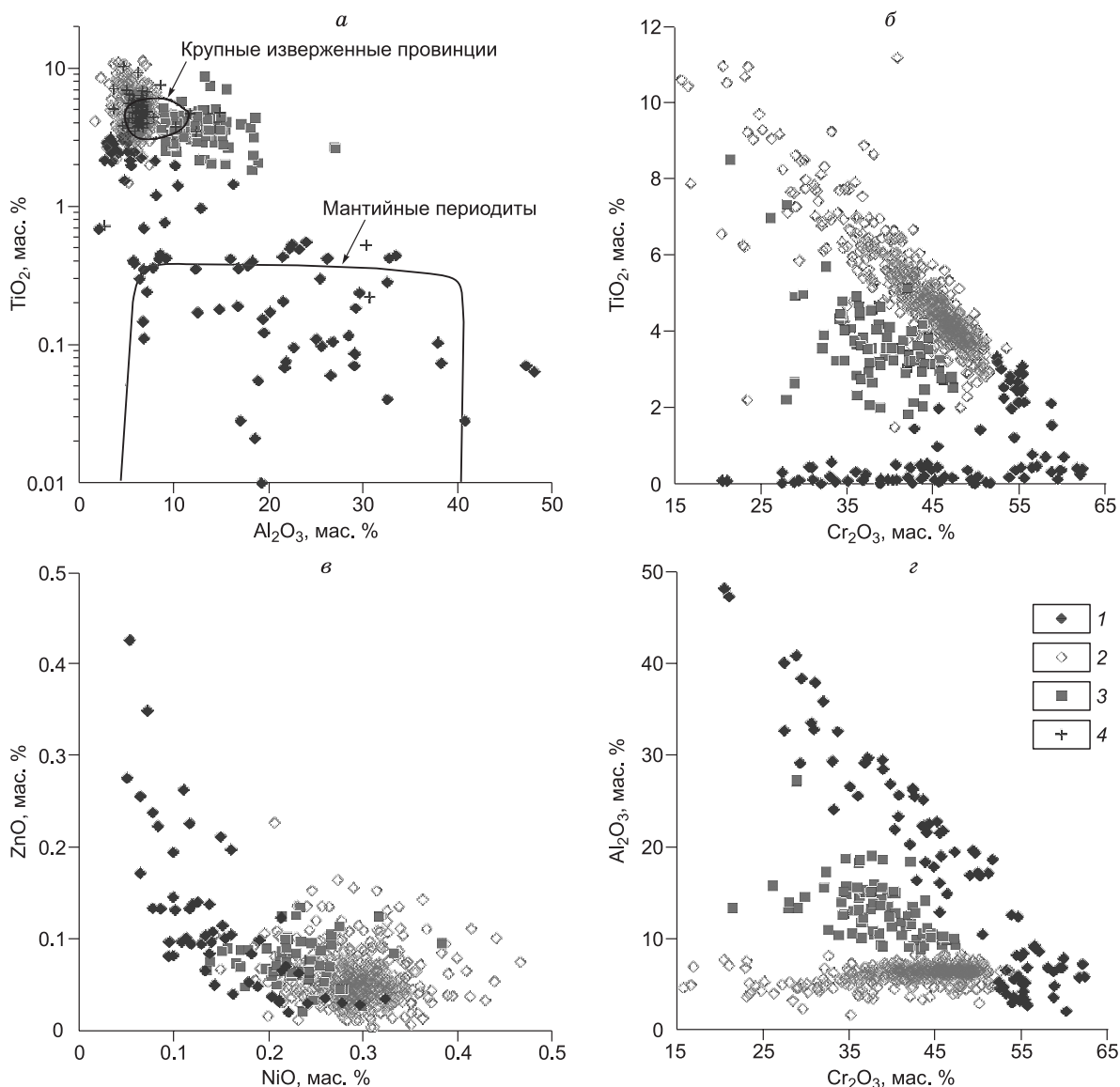


Рис. 3. Особенности состава хромшпинелидов из отложений карнийского яруса.

1—3 — хромшпинелиды: 1 — группы I, 2 — группы II, 3 — группы III; 4 — хромшпинелиды, содержащие включения. а—г — пояснения см. в тексте. Показаны поля составов хромшпинелидов из мантийных перидотитов и крупных изверженных провинций по работе [Kamenetsky et al., 2001].

ет, но в отличие от группы II в среднем типично более низкое содержание примеси NiO (0.23 мас. %) при колебаниях в интервале 0.14—0.39 мас. %, при близких содержаниях ZnO = 0.08—0.14 мас. % (см. рис. 3, в). Отличий хромшпинелидов данной группы по содержанию MnO не отмечено, но концентрации V₂O₅ статистически более высокие — 0.09—0.39 мас. %.

ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

При исследовании ассоциации хромшпинелидов установлено, что некоторые из них содержат полифазные включения. Большинство из обнаруженных полифазных включений находятся в хромшпинелидах выделенной группы II, меньшая часть в хромшпинелидах группы III и единичные в группе I (см. рис. 3, а). Размер большинства включений составляет 10—100 мкм, но присутствуют и более мелкие (< 2 мкм).

Форма включений, вскрытых на поверхности зерен, обычно овальная или круглая, иногда в виде треугольника со сглаженными углами (октаэдрическая) или в виде двух сплюснутых полусфер

Таблица 1. Представительные анализы хромшпинелидов группы I из отложений карнийского яруса

Компонент	1и/10-23					3е/10-18		5и/10-1	3и/10-8	7и/10-7	11и/10-31	8и/10-6
TiO ₂ , мас. %	0.69	0.30	0.45	2.53	0.04	2.44	0.00	0.17	0.30	1.44	0.11	2.50
Al ₂ O ₃	2.07	6.41	8.59	3.96	32.60	3.40	17.17	12.54	25.53	16.30	25.11	5.18
Cr ₂ O ₃	60.29	58.85	57.20	53.32	33.75	54.96	50.01	53.92	36.14	42.94	43.70	55.56
FeO* _{общ}	26.44	22.71	21.22	30.62	17.00	28.98	20.26	21.27	21.31	26.63	17.77	22.51
MnO	0.42	0.36	0.32	0.39	0.24	0.43	0.37	0.22	0.20	0.25	0.31	0.25
MgO	9.79	11.21	11.62	8.64	15.78	9.13	11.82	11.16	15.50	11.88	13.04	13.55
NiO	0.05	0.13	0.12	0.15	0.15	0.14	0.07	0.10	0.28	0.14	0.08	0.22
ZnO	0.28	0.10	0.10	0.10	0.21	0.14	0.35	0.20	0.03	0.10	0.14	0.02
V ₂ O ₅	0.06	0.21	0.27	0.15	0.18	0.24	0.11	0.36	0.18	0.20	0.07	0.12
Сумма	100.1	100.3	99.9	99.9	100.0	99.9	100.2	99.9	99.5	99.9	100.3	99.9
Fe ₂ O ₃	17.51	15.83	15.59	21.25	12.58	20.26	16.06	16.68	12.14	17.40	15.81	14.04
FeO	9.92	7.64	6.26	10.40	4.91	9.70	4.67	5.10	10.19	10.25	2.18	9.41
Cr/(Cr+Al)	0.95	0.86	0.82	0.90	0.41	0.92	0.66	0.74	0.49	0.64	0.54	0.88
Fe _{общ} /(Fe _{общ} +Mg)	0.60	0.53	0.51	0.67	0.38	0.64	0.49	0.52	0.44	0.56	0.43	0.48

* Все железо как FeO.

Таблица 2. Представительные анализы хромшпинелидов группы II из отложений карнийского яруса

Компонент	1и/10-23			2и/10-2а	3е/10-18		8и/10-6		6и/10-12		6и/10-15	7и/10-7
TiO ₂ , мас. %	5.58	6.11	6.58	3.65	2.94	4.19	3.08	3.21	10.52	8.50	5.90	4.77
Al ₂ O ₃	6.42	6.40	5.15	6.94	5.02	5.54	4.46	7.95	7.04	5.06	6.56	5.39
Cr ₂ O ₃	42.16	38.46	36.29	49.59	51.32	42.85	49.80	48.61	21.12	30.12	40.32	46.26
FeO* _{общ}	31.56	35.20	39.71	23.39	27.59	38.05	29.35	26.41	51.06	46.70	33.01	28.66
MnO	0.30	0.32	0.32	0.18	0.27	0.43	0.18	0.17	0.34	0.45	0.28	0.19
MgO	13.54	12.61	11.52	15.84	12.04	8.13	12.56	12.75	9.41	8.48	13.42	14.16
NiO	0.31	0.29	0.33	0.29	0.22	0.20	0.25	0.22	0.22	0.40	0.31	0.28
ZnO	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.11	0.05	0.06	0.06	0.08	0.07	0.05
V ₂ O ₅	0.10	0.14	0.14	0.08	0.13	0.22	0.07	0.15	0.20	0.21	0.10	0.07
Сумма	100.0	99.6	100.1	100.0	99.6	99.7	99.8	99.5	100.0	100.0	100.0	99.8
Fe ₂ O ₃	17.00	18.80	20.87	11.92	16.61	23.73	16.05	16.31	28.06	27.01	17.52	15.22
FeO	16.18	18.22	20.94	12.75	12.20	15.92	14.78	11.22	25.55	21.88	17.21	14.92
Cr/(Cr+Al)	0.82	0.80	0.83	0.83	0.87	0.84	0.88	0.80	0.67	0.80	0.80	0.85
Fe _{общ} /(Fe _{общ} +Mg)	0.57	0.61	0.66	0.45	0.56	0.72	0.57	0.54	0.75	0.76	0.58	0.53

* Все железо как FeO.

(рис. 4, 5). Отдельные включения имеют огранку отрицательного кристалла (см. рис. 5, б). Часто включения разного размера образуют множественные скопления в одном секторе кристалла или располагаются по зоне роста кристалла (см. рис. 4, а, б). Мелкие включения (1-2 мкм) часто располагаются цепочками или образуют «облачные» скопления по зонам роста кристалла.

В хромшпинелидах группы I включения расположены по внешней кайме зерна и представлены, как правило, хлоритом или недиагностируемыми мелкими фазами (см. рис. 4, в, г). Зональность отчетливо проявлена в кайме хромшпинелидов группы I и имеет как прямой, так и обратный характер.

В хромшпинелидах групп II и III состав большинства полифазных включений очень близок и представлен обычно оливином, моноклинным пироксеном, нефелином или кальсилитом, флогопитом и стеклом (рис. 5, б). Периодически встречаются апатит, кальцит, перовскит, титанит, ильменит, сульфиды железа, калиевый полевой шпат. Крупные идиоморфные кристаллы оливина или моноклинного пироксена обычно занимают половину или более площади от видимого сечения включения (см. рис. 5, е). В мелких (20—30 мкм) включениях отмечаются каемки монтгеллита и титанита вокруг оливина (см. рис. 5, г). Значительное количество включений представлено мелкокристаллической или стекловатой массой (см. рис. 5, д). Стекло также присутствует в большинстве полифазных включений, занимает пространство между кристаллами оливина, пироксена (см. рис. 6, б) и часто содержит скелетные и игольчатые кристаллы перовскита, апатита. Игольчатые кристаллы перовскита или удлиненные кристаллы пи-

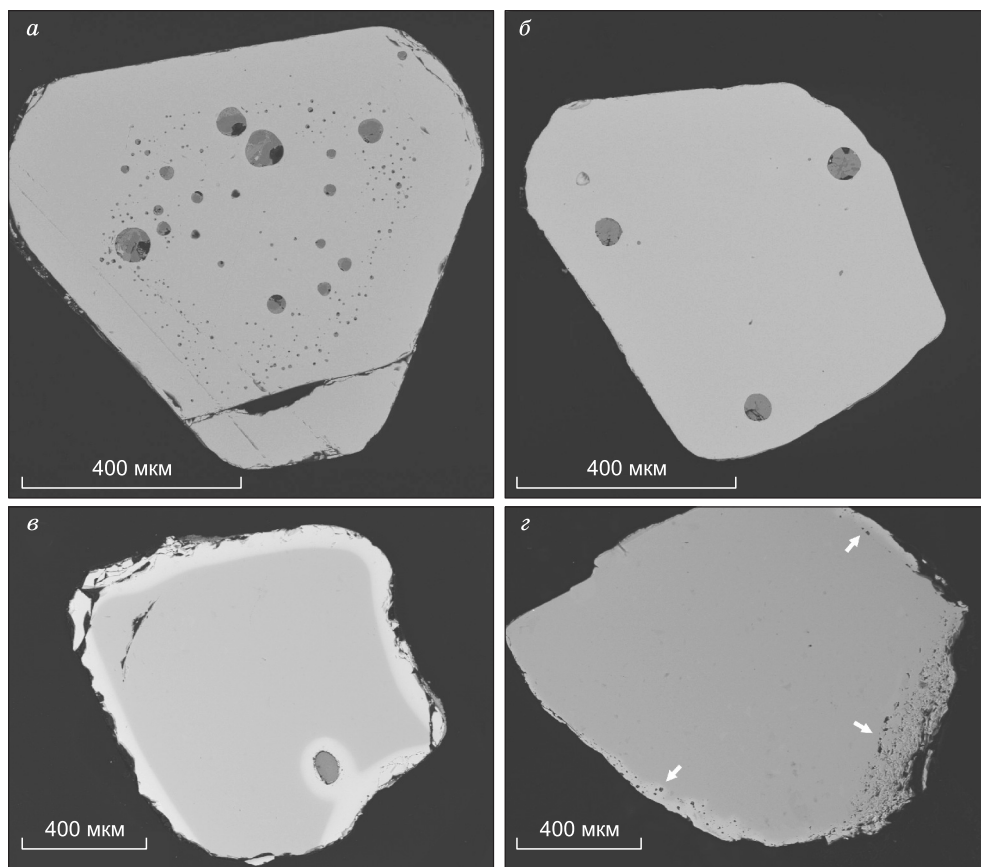


Рис. 4. Закономерности пространственного размещения включений в кристаллах хромшпинелидов из алмазонасных отложений карнийского яруса.

a—z — пояснения см. в тексте.

роксена часто растут от стенок включения или от граней крупных кристаллов оливина (см. рис. 5, ж, з). В большинстве включений присутствуют полости, ранее занимаемые флюидной (газово-жидкой) фазой, в которых диагностирован кальцит (см. рис. 6, б, з). Кальцит обнаружен и в относительно крупных изометричных по форме включениях, в диаметре до 100 мкм (см. рис. 5, и).

Для хромшпинелидов группы II установлена зональность, выраженная в уменьшении концентраций Cr_2O_3 , MgO , NiO , Al_2O_3 и увеличении содержания FeO от центра к краю. Поведение TiO_2 разнотипное в различных зернах, ZnO , V_2O_5 , MnO ведут себя нейтрально. В непосредственной близости от включений или зон скопления группы включений наблюдаются закономерные колебания отдельных элементов: увеличение FeO , Al_2O_3 , TiO_2 , NiO и уменьшение содержаний MgO , Cr_2O_3 .

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ВКЛЮЧЕНИЙ

Доминирующими фазами во включениях являются оливин и моноклинный пироксен. Состав оливинов варьирует в широком диапазоне от 84.0 до 96.5 мол. % форстеритового компонента (табл. 3). Содержание примеси CaO достигает 0.8 мас. %, а примесь NiO находится в интервале 0.06—0.37 мас. %. Отмечается положительная корреляция содержания форстеритового компонента и примеси NiO и отрицательная с MnO . Содержание Cr_2O_3 в данных оливинах не приводится, так как находится существенно выше среднестатистических значений, что, вероятно, связано с влиянием матрицы минерала-хозяина.

В хромшпинелидах с узким диапазоном составов ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 43\text{—}50$ мас.%; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 5.7\text{—}6.8$ мас.%; $\text{TiO}_2 = 3.7\text{—}5.7$ мас.%) установлен парагенезис магнезиального оливина $\text{Fo} = 88.6\text{—}96.5$ мол. % и хромдиопсида с железистостью $F = 5.0\text{—}16.0$ %, $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}) = 40.7\text{—}55.1$. В двух хромшпинелидах с включениями обнаружен оливин с аномально высоким содержанием форстеритового компонента (95.5 и 96.5 мол. %) в парагенезисе с магнезиальным диопсидом (MgO до 19.2 мас. %) и флогопитом (MgO до 27.5 мас. %). Образование аномально магнезиальных фаз объясняется перераспределением железа из захваченного расплава в матрицу хромшпинелида в результате переуравновешивания системы. Об этом

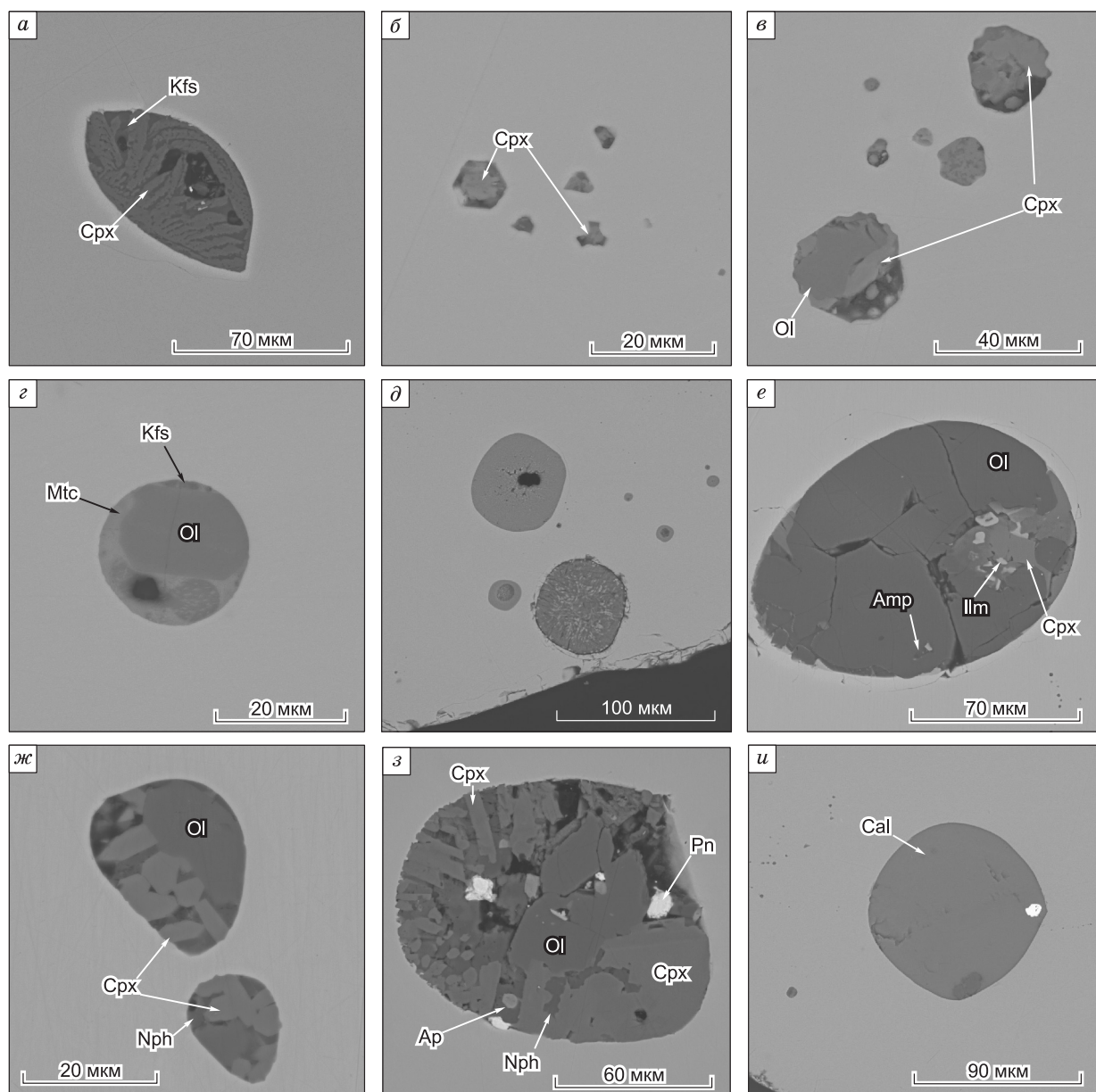


Рис. 5. Морфология, строение и фазовый состав включений в хромшпинелидах из алмазоносных отложений карнийского яруса.

a — уплощенная форма включения, вокруг включения виден ореол обогащения FeO матрицы кристалла-хозяина; *б* — включение с отрицательной огранкой кристалла; *в* — октаэдрическая морфология включений; *г* — кайма монтчеллита вокруг оливина; *д* — мелкокристаллическое или стекловатое содержимое включений; *е* — крупные, идиоморфные кристаллы оливина во включении; *ж*, *з* — столбчатые кристаллы клинопироксена, растущие от стенок включения или кристалла оливина; *и* — включение, представленное кальцитом. Ap — апатит, Cal — кальцит, Cpx — клинопироксен, Kfs — K-полевошпат, Mtc — монтчеллит, Nph — нефелин, Ol — оливин, Pn — пентландит, Amp — амфибол. Все изображения в обратнорассеянных электронах.

свидетельствует наличие зоны обогащения FeO и обеднения MgO вокруг включения в матрице минерала-хозяина (см. рис. 5, *a*; 6, *б*). Явление потери железа из расплавленного включения в матрицу минерала-хозяина было установлено для обогащенных оливином включений в хромшпинелидах из бонинитов [Kamenetsky et al., 2002]. В хромшпинелидах с более широкими вариациями состава оливин содержит меньшее количество форстеритового минерала ($Fo = 84.0—92.6$ мол. %), так же, как и клинопироксен, представлен менее магнезиальной разновидностью ($F = 10.2—29.8$, $Ca/(Ca + Mg) = 35.1—59.2$)).

Клинопироксены представлены идиоморфными кристаллами титанистого авгита ($Fs = 2.6—13.3$ %, $Wo = 36.9—50.9$ %, $En = 40.15—56.7$ %), для них характерны пониженные содержания SiO_2 и

Таблица 3. Представительные анализы оливина из включений в хромшпинелидах карнийского яруса

Компонент	3и/10-8		2и/10-2	5и/10-1		6и/10-15	3и/10-8	2и/10-2	6и/10-15	3и/10-8*	3и/10-8*
SiO ₂ , мас. %	40.87	40.85	41.11	40.79	40.84	40.75	40.76	41.51	42.26	40.06	39.60
TiO ₂	0.075	0.079	0.059	0.043	0.050	0.083	0.06	—	—	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	0.028	0.036	0.030	0.058	0.053	0.039	—	—	—	—	—
FeO	9.74	8.40	7.96	9.73	9.44	6.92	8.06	4.47	3.45	12.93	13.21
MnO	0.176	0.139	0.135	0.179	0.172	0.118	0.15	0.05	0.08	0.20	0.22
MgO	48.17	49.76	49.88	48.85	48.81	50.57	49.60	53.75	53.19	46.18	45.74
CaO	0.754	0.697	0.730	0.529	0.552	0.800	0.63	0.21	0.64	0.46	0.55
NiO	0.325	0.294	0.337	0.292	0.291	0.350	0.29	0.06	0.23	0.13	0.12
CoO	0.020	0.016	0.016	0.016	0.017	0.014	—	—	—	—	—
Сумма	100.2	100.3	100.3	100.5	100.2	99.6	99.55	100.0	99.9	100.0	99.5
Fo, %	89.8	91.4	91.8	90.0	90.2	92.9	91.7	95.5	96.5	86.4	86.1

Примечание. Прочерк — не определялось.

* Анализы, согласно [Николенко и др., 2018].

высокие Al₂O₃ и TiO₂ — до 6.3 и 7.5 мас. % соответственно (табл. 4). Обратная зависимость Si от (Ti + 2Al), а также значение Al^(IV) = 2-Si, часто большее, чем суммарный Al, указывают на вхождение титана в тетраэдрические позиции или замещение по схеме Fe²⁺ + Ti⁴⁺ + 2Al вместо 2Mg + 2Si [Tracy, Robinson, 1977]. Наблюдается сильная изменчивость состава клинопироксена в пределах одного включения, что свидетельствует об отсутствии равновесия между фазами и быстрой кристаллизацией.

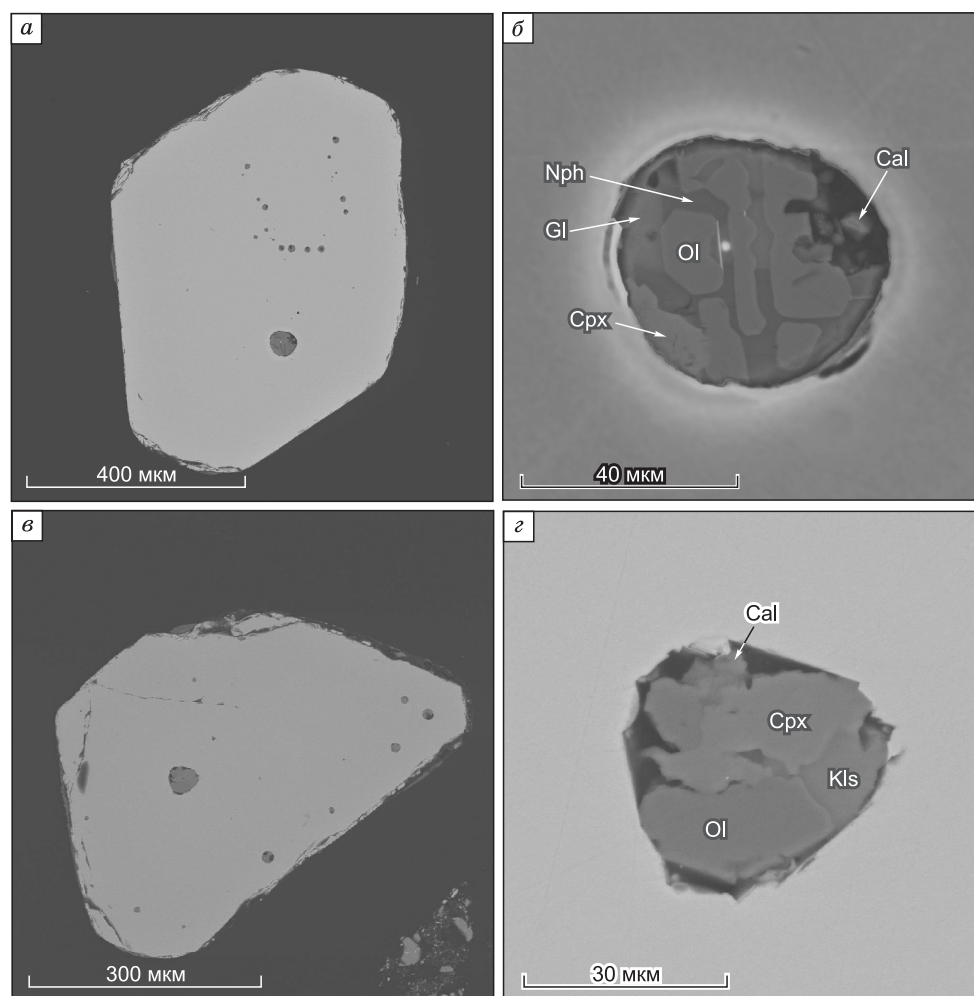


Рис. 6. Фазовый состав включений в хромшпинелидах из алмазоносных отложений карнийского яруса.

Показан общий вид кристаллов хромшпинелидов (а, в) и фазовый состав включений (б, г); зональность по содержанию FeO в матрице хромшпинелида вокруг включения (б). Kls — кальсилит, Gl — стекло. Все изображения в обратнорассеянных электронах.

Таблица 4. Представительные анализы клинопироксена из включений в хромшпинелидах карнийского яруса

Компонент	3и/10-8			5и/10-1			6и/10-15	7и/10-7	2и/10-2		
SiO ₂ , мас. %	49.87	50.92	49.64	50.13	52.40	52.90	50.16	50.11	48.29	50.81	50.26
TiO ₂	2.84	2.19	2.56	2.56	1.30	1.01	1.78	2.13	3.07	2.37	2.52
Al ₂ O ₃	2.58	1.95	2.54	2.56	1.33	0.82	4.45	3.69	3.66	2.32	2.72
Cr ₂ O ₃	1.61	1.20	1.71	1.72	0.95	0.66	1.68	0.75	1.05	0.32	1.26
FeO	3.64	3.17	4.74	4.02	3.77	5.14	4.42	6.91	6.52	5.32	3.90
MnO	0.12	0.03	0.07	0.12	0.03	0.10	0.05	0.18	0.11	0.11	0.05
MgO	16.82	16.33	16.12	17.23	16.06	15.11	14.44	17.35	13.91	15.73	15.86
CaO	21.89	23.49	22.43	21.41	24.32	24.13	23.05	18.35	23.23	22.64	22.95
Na ₂ O	0.85	0.57	0.70	0.53	0.37	0.43	0.73	0.70	0.35	0.48	0.51
K ₂ O	0.05	0.02	0.01	0.06	0.06	0.04	0.11	0.002	0.003	0.02	0.05
Сумма	100.3	99.9	100.5	100.3	100.6	100.3	100.9	100.2	100.2	100.1	100.1
F, %	10.8	9.8	14.2	11.6	11.6	16.0	14.7	18.3	20.8	16.0	12.1
Ca/(Ca+Mg)	0.48	0.51	0.50	0.47	0.52	0.53	0.53	0.43	0.55	0.51	0.51

Амфиболы главным образом представлены титанистой разновидностью (обычно 2.5—4.9 мас. % TiO₂,) магнезигастингсита и эденита с содержанием K₂O (0.3—0.6 мас. %). Слюда биотит-флогопитового состава также содержит высокие концентрации (мас. %) TiO₂ (до 12.6), примесь BaO, SO₃, P₂O₅ (0.8—2.7, до 0.67, до 0.66 соответственно). Нефелин во включениях содержит 3.9—10.8 мас. % K₂O, до 2.95 мас. % CaO, кальсилит содержит примесь Na₂O = 0.35—1.90 мас. %. Фторапатит регулярно встречается во включениях и характеризуется помимо высоких содержаний рассеянных элементов (SrO = 2.0—7.4 мас. %; Ce₂O₃ до 1.2 мас. %; F до 5.6 мас. %) содержанием Cl до 0.84 и SO₃ до 1.62 мас. %. Перовскит характеризуется (мас. %) примесью SrO до 1.8, ZrO₂ до 0.43, Nb₂O₅ до 1.63, Na₂O — 0.47—1.75. Кальцит (см. рис. 5, и) содержит в своем составе CaO в количестве 52.35 мас. %, установлены примеси (мас. %) MnO = 1.33, FeO = 0.36, Cr₂O₃ = 0.22, TiO₂ = 0.02, SiO₂ = 0.06, Na₂O = 0.02, MgO отсутствует. Межзерновое пространство между минералами часто выполнено стеклом, которое характеризуется высоким содержанием TiO₂, примесью SO₃, P₂O₅ и Cl.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ассоциация минералов в алмазоносных верхнетриасовых отложениях северо-востока Сибирской платформы является гетерогенной и гетерохронной. Его гетерогенность была показана при изучении пиропов [Соболев и др., 2013] и подтверждается по результатам исследования ассоциации хромшпинелидов в данной работе. Разнообразие магматических пород, а именно щелочных и умеренно щелочных вулканитов в пределах северо-востока Сибирской платформы позволяет предполагать несколько потенциальных источников ассоциации хромшпинелидов в отложениях продуктивного горизонта карнийского яруса.

При исследовании морфологических особенностей хромшпинелидов было достоверно установлено наличие индивидов с типичной для кимберлитов морфологией, которые были выделены в группу I. Аналогичные морфологические особенности характерны и для хромшпинелидов из лампроитов. Ассоциация макрокристаллов шпинелидов в кимберлитах и лампроитах это смесь из ксенокристаллов, представляющих собой продукт дезинтеграции шпинельсодержащих пород верхней мантии [Schulze, 1996; Sobolev, Logvinova, 2005; Гаранин и др., 2009]. Шпинелиды из мантийных пород обычно характеризуются низкими содержаниями титана (< 1 мас. % TiO₂, в отдельных случаях единичные зерна из выборки до 6—7 мас. %) и изоморфизмом по схеме Cr + Fe³⁺ → Al [Mitchell, 1986; Гаранин и др., 2009], который наглядно отражается обратной корреляцией на графике Cr₂O₃—Al₂O₃ (см. рис. 3, з). Дополнительным свидетельством принадлежности этой группы хромшпинелидов к мантийному источнику является обратная корреляция между содержаниями ZnO и NiO, ранее установленная для хромшпинелидов из кимберлитов [Griffin et al., 1994]. Вклад кимберлитов или кимберлитоподобных пород при формировании карнийского алмазоносного коллектора подтверждается находкой включений шриланкита в пироп-альмандиновых гранатах из алмазоносных отложений карнийского яруса в районе Булкурской антиклинали [Биллер и др., 2018]. Аналогичные находки были сделаны в гранатах из алмазоносной кимберлитовой триасовой тр. Малокуонапская и кимберлитоподобной тр. Запретная, относящиеся к Куранахскому и Ортобаргинскому полям, расположенным к востоку от Анабарского щита [Биллер и др., 2018].

В ассоциации хромшпинелидов карнийского яруса доминируют хромшпинелиды группы II. На графиках показано их типичное распределение, на фоне которого другие типы (I и III) выражены слабо (см. рис. 3). Хромшпинелиды группы II имеют ряд отличительных признаков, среди которых химический состав, морфология индивидов и обилие полифазных включений (рис. 2, 5, 6). Хромшпинелиды с включениями редко встречаются в кимберлитах и в подобных им породах, где источником макрокристаллов хромшпинелидов являются глубинные мантийные породы. Помимо морфологии кристаллов на некимберлитовый источник хромшпинелидов группы II косвенно указывают особенности состава некоторых минералов во включениях: примесь SiO_2 в апатите [Exley, Smith, 1982], высокие концентрации CaO (0.21—0.8 мас. %, см. табл. 3) в оливинах. Такие содержания CaO более типичны для оливинов из меймечитов и калиевых щелочных вулканитов [Шпунт, Шамшина, 1989; Соболев и др., 2009; Симонов и др., 2016]. Примесь CaO в оливинах из алмазов Сибирской платформы на порядок ниже и составляет 0.003—0.069 мас. %, а в оливинах из мантийных пород, выносимых кимберлитами, также не превышает 0.07 мас. % [Sobolev et al., 2008, 2009]. Расположение расплавных включений по зонам роста кристаллов указывает на их первичный генезис и захват из расплава в процессе кристаллизации. Результаты исследования фазового состава раскристаллизованных расплавных включений, в частности присутствие Na- и K-содержащих щелочных фаз, свидетельствуют о щелочном характере расплава. Высокое содержание титана в составе хромшпинелидов и наличие богатых TiO_2 фаз указывают на обогащенность расплава данным элементом. Каймы монтчеллита вокруг оливина и карбонат (кальцит) во включениях свидетельствуют о насыщенности расплава кальцием и CO_2 .

Ранее в работе Н.В. Соболева с соавторами [2013] отмечалось, что часть хромшпинелидов из отложений карнийского яруса T_3 имеют сходный состав с хромшпинелидами из дунитов и меймечитов Гулинского плутона Маймеча-Котуйской провинции. Помимо близкого состава нужно отметить и другие черты сходства хромшпинелидов группы II с хромшпинелидами из дунитов и меймечитов Гулинского плутона. Согласно данным, приведенным в работе [Симонов и др., 2016], хромшпинелиды из дунитов Гулинского массива имеют размер до 2 мм и неправильную форму, обусловленную ростом между кристаллами оливина. Отмечается идентичное расположение расплавных включений в кристаллах по зонам роста и внутреннее строение включений, характеризующихся крупными идиоморфными кристаллами оливина и закалочными структурами. Оливину свойственны высокие содержания CaO и положительная корреляция между содержанием NiO и Fe компонента. Клинопироксены из включений в хромшпинелидах Гулинского массива [Симонов и др., 2016], как и в хромшпинелидах карнийского яруса, представлены хромдиопсидами и Ti-содержащими авгитами, но имеют несколько отличный химический состав. Включения клинопироксенов из хромшпинелидов карнийских гравелитов характеризуются более высокой магнезиальностью ($\text{Mg\#} = 81.7\text{—}90.2$), более низкими содержаниями Al_2O_3 (0.82—4.45 мас. %) и Na_2O (0.35—0.85 мас. %) (см. табл. 4).

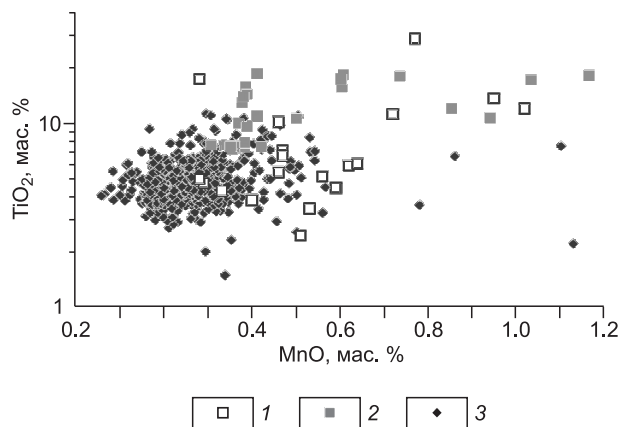
Несмотря на значительное сходство по многим признакам, хромшпинелиды из Маймеча-Котуйской провинции (в том числе Гулинский массив) отличаются по содержанию примеси MnO от хромшпинелидов группы II из отложений карнийского яруса. Для хромшпинелидов из нескольких образцов дунитов Гулинского массива выполнены определения химического состава (табл. 5). Полученные результаты в совокупности с немногочисленными опубликованными данными [Соболев, Слущкий, 1984;

Таблица 5. Представительные анализы хромшпинелидов из дунитов Гулинского массива

Компонент	448				759				775a			
TiO_2 , мас. %	15.42	10.75	17.32	17.11	7.46	7.49	7.43	7.41	11.95	11.17	10.54	7.40
Al_2O_3	3.78	4.43	3.43	3.19	5.96	6.00	5.80	5.91	4.66	4.46	4.87	5.25
Cr_2O_3	18.43	27.91	14.50	13.85	32.16	31.59	32.26	31.57	24.66	24.80	26.93	34.91
$\text{FeO}^*_{\text{общ}}$	51.67	46.56	53.63	56.52	45.34	45.81	45.20	45.86	49.35	52.18	49.86	44.14
MnO	0.386	0.411	0.603	1.036	0.345	0.367	0.336	0.384	0.854	1.234	0.501	0.421
MgO	9.93	9.63	9.97	7.79	8.15	8.18	8.30	8.20	7.98	5.66	6.94	7.72
NiO	0.403	0.346	0.429	0.408	0.359	0.341	0.339	0.354	0.368	0.395	0.404	0.306
ZnO	0.085	0.093	0.082	0.116	0.113	0.091	0.099	0.081	0.107	0.197	0.117	0.120
V_2O_5	0.338	0.198	0.328	0.354	0.155	0.192	0.108	0.181	0.256	0.255	0.188	0.210
Сумма	100.4	100.3	100.3	100.4	100.0	100.1	99.9	100.0	100.2	100.3	100.4	100.5
Fe_2O_3	22.95	21.36	23.67	23.88	20.58	21.09	20.74	21.34	21.01	21.50	20.76	18.61
FeO	31.01	27.34	32.33	35.03	26.81	26.83	26.53	26.66	30.44	32.83	31.17	27.39
Cr/(Cr+Al)	0.77	0.81	0.74	0.74	0.78	0.78	0.79	0.78	0.78	0.79	0.79	0.82
$\text{Fe}_{\text{общ}}/(\text{Fe}_{\text{общ}}+\text{Mg})$	0.74	0.73	0.75	0.80	0.76	0.76	0.75	0.76	0.78	0.84	0.80	0.76

Рис. 7. Вариации содержаний TiO_2 и MnO для хромшпинелидов группы II из отложений карнийского яруса.

1 — составы для хромшпинелидов из дунитов и меймечитов Гулинского массива, по данным [Соболев, Слуцкий, 1984; Arndt et al., 1995; Симонов и др., 2016], 2 — собственные данные, 3 — хромшпинелиды Маймеча-Котуйской провинции, по [Симонов и др., 2016].



Arndt et al., 1995; Симонов и др., 2016] показывают, что содержания MnO в хромшпинелидах Гулинского массива несколько выше (0.28—1.39 мас. %, среднее 0.50 мас. %), чем в хромшпинелидах из отложений карнийского яруса (0.06—1.13 мас. %, среднее 0.27 мас. %) (рис. 7). Состав минералов-включений в хромшпинелидах, в частности клинопироксенов, также имеет существенные отличия по магнетиальности, содержаниям алюминия и примеси натрия. Несомненно, значительные по площади обнажения ультраосновных-щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции [Egorov, 1970; Васильев, Гора, 2017] являются источниками заражения минералами тяжелой фракции огромной территории. Однако положение провинции на западном склоне Анабарского щита на окраине Тунгусской синеклизы и Енисей-Ханганского прогиба предопределяет низкую вероятность сноса продуктов эрозионной деятельности в восточном и северо-восточном направлениях.

Курунгский тип хромшпинелидов [Афанасьев и др., 2001], выделенный в верхнепалеозойских отложениях Малоботубинского района по морфологии отдельных индивидов, весьма близок к хромшпинелидам группы II из карнийских отложений, но по макрокомпонентам имеет близкий состав с ассоциацией хромшпинелидов из кимберлитов (рис. 8). Курунгские хромшпинелиды, как и кимберлитовые, характеризуются низким содержанием примеси TiO_2 (в среднем 0.07 мас. %) и достаточно высокими содержаниями Cr_2O_3 (в среднем 60 мас. %) (см. рис. 8). Информативным критерием является примесь NiO , которая в среднем для них составляет менее 0.05 мас. %, что существенно ниже значений для ассоциации хромшпинелидов из карнийских отложений и из кимберлитов Сибирской платформы (см. рис. 8).

Несмотря на обилие минеральных и полифазных включений в ассоциации хромшпинелидов из алмазоносных отложений карнийского яруса, нам не удалось обнаружить ни одного включения пиропы. Включения пиропов перидотитового парагенезиса (гарцбургитового, лерцолитового и верлитового) в хромшпинелидах установлены для многих алмазоносных кимберлитов Сибирской платформы и других алмазоносных провинций мира [Соболев, Логвинова, 2004]. Поскольку абсолютное большинство исследованных включений обнаружено в хромшпинелидах группы II (см. рис. 3, а), данный факт является дополнительным свидетельством в пользу некимберлитового происхождения доминирующей группы хромшпинелидов в алмазоносных отложениях карнийского яруса. Отсутствие находок пиропов в хромшпинелидах группы I легко объяснимо, учитывая довольно низкую частоту встречаемости таких включений — только 0.3 % хромшпинелидов содержат включения пиропов [Соболев, Логвинова, 2004].

Количество хромшпинелидов каждой из выделенных групп в изученных пробах приведено в табл. 6. В северной части площади (участок А, см. рис. 1) количество хромшпинелидов группы II в отложениях карнийского яруса составляет 75—97 %, что существенно выше, чем в нижнем течении р. Лена на участке Б, где их содержание находится в интервале 41—58 % (см. рис. 1). Доля хромшпинелидов группы I и группы III напротив в северной части составляет 1—8 и 1—10 % и возрастает к югу (участок Б) до 28—29 % и 13—25 % соответственно. В целом наблюдается закономерное увеличение содержаний хромшпинелидов группы I и III на участке Б (см. рис. 1). Отдельного внимания заслуживает пр. 12и/10-1, в которой доля хромшпинелидов группы I составляет 39 %. Повышенное количество хромшпинелидов данной группы может быть связано с перемывом осадочного коллектора на данном участке и привносом обломочного материала в юрское время. Этап перемыва триасового коллектора на данном участке установлен по результатам датирования детритовых цирконов из пр. 12и/10-1 [Летникова и др., 2014].

Поскольку в северном направлении отчетливо наблюдается снижение количества хромшпинелидов из предполагаемых кимберлитовых источников, то стоит ожидать и снижение количества сингенетичных с ними алмазов в отложениях карнийского яруса. В табл. 7 приведены данные по содержанию алмазов различных разновидностей, распространенных в триасовом коллекторе, для Булкурской антиклинали (участок Б, см. рис. 8) и м. Тумул (участок А). Для наглядности данные по количеству алмазов,

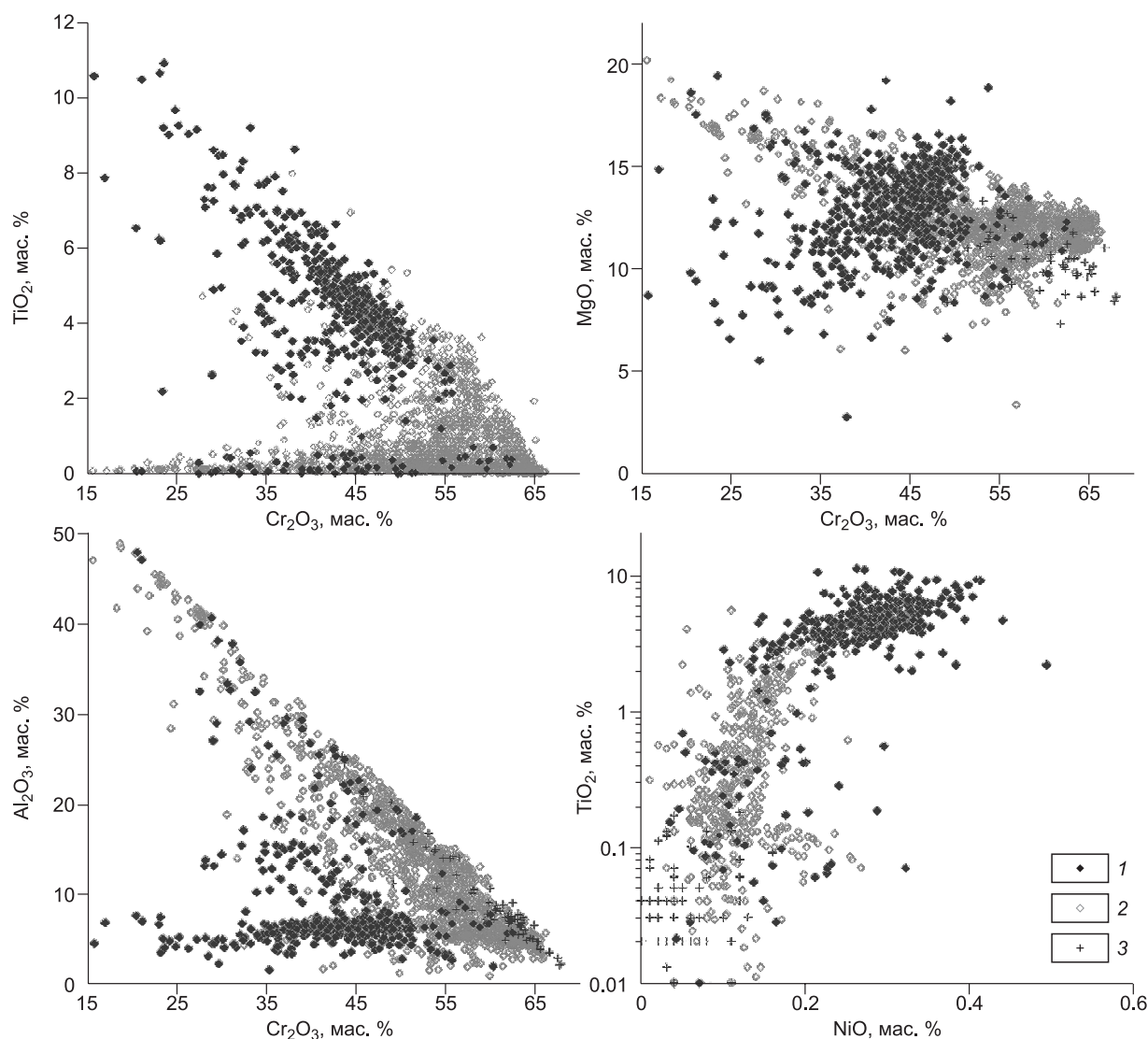


Рис. 8. Особенности состава хромшпинелидов из отложений карнийского яруса.

1 — состав хромшпинелидов из базального горизонта карнийского яруса (объединенные данные для 13 проб, $n = 759$); 2 — состав хромшпинелидов из кимберлитов Сибирской платформы для мезозойских и среднепалеозойских трубок Малоботубинского, Алакит-Мархинского и Оленекского районов; 3 — состав курунгских хромшпинелидов из верхнепалеозойских отложений Малоботубинского района, р. Курунг-Юрях.

характерных для кимберлитового источника, объединены в одну группу. В одной группе находятся и алмазы V и VII разновидностей, по Ю.Л. Орлову [1984]. К алмазам кимберлитового происхождения, как предложено в работе [Афанасьев и др., 2011], отнесены ламинарные кристаллы октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитуса I разновидности, по классификации Ю.Л. Орлова. К алмазам кимберлитового происхождения также отнесены поликристаллические образования VIII разновидности. Не характерны для кимберлитов округлые скрытоламинарные додекаэдровиды, кубовиды II и III разновидностей. Отсутствуют в кимберлитах алмазы VI (балласы) и V—VII разновидностей [Афанасьев и др., 2011]. Как видно из представленных данных, количество алмазов V—VII разновидности существенно не изменяется по площади, но количество алмазов кимберлитового типа, как и предполагалось, закономерно уменьшается вместе с хромитами группы I на участке опробования А относительно участка Б с 22 до 9 % (см. рис. 1). Соответственно, на участке А вместе с хромитами группы II увеличивается количество округлых скрытоламинарных додекаэдровидов с 36 до 57 %.

Известные в районе Оленекского поднятия Сибирской платформы многочисленные поздневендские трубки взрыва калиевых щелочных базитов [Шпунт, Шамшина, 1989] могут быть одним из вероятных источников хромшпинелидов в базальных отложениях карнийского яруса T_3 . Доступные данные

Таблица 6.

**Распределение хромшпинелидов из отложений карнийского яруса
в пробах по выделенным группам (I, II, III)**

№ пробы	Кол-во, шт.	Группа I	Группа II	Группа III
		шт./%		
1и/10-23	76	22/28.9	44/57.9	10/13.2
3е/10-18	71	20/28.2	33/46.5	18/25.3
11и/10-31	8	4/50	1/12.5	3/37.5
12и/10-1	46	18/39.1	19/41.3	9/19.6
2и/10-2а	40	3/7.5	35/87.5	2/5
2и/10-2б	21	—	19/90.5	2/9.5
3и/10-8	128	6/4.7	111/86.7	11/8.6
5и/10-1	74	3/4.0	60/81.1	11/14.9
7и/10-7 (950 м)	26	1/3.8	21/80.8	4/15.4
7и/10-7 (1020 м)	52	9/17.3	39/75.0	4/7.7
6и/10-12	107	3/2.8	98/91.6	6/5.6
6и/10-15	38	1/2.6	34/89.5	3/7.9
8и/10-6	71	1/1.4	69/97.2	1/1.4
Всего	758	—	—	—

Таблица 7.

**Соотношение разновидностей алмазов в отложениях базального горизонта
карнийского яруса на участках Тумул и Булкур**

Участок	Кол-во, шт	Разновидность алмазов, %		
		V+VII	I _{abce} + IV+VIII+IX	I _d
Тумул*	625	34	9	57
Булкур	866	36.4	27.5	35.6

* По данным [Граханов и др., 2009].

по составу хромшпинелидов из трубок взрыва также позволяют выделить среди них две генетические группы, сходные по составу с группами I, II и III. Приведенный в статье химический состав (в виде двух диаграмм) ограничен лишь тремя элементами — Cr_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 (рис. 9), а описание морфологических особенностей хромшпинелидов отсутствует. Таким образом, данные из статьи [Шпунт, Шамшина, 1989] не могут быть надежно интерпретированы. Тем не менее в работе приведены результаты по составу других минералов парагенезиса, которые имеют характерные особенности состава, что и минералы из включений в хромшпинелидах карнийского яруса T_3 . В оливине с содержанием форстеритового компонента 90.0—94.6 % присутствуют примеси CaO до 0.54 % и NiO до 0.39 %. Типичен моноклинный пироксен с составом, близким к полю сочленения диопсида—авгита—салита. Слюда биотит-флогопитового состава имеет повышенное содержание TiO_2 . В описанных вулканитах в малом количестве присутствует хромистый пироп с содержанием Cr_2O_3 до 6.4 мас. %, что в совокупности с высокомагнетизальным форстеритом, диопсидом и низкотитанистым хромшпинелидом (Cr_2O_3 до 63.7 мас. %) свидетельствует о верхнемантийном происхождении ксеногенных пород, содержащихся в поздневендских трубках взрыва Оленекского поднятия. Немаловажным свидетельством является присутствие обломков измененных ультраосновных пород и трахитов с флогопитом, КППШ, клинопироксеном, хромшпинелидом, аналогичные которым были установлены при исследовании вещественного состава гравелитов карнийского яруса T_3 [Летникова и др., 2013]. Широкое распространение К-щелочных пород на севере Сибирского кратона и их потенциальный вклад в образование карнийского коллектора подтверждается находкой в Норильском районе двух даек лампроитов карнийского возраста (235 и 231 млн лет) [Ivanov et al., 2018]. Обнаруженные лампроиты не содержат алмазов, а также других минералов мантийных парагенезисов, включая хромшпинелиды, однако свидетельствуют о широкой распространенности данных пород на севере платформы и не исключают существование алмазоносных разновидностей.

Хромшпинелиды, близкие по составу к карнийским, распространены и в современных аллювиальных отложениях бассейнов рек Келимяр, Никабыт, Хорбусуонка, Беенчима, Куойка по северному и южному обрамлению Оленекского поднятия (см. рис. 1) и могли попасть в современную гидросеть при размыве триасовых отложений, обрамляющих Оленекское поднятие с северо-восточной окраины.

Осадочные образования верхнетриасового возраста и, в частности карнийского яруса, представлены осадками от алевролитов до конгломератов и, согласно фациальному районированию триасовых

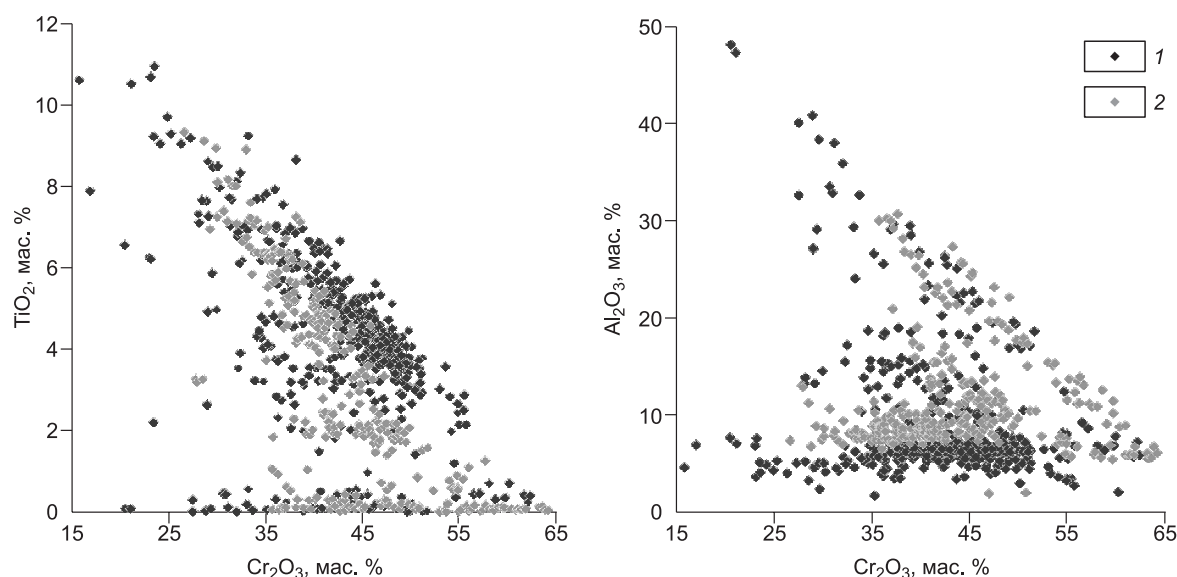


Рис. 9. Вариации содержаний TiO_2 — Cr_2O_3 и Al_2O_3 — Cr_2O_3 для хромшпинелидов из отложений карнийского яруса (1) и хромшпинелидов из калиевых щелочных вулканитов Оленекского поднятия (2).

отложений изучаемой территории [Казаков и др., 2002], сформировались в условиях прибрежно-морских и переходных прибрежно-континентальных обстановок. Питающая провинция, располагавшаяся к югу и юго-западу, представляла собой приподнятый участок суши, с которого осуществлялся снос обломочного материала, включая размыв существовавших осадочных коллекторов и коренных магматических образований. В современном рельефе область размыва соотносится с районом расположения Оленекского поднятия.

При формировании поздне триасовых алмазоносных осадочных отложений достоверно установлен вклад кимберлитового магматизма в виде алмазов и их минералов-спутников — пиропов, пикроильменитов и хромшпинелидов. В процентном отношении в отложениях карнийского яруса количество как хромшпинелидов, так и алмазов, источником которых могли быть кимберлиты, составляет меньшинство на фоне их общего количества. Данное обстоятельство объясняется преобладанием на северо-востоке Сибирской платформы кимберлитов мезозойской эпохи кимберлитового магматизма, которая характеризуется крайне низкой алмазоносностью. На момент формирования карнийского осадочного коллектора источником алмазов и хромшпинелидов кимберлитового типа могли быть трубки триасового возраста. Содержащиеся в трубках взрыва Оленекского поднятия две генетически различные разновидности хромшпинелидов (магматического и мантийного происхождения) не противоречат возможности приноса кимберлитового материала при образовании карнийского коллектора. На возможность питания коллектора за счет размыва более древних отложений указывает и несогласие между пермскими и триасовыми толщами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопрос, связанный с источниками минералов тяжелой фракции в отложениях карнийского яруса, является весьма актуальным и остается дискуссионным. Проведенные в данной работе исследования ассоциации хромшпинелидов, отобранных на двух удаленных участках, позволили установить определенные закономерности в распределении различных типов хромшпинелидов в отложениях базального горизонта карнийского яруса. Новые данные по хромшпинелидам в совокупности с ранее полученными результатами по исследованию ассоциации гранатов [Соболев и др., 2013] позволяют однозначно обосновать гетерогенный характер отложений алмазоносного карнийского яруса.

Достоверно установлены факторы, свидетельствующие в пользу преобладания осадочных процессов (а не вулканических) при формировании алмазоносных пород карнийского яруса. Одним из таких факторов является существование гранулометрической сортировки хромшпинелей в исследованных образцах из различных горизонтов осипайской свиты в пределах одного района опробования. Различная степень механического износа хромшпинелидов в пределах одного участка опробования также предпо-

лагает образование алмазоносных отложений как за счет размыва уже существовавших осадочных коллекторов, так и за счет прямого размыва коренных источников.

Анализ типоморфных особенностей гетерогенной ассоциации хромшпинелидов в отложениях базального горизонта карнийского яруса T_3 северо-востока Сибирской платформы позволяет обосновать существование по меньшей мере двух типов первичных источников, одним из которых несомненно являются кимберлиты (группа I). Группа хромшпинелидов с характерной для кимберлитов огранкой кристаллов отчетливо выделяется на фоне преобладающей массы хромшпинелидов с отличной от кимберлитов морфологией. Соотношение данных групп хромшпинелидов в опробованных отложениях карнийского яруса различное, и особенно между северной и южной территорией исследования.

Установлена прямая корреляция между содержаниями в карнийских гравелитах севера Сибирской платформы хромшпинелидов группы I и алмазов, характерных для кимберлитового типа источника (разновидности $I_{abce} + IV + VIII + IX$), а также хромшпинелидов группы II и округлых додекаэдров (разновидность I_d). Отсутствие корреляции в соотношениях между алмазами V, VII разновидностей и выделенными группами хромшпинелидов предполагает отсутствие генетической связи между ними.

По совокупности полученных данных коренным источником хромшпинелидов группы II из отложений карнийского яруса T_3 , вероятно, являются многочисленные поздневендские трубки взрыва калиевых щелочных базитов, расположенные в районе Оленекского поднятия Сибирской платформы [Шпунт, Шамшина, 1989], в которых в значительном количестве присутствуют хромшпинелиды, близкие по составу к шпинелям из отложений карнийского яруса, а также современных аллювиальных отложений бассейнов рек Келимяр, Никабыт, Хорбусуонка, Беенчиге, Куойка по северному и южному обрамлению Оленекского поднятия.

Авторский коллектив выражает благодарность М.П. Гора, Ю.Р. Васильеву за предоставленный для исследования материал по Маймеча-Котуйской магматической провинции.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проекты № 0330-2016-0006 и 0381-2016-0003. Исследование включений в хромшпинелидах выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проекты 14-17-00602П, 15-17-20036), РФФИ (проект 18-45-140027 p-a)

ЛИТЕРАТУРА

Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.Г., Мальковец В.Г., Соболев Н.В. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // ДАН, 2004, т. 399, № 1, с. 1142—1145.

Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н., Ефимова Э.С., Сафьянников В.И., Красавчиков В.О., Подгорных Н.М., Пругов В.П. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1729—1741.

Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 276 с.

Афанасьев В.П., Агашев А.М., Орихаши Ю., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Палеозойский U-Pb возраст включения рутила в алмазе V-VII разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 2009, т. 428, № 2, с. 228—232.

Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Коптиль В.И., Митюхин С.И., Герасимчук А.В., Помазанский Б.С., Горев Н.И. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (3), с. 335—353.

Багдасаров Э.А. Микрористаллические хромшпинелиды кимберлитов и щелочно-ультраосновных пород // Докл. АН СССР, 1988, т. 301, № 2, с. 427—430.

Биллер А.Я., Логвинова А.М., Бабушкина С.А., Олейников О.Б., Соболев Н.В. Включения шриланкита в гранатах из кимберлитовых тел и алмазоносных вулканогенно-осадочных пород Якутской кимберлитовой провинции // ДАН, 2018, т. 478, № 2, с. 179—183.

Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск, Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984, 128 с.

Ваганов В.И., Константиновский А.А. Ультракалиевые трахиты на восточном склоне Анабарского массива // Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 3, с. 691—694.

Васильев Ю.Р., Гора М.П. Природа ультрамафит-мафитового комплекса Гулинского плутона (Полярная Сибирь) // ДАН, 2017, т. 476, № 2, с. 418—420.

Вишневский С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В. Лампроиты Талахтахской диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика, 1986 (8), с. 17—27.

Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В., Ротман А.Я., Серов И.В. Микрористаллические оксиды из кимберлитов и родственных им пород России. М., ГЕОС, 2009, 498 с.

- Гогина Н.** Находка алмаза в низовьях р. Лены // Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1168—1169.
- Граханов С.А., Ядренкин А.В.** Прогноз алмазоносности триасовых отложений Таймыра // ДАН, 2007, т. 416, № 5, с. 653—656.
- Граханов С.А., Зарукин А.О., Богущ И.Н., Ядренкин А.В.** Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленекского залива моря Лаптевых // Отечественная геология, 2009, № 1, с. 53—61.
- Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К.** Осадочно-вулканогенная природа оседования карнийского яруса — источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2010, № 5, с. 3—12.
- Граханов С.А., Зинчук Н.Н., Соболев Н.В.** Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на северо-востоке Сибирской платформы // ДАН, 2015, т. 465, № 6, с. 715—719.
- Дагис А.С., Казаков А.М.** Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1984, 180 с.
- Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А.** Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8) с. 1126—1144.
- Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д.** Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные U-Pb методом по цирконам // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 175—179.
- Егоров Л.С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Л., Недра, 1991, 260 с.
- Зайцев А.И., Смелов А.П.** Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск, ООО РИЦ «Офсет», 2010, 108 с.
- Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Соболев Е.С., Фрадкина А.Ф., Ядренкин А.В., Девятов В.П., Смирнов Л.В.** Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2002, 322 с.
- Каширцев В.А.** О стратиграфическом перерыве на границе перми и триаса в низовьях Лены и Оленека // Геология и геофизика, 1973 (11), с. 126—129.
- Королук В.Н., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н.** О точности электронно-зондового анализа порообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 221—225.
- Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Королук В.Н., Логвинова А.М.** Электронно-зондовое определение примесей цинка и никеля в хромшпинелидах для целей геотермометрии перидотитов // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 741—745.
- Летникова Е.Ф., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Изох А.Э., Николенко Е.И.** Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 2013, т. 451, № 2, с. 175—178.
- Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Николенко Е.И., Похиленко Н.П., Шелестов В.О., Джен Н., Лобанов С.С.** Позднетриасовый этап магматической активности высококалийного трахитового вулканизма северо-востока Сибирской платформы: свидетельства осадочной летописи // ДАН, 2014, т. 459, № 3, с. 327—331.
- Натапов 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, 211 с.
- Николенко Е.И., Логвинова А.М., Изох А.Э., Афанасьев В.П., Олейников О.Б., Биллер А.Я.** Полифазные включения в хромшпинелидах из верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 2018, т. 480, № 3, с. 1—6.
- Орлов Ю.Л.** Минералогия алмаза. М., Наука, 1984, 264 с.
- Проскурнин В.Ф., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., Наумов М.В.** Признаки эксплозивно-обломочного генезиса алмазоносного карнийского горизонта Усть-Оленекского района (петрографо-геохимические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (6), с. 698—711.
- Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Иванов А.В., Каменецкий В.С.** Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология, 2016, т. 24, № 3, с. 292—324.
- Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С.** Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (12), с. 2153—2177.

Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика, 1984 (12), с. 97—110.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

Соболев Н.В., Логвинова А.М. Включения пироба в хромшпинелидах из кимберлитов и лампроитов и их значение для оценки парагенезиса и глубинности формирования // ДАН, 2004, т. 398, № 6, с. 786—791.

Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика, 1975 (11), с. 7—24.

Соболев Н.В., Логвинова А.М., Николенко Е.И., Лобанов С.С. Минералогические критерии алмазоносности верхнетриасовых россыпей северо-восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1162—1178.

Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Ковязин С.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В. Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 337—360.

Францессон Е.В., Лутц Б.Г. Кимберлитовый магматизм древних платформ. М., Национальный геофизический комитет РАН, 1995, 342 с.

Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М., Недра, 1998, 555 с.

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

Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А. Поздневендские калиевые щелочные вулканы Оленекского поднятия (северо-восток Сибирской платформы) // Докл. АН СССР, 1989, т. 307, № 2, с. 678—682.

Arndt N., Lehnert K., Vasil'ev Y. Meimechites: highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // Lithos, 1995, v. 34, № 1, p. 41—59.

Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, № 12, p. 2279—2302.

Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contr. Miner. Petrol., 1984, v. 86, № 1, p. 54—76.

Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S. Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths // Miner. Petrol., 2007, v. 90, p. 19—49.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Viladkar S. Newania carbonatites, Western India: example of mantle derived magnesium carbonatites // Miner. Petrol., 2010, v. 98, p. 283—295.

Egorov L.S. Carbonatites and ultrabasic-alkaline rocks of the Maimecha-Kotui region, N. Siberia // Lithos, 1970, v. 3, № 4, p. 341—359.

Exley R.A., Smith J.V. The role of apatite in mantle enrichment processes and in the petrogenesis of some alkali basalt suites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, v. 46, № 8, p. 1375—1384.

Faupl P., Pavlopoulos A., Klötzli U., Petrakakis K. On the provenance of mid-Cretaceous turbidites of the Pindos zone (Greece): implications from heavy mineral distribution, detrital zircon ages and chrome spinel chemistry // Geol. Mag., 2006, v. 143, p. 329—342.

Griffin W.L., Ryan C.G., Gurney J.J., Sobolev N.V., Win T.T. Chromite macrocrysts in kimberlites and lamproites; geochemistry and origin // Proc. Fifth Int. Kimberlite Conf, 1994, p. 366—377.

Gurney J.J., Zweistra P. The interpretation of the major element compositions of mantle minerals in diamond exploration // J. Geochem. Explor., 1995, v. 53, № 1—3, p. 293—309.

Haggerty S.E. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks // Oxide Minerals. Miner. Soc. Amer. Rev. Miner., 1976, v. 3, p. 101—300.

Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I: Theory // Can. J. Earth Sci., 1965, v. 2, p. 648—672.

Ivanov A.V., Demonterova E.I., Savatenkov V.M., Perepelov A.B., Ryabov V.V., Shevko A.Y. Late Triassic (Carnian) lamproites from Noril'sk, polar Siberia: Evidence for melting of the recycled Archean crust and the question of lamproite source for some placer diamond deposits of the Siberian Craton // Lithos, 2018, v. 296, p. 67—78.

Kamenetsky V.S., Crawford, A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, p. 655—671.

Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Eggins S., Crawford A.J., Arculus R. Olivine-enriched melt inclusions in chromites from low-Ca boninites, Cape Vogel, Papua New Guinea: evidence for ultramafic primary magma, refractory mantle source and enriched components // *Chem. Geol.*, 2002, v. 183, p. 287—303.

Lafuente B., Downs R., Yang H. Stone N. The power of databases: the RRUFF project // *Highlights in mineralogical crystallography*, Walter de Gruyter GmbH, 2016, p. 1—30.

Lee Y.I. Geotectonic significance of detrital chromian spinel: a review // *Geosci. J.*, 1999, v. 39, № 1, p. 23—29.

Meinhold G., BouDagher-Fadel M. Geochemistry and biostratigraphy of Eocene sediments from Samothraki Island, NE Greece // *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 2010, v. 256, № 1, p. 17—38.

Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York, Plenum Press, 1986, 441 p.

Mitchell R.H., Clarke D.B. Oxide and sulphide mineralogy of the Peuyuk kimberlite, Somerset Island, NWT, Canada // *Contr. Miner. Petrol.*, 1976, v. 56, № 2, p. 157—172.

Reguir E.P., Chakhmouradian A.R., Halden N.M., Yang P., Zaitsev A.N. Early magmatic and reaction-induced trends in magnetite from the carbonatites of Kerimasi, Tanzania // *Can. Miner.*, 2008, v. 46, p. 879—900.

Sack R.O., Ghiorso M.S. Chromian spinels as petrogenetic indicators: Thermodynamics and petrological applications // *Amer. Miner.*, 1991, v. 76, № 5—6, p. 827—847.

Schulze D. Chromite macrocrysts from southern African kimberlites: mantle xenolith sources and post-diamond re-equilibration // *Africa Geosci. Rev.*, 1996, v. 3, p. 203—216.

Sobolev N.V., Logvinova A.M. Significance of accessory chrome spinel in identifying serpentinite paragenesis // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, № 1, p. 58—64.

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. Olivine inclusions in Siberian diamonds: high precisions approach to minor elements // *Eur. J. Miner.*, 2008, v. 20, p. 305—315.

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 701—713.

Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.-Y., Yakovlev D., Yang Y.-H., Yang J.-H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 404, p. 283—295.

Tracy R.J., Robinson P. Zoned titanite augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite // *Amer. Miner.*, 1977, v. 62, p. 634—645.

Triebold S., von Eynatten H., Luvizotto G.L., Zack T. Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: an example from the Erzgebirge, Germany // *Chem. Geol.*, 2007, v. 244, p. 421—436.

*Поступила в редакцию 18 декабря 2017 г.,
после доработки — 9 апреля 2018 г.*