

Изменение некоторых минералов кимберлитов под воздействием траппов

Аннотация. Комплексно исследован вещественный состав участков воздействия трапповых интрузий на кимберлитовые породы. Ранее проведённые исследования показали, что в таких случаях могут существенно изменяться первичные минералы кимберлитов (алмаз и его парагенетические минералы-спутники). Изменяются также породообразующие минералы (серпентины и карбонаты), вторичные образования и слоистые силикаты (флогопит и продукты его преобразования – хлорит и вермикулит). В начальной стадии метаморфизма при изменении флогопита и хлорита происходит в основном уменьшение степени упорядоченности их структур. Затем по мере приближения к интрузии степень упорядоченности флогопита выражена слабее и усиливается лишь с началом процесса хлоритизации минерала. Все описанные изменения связаны только с интрузиями дифференцированных траппов, а «сухие» породы оказывают слабое влияние на изменение кимберлитов.

Ключевые слова: трапповые интрузии, кимберлитовые породы, алмаз и его парагенетические минералы-спутники, слоистые силикаты.

ЗИНЧУК НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, nnzinchuk@rambler.ru

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), г. Мирный

Transformations of some kimberlite minerals under the influence of traps

N. N. ZINCHUK

West Yakutian Scientific Center (ZYaNC) of the Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), Mirny

Annotation. The mineralogical composition of zones where kimberlite rocks had been affected by trap intrusions were comprehensively studied. Previous studies demonstrated that primary kimberlite minerals (diamond and its paragenetic associated minerals) can be significantly transformed in such cases. The rock-forming minerals (serpentine and carbonates), secondary formations, and layered silicates (phlogopite and its alteration products, chlorite and vermiculite) are also transformed. At the initial stage of the metamorphism, the transformation of the phlogopite and chlorite are predominantly expressed in decreasing the degree of their structural ordering. Then, with approaching the intrusion, the phlogopite ordering degree is expressed lesser, increasing with only the beginning of its chloritization. All the above described transformations are related to only intrusions of differentiated traps, while “dry” rocks have a little effect on the kimberlites transformation.

Key words: trap intrusions, kimberlite rocks, diamond and its paragenetic associated minerals, layered silicates.

Введение. К настоящему времени накоплен, но недостаточно реализован большой запас научных достижений в области использования прогрессивных методик прогнозирования, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Внедрение комплексной системы изучения месторождений требует использования многофакторной геологической информации, определяющей условия локализации, форму, размеры, степень продуктивности рудных тел, запасы руд и др. [1–4, 6,

25]. Однако значительное повышение эффективности геологоразведочных работ на основе реализации этих методов возможно только при условии оптимизации наиболее трудоёмких процессов – сбора, накопления и анализа первичных геологических данных. Оперативная обработка геологических данных возможна при условии их систематизации с момента регистрации в полевых условиях и по мере поступления каменного материала для его лабораторного изучения. Перспективы

открытия новых коренных месторождений алмазов на территориях Сибирской (СП), Восточно-Европейской (ВЕП), Южно-Африканской (ЮАП) и других древних платформ мира в настоящее время исчерпываются ограниченными возможностями выявления алмазоносных трубок в уже известных кимберлитовых полях. Поэтому сейчас весьма актуальна задача обоснования и выделения перспективных районов в целях сосредоточения в них стадийных поисковых работ, направленных на обнаружение новых кимберлитовых полей, а в их пределах – алмазоносных тел. Существуют следующие основные методы прогнозирования и поиска алмазоносных кимберлитов: геолого-тектонический (геодинамический и структурно-тектонический), геофизический, геохимический, минералого-палеогеографический, а также региональное геолого-геофизическое изучение недр, непосредственно сопутствующее геолого-тектоническим методам исследований. В сложных геолого-поисковых условиях тектонические критерии могут иметь решающее значение при определении перспективности той или иной площади и стадийности проведения на ней дальнейших поисковых работ (рис. 1). При рассмотрении наличия или отсутствия структурно-тектонических предпосылок оценки перспективности любой изучаемой площади надо учитывать и особенности распространения на них магматизма. Ведь кроме развития на перспективных территориях кимберлитового магматизма (трубки, жилы и другие морфологические структуры) на этих площадях широко распространены трапповые образования, которые обычно картируются как на начальных этапах прогнозно-поисковых работ, так и при проведении более детальных исследований в выделенных конкретных алмазоносных районах (рис. 2). Кроме определения существенного влияния траппового магматизма на возможность применения конкретных геофизических методов (сейсмо-, грави- и магниторазведки), слабоизученными являются вопросы изменения минерального состава кимберлитов при влиянии на них трапповой магмы, что важно для совершенствования шлихоминералогического метода поисков (ШММП). В большинстве своём известные в настоящее время кимберлитовые поля обнаружены благодаря тому, что их крупные алмазоносные трубки, будучи ещё не перекрытыми, создали контрастные ореолы и первичные потоки рассеяния индикаторных кимберлитовых мине-

ралов (ИМК) в древних и четвертичных коллекторах. Минералогический метод поисков в таких условиях оказался достаточным для открытия кимберлитовых полей (в том числе и перекрытых), а в их пределах – трубок [10, 16, 23].

Объекты, методология исследований, результаты и их интерпретация. Кимберлитовые диатремы всех провинций мира характеризуются большим разнообразием по размеру, морфологии, глубине заложения очагов, внутреннему строению, особенностям состава заполняющих пород, содержанию и составу первичных (глубинных) минералов, составу основной массы кимберлитов, степени и характеру переработки последних постмагматическими растворами, концентрации, морфологии и физическим свойствам алмазов и другим признакам [20, 25, 27, 37, 38, 40, 47]. Часть перечисленных особенностей кимберлитов обусловлена проявлением эндогенных факторов, а часть – экзогенных. От глубины формирования магматических компонентов кимберлитов, состава пород верхней мантии зависят содержания инертных компонентов, ИМК, количества ксенолитов глубинных пород и некоторые другие параметры. Экзогенные факторы, включающие состав и механические свойства вмещающих пород, наличие и степень минерализации захороненных вод, определяют масштабы и направленность вторичных изменений кимберлитов, содержание и состав коровых ксенолитов, в определённой степени размеры и морфологию кимберлитовых тел [7–9, 14, 19, 26, 28, 34–36]. Каждое кимберлитовое тело представляет собой индивидуальный объект, практически не повторяющийся в природе [10, 17, 23, 24, 29, 30–33]. Тем не менее между ними существует много общего, что позволило создать модель этих тел (рис. 3). В модели алмазоносной трубки СП нашли отражение переход вертикального канала диатремы в подводящую дайку, особенности взаимоотношения кимберлитовых тел с древними (девонскими) и молодыми (перм-триасовыми) траппами, характер сопряжённости системы тел: главная трубка – сателлит – подводящая и дотрубочные дайки. Уничтоженная эрозией верхняя часть большинства трубок СП (мощностью около 300 м) реконструирована на модели за счёт сведений о слабоэродированных диатремах (рис. 4). На модели показано тело кимберлитов (раздув кимберлитовой дайки), вскрытое карьером в разрезе кембрийских пород около трубки Удачная. Пластовое тело (своеобразный

«силл») на обобщённой модели показано в связи с обнаружением такового в кембрийских отложениях, вмещающих трубку Интернациональная. В такой обобщённой модели не учитываются геолого-структурные особенности отдельных алмазоносных районов, которые нередко определяют

их приуроченность к зоне сочленения кратонной и депрессионно-деструктивной областей центральной части СП, а также распределения в них кимберлитовых диатрем. Наглядным примером таких особенностей является Среднемархинский алмазоносный район (СМАР), в котором

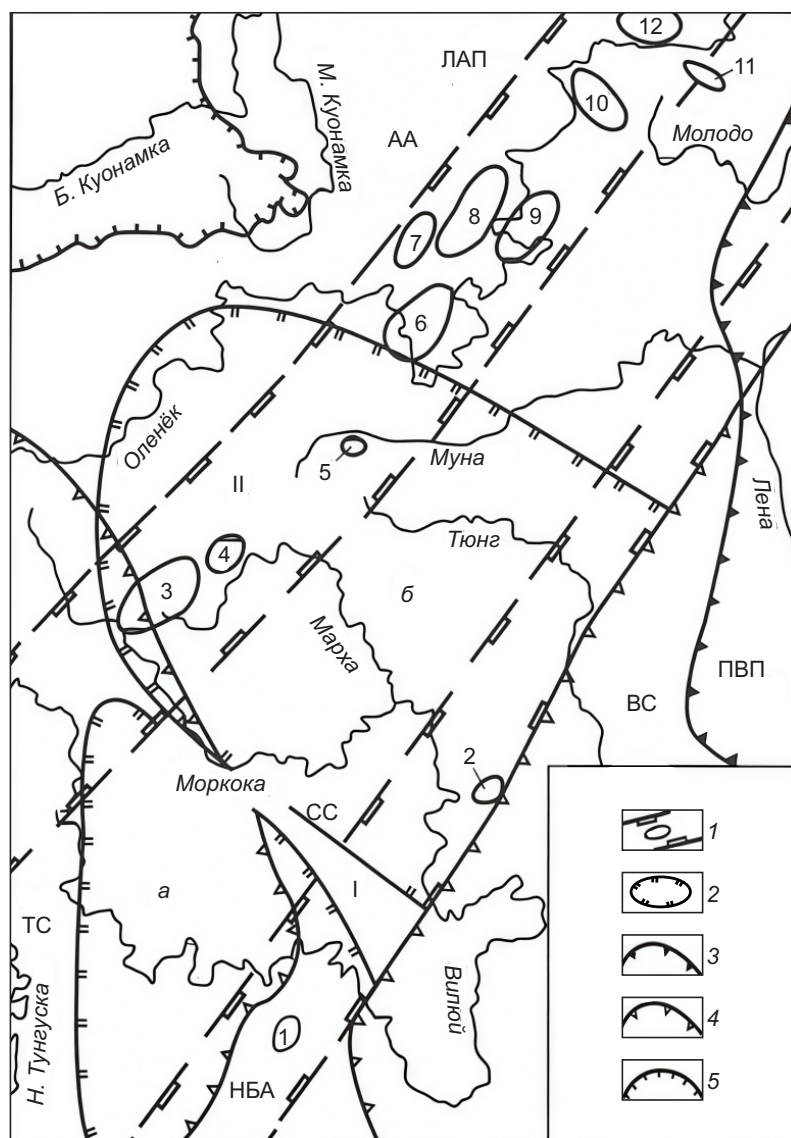


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Якутской кимберлитовой провинции. По Ф. Ф. Брахфогелю, с дополнениями автора:

1 – минерогенические зоны: I – Вилюйско-Мархинская, II – Далдыно-Оленёкская; 2 – архейские кратоны: а – Ботубинский, б – Тюнгский; 3–5 – границы: 3 – прогибов (ПВП – Предверхоанский, ЛАП – Лено-Анабарский), 4 – синеклиз (ВС – Вилюйская, ТС – Тунгусская), антеклиз (НБА – Непско-Ботубинская, АА – Анабарская) и Сюджерской седловины, 5 – выходов кристаллических пород фундамента на поверхность; кимберлитовые поля: 1 – Мирнинское, 2 – Накынское, 3 – Алажит-Мархинское, 4 – Далдынское, 5 – Мунское, 6 – Чомурдахское, 7 – Западно-Укукитское, 8 – Восточно-Укукитское, 9 – Огонер-Юряхское, 10 – Мерчимденское, 11 – Толупское, 12 – Куойкское

открыты кимберлитовые трубки Ботуобинская и Нюрбинская (см. рис. 2). Основными структурами кратонной области, в пределах которой находятся обе трубки, являются: на севере – южная оконечность Анабаро-Оленёкской антеклизы, на северо-западе – Сюгджерская седловина и на юго-

востоке – северная часть Вилуйской синеклизы [28, 47]. Указанные кимберлитовые трубки прорывают алевритисто-глинисто-карбонатные верхнекембрийские и нижнеордовикские отложения и перекрываются чехлом терригенных нижне-среднеюрских образований (укугутская, тюнговская

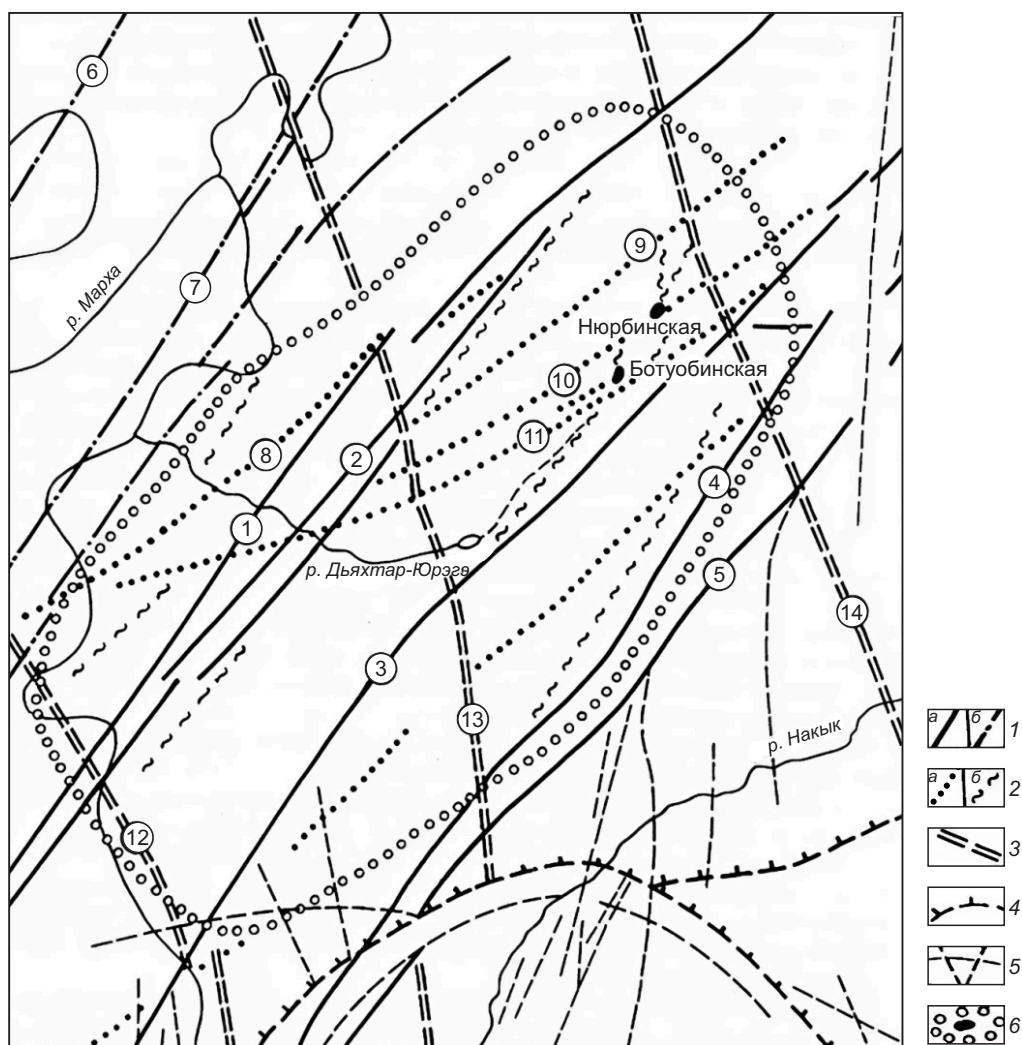


Рис. 2. Структурная схема Накынского кимберлитового поля:

1–2 – разломы Вилуйско-Мархинской тектонической зоны северо-восточного простирания, выполненные дайками траппов: 1 – первого порядка: а – осевой ветви зоны (1 – Лиендокитский, 2 – Бадаранский, 3 – южный, 4–5 – Усть-Накынский-I и -II), б – его боковых ветвей (6 – Моройдон-Тюнговский, 7 – Ханнинский), 2 – третьего порядка: а – кимберлитоконтролирующие (8 – Усть-Дяхтарский, 9 – Северный, 10 – Дяхтарский, 11 – Ботуобинский), б – предполагаемые рудовмещающие, скрытые, фрагментарно выраженные в геофизических полях; 3 – разломы Среднемархинской тектонической зоны северо-западного простирания (12 – Курунг-Юряхский, 13 – Кюргеляхский, 14 – Узен-Уолбинский); 4 – контуры субгоризонтальных интрузий траппов на разных уровнях в осадочном чехле; 5 – кольцевые и радиальные апофизы траппов (даечного типа); б – кимберлитовые трубки и предполагаемый контур кимберлитового поля

и сунтарская свиты) и дезинтегрированными продуктами кор выветривания (T_{2-3}) общей мощностью от 55–60 (трубка Нюрбинская) до 80 м (трубка Ботубинская). Целостность кимберлитовой трубки Нюрбинская нарушается мощной интрузией траппов (рис. 5), представляющей собой секущее тело мощностью более 250 м, сложен-

ное мелко-, среднезернистыми долеритами тёмно-серого до чёрного цвета.

Очень важными являются вопросы взаимоотношения кимберлитового и траппового магматизма, нередко наблюдаемые на перспективных территориях (рис. 6). Так, открытие кимберлитовой трубки Молодость в Далдыно-Алакитском алмазо-

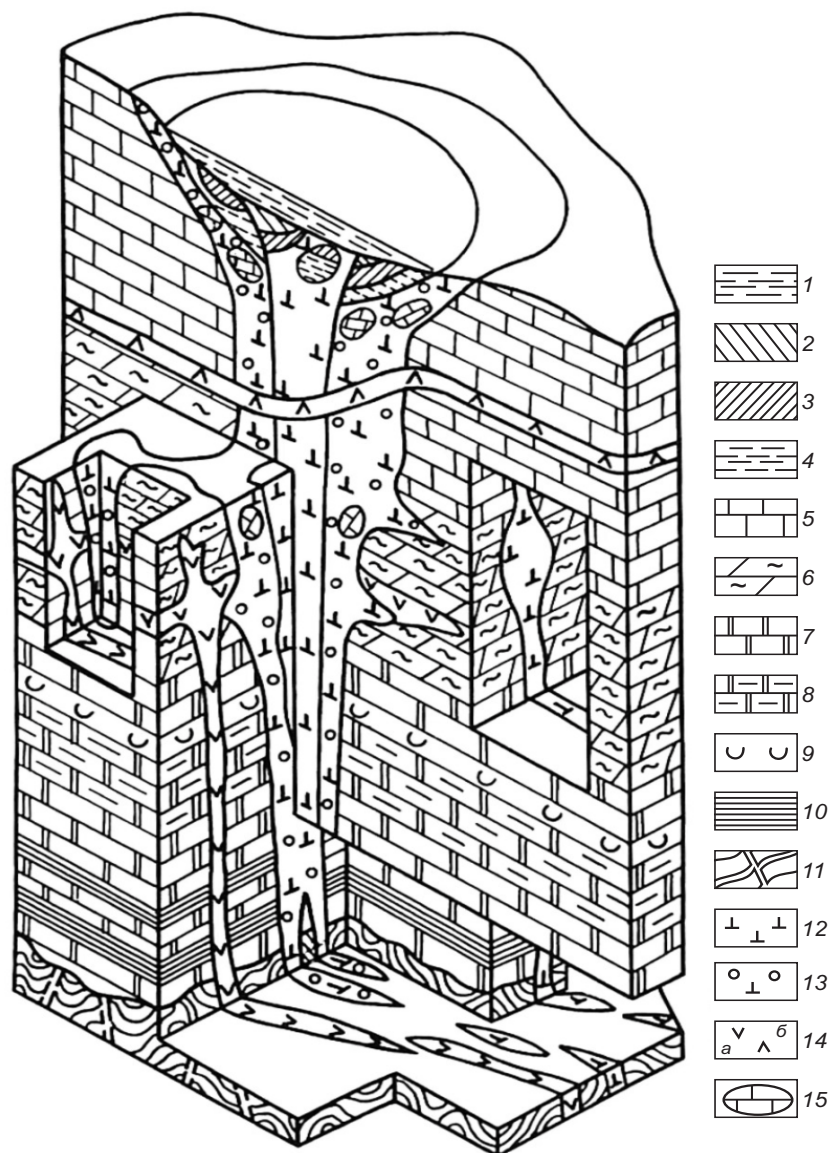


Рис. 3. Модель алмазоносной кимберлитовой трубки Сибирской платформы [47]:

1 – перекрывающие отложения пермо-каменноугольного возраста; 2–4 – осадочно-вулканогенные образования кратерной фации: 2 – мергеле-, 3 – песчанисто-, 4 – гравелитоподобные; 5 – известняки; 6 – мергели; 7 – доломиты; 8 – доломит-ангидритовые породы; 9 – соли; 10 – аргиллиты; 11 – кристаллические породы фундамента; 12 – массивные кимберлиты; 13 – эруптивные кимберлитовые брекчии; 14 – траппы девонского (а) и раннетриасового (б) возраста; 15 – ксенолиты вмещающих трубки пород

носном районе (ДААР) с помощью шлихоминералогического метода поисков оказалось возможным благодаря выгодным условиям локализации кимберлитовой трубки Молодость, обусловленным её приуроченностью к краевым частям траппового пласта [47]. При этом около 15 % площади поверхности трубки в настоящее время оказались высвобождёнными из-под захороняющих её отложений и обнажёнными на уровне современного среза карбонатных пород нижнего палеозоя (S_1). Преобладающая часть поверхности трубки Молодость (85 %) перекрыта породами трапповой формации мощностью от 5 до 38 м. Особенность локализации этой диатремы – отсутствие в составе перекрывающего комплекса осадочно-терригенных фаций каменноугольно-перм-

ского возраста, эродированных, по-видимому, к моменту начала внедрения пород траппов. До интрузивного этапа траппового магматизма поверхность трубки Молодость перекрывалась покровом вулканогенно-кластических пород, что подтверждено данными колонкового бурения. В пределах восточной и юго-восточной части рудного тела поверхность его в настоящее время перекрыта отложениями алаkitской свиты (P_2-T_1al), представленными туфами и туфобрекчиями основного состава, реже туфоалевролитами. Мощность их изменяется от первых метров до 25 м. Цвет пород от пепельно-серого до серо-зелёного, иногда коричневатого-бурого до тёмно-серого. По размерам обломков (1–2 см) туфы лапиллевые, в меньшей степени соответствуют псефитовой

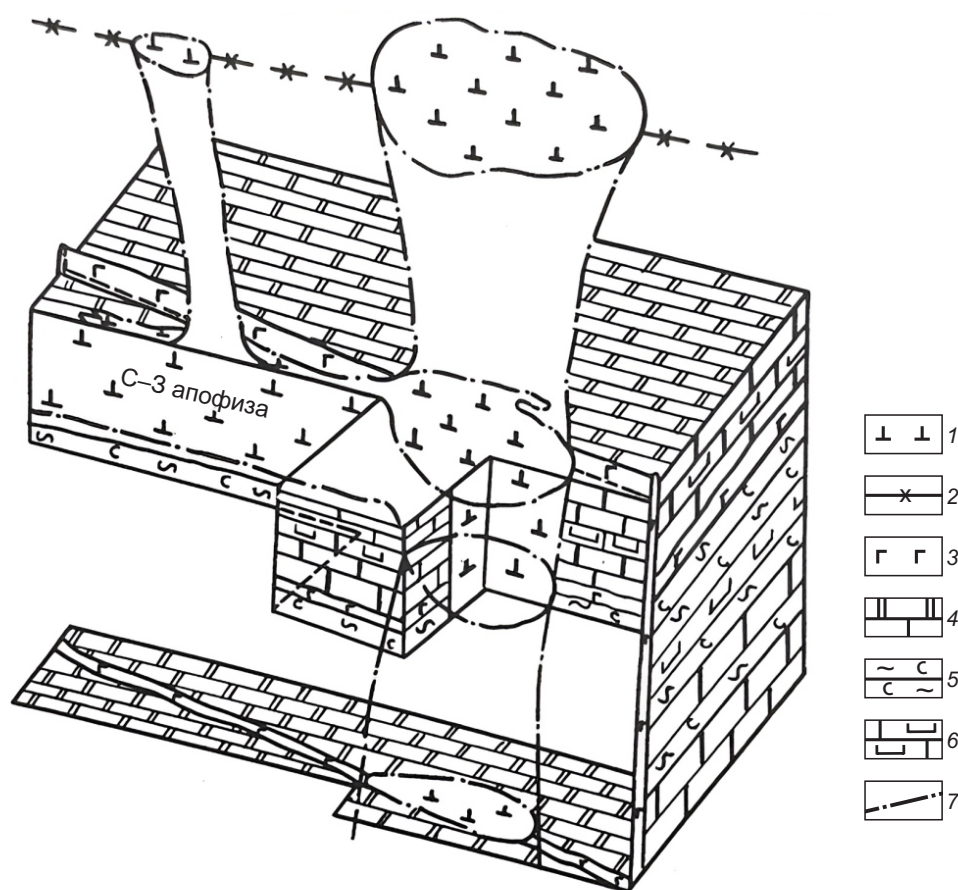
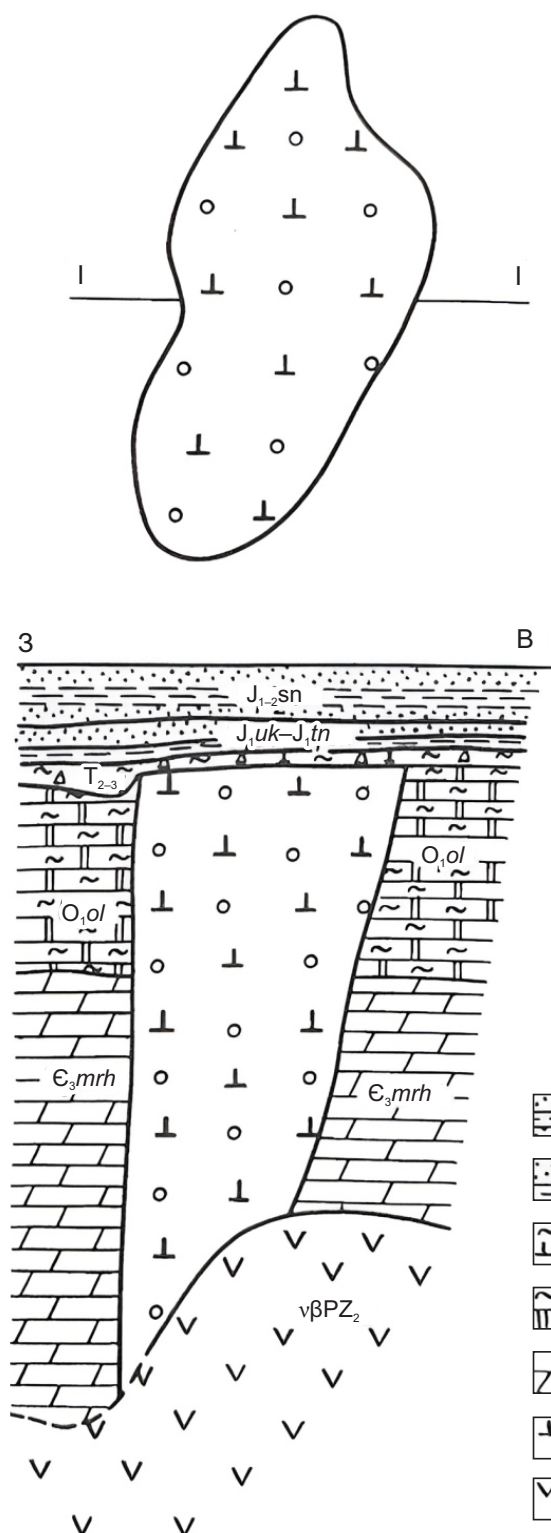


Рис. 4. Пространственная модель куста кимберлитовых трубок Мир и Спутник, силлопоподобного и даечных кимберлитовых тел МКП [47]:

1 – кимберлитовые породы трубок и силлопоподобного тела; 2 – кимберлитовые дайки; 3 – силлы и дайки траппов; 4–6 – отложения нижнего палеозоя: 4 – терригенно-карбонатные, 5 – глинисто-соленосные, 6 – гипсоносные; 7 – контуры кимберлитовых тел

размерности (2–20 мм). Содержание обломочного материала составляет 10–20 %; в его составе преобладают известняки, доломиты, реже долериты угловатой и овальной формы. Туфогенный материал представлен пузырьчатыми обломками стекла.



Текстура пород массивная, иногда комковатая. Контакт с подстилающими их кимберлитами четкий, резкий, а в зоне контакта породы интенсивно ожелезнены. Интрузии траппов, внедрившиеся в поздней перми–раннем триасе, несколько осложнили характер и условия залегания перекрывающих трубку туфогенных образований. При внедрении траппы рассекли их на отдельные части. В пределах южной и западной частей трубки Молодость траппы залегают непосредственно на кимберлитовых породах, внедряясь вдоль их границы с вышележащими туфами, которые оказались приподнятыми над трубкой на мощность самого силла. Особые изменения первичных минералов кимберлитов трубки на контактах с траппами не обнаружены.

Влияние физико-механических свойств пород трапповой формации на характер геолого-геофизических полей и эффективность поисков погребённых кимберлитовых тел с различной степенью детальности рассматривали многие исследователи [11–13, 15, 16, 18, 22 и др.]. Особое внимание при этом уделялось отрицательному влиянию на поиски алмазных месторождений пород трапповой формации. Однако по мере наращивания объёмов фактического материала (в связи с увеличением количества буровых скважин и геологическим изучением) стали выявляться факты динамического и физико-химического воздействия траппов на вмещающие породы [39, 41, 42], существенно влияющие на условия проведения поисков алмазных месторождений. Так, на ряде участков ДААР были установлены значительные деформации и перемещения трапповыми

Рис. 5. Схематический план и разрез кимберлитовой трубки Нюрбинская НКП [47]:

1–3 – перекрывающие породы мезозоя: 1 – аргиллиты, алевролиты, песчаники сунтарской свиты, 2 – песчаники, алевролиты тюнгской и укугутской свит (нерасчленённые), 3 – карбонатные глины со щебнем доломитов, кимберлитов, интенсивно выветрелые, алевролиты средне-верхнетриасовые; 4–5 – вмещающие породы: 4 – доломиты с прослоями плоскогалечных конгломератов, известняков и алевролитов олдондинской свиты, 5 – известняки, мергели, доломиты с прослоями песчаников и аргиллитов мархинской свиты; 6 – автолитовые кимберлитовые брекчии; 7 – долериты

интрузиями как самих кимберлитов [30–32, 43–46], так и вмещающих их нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород, а также перекрывающих терригенных отложений позднего палеозоя [30–32, 39–41], вмещающих шлиховые ореолы

кимберлитовых минералов [20, 28, 48–50]. Поэтому важной и актуальной является постановка следующих важнейших вопросов: в какой мере и как влияли огромные массы магмы основного состава на кимберлитовые минералы шлиховых ореолов,

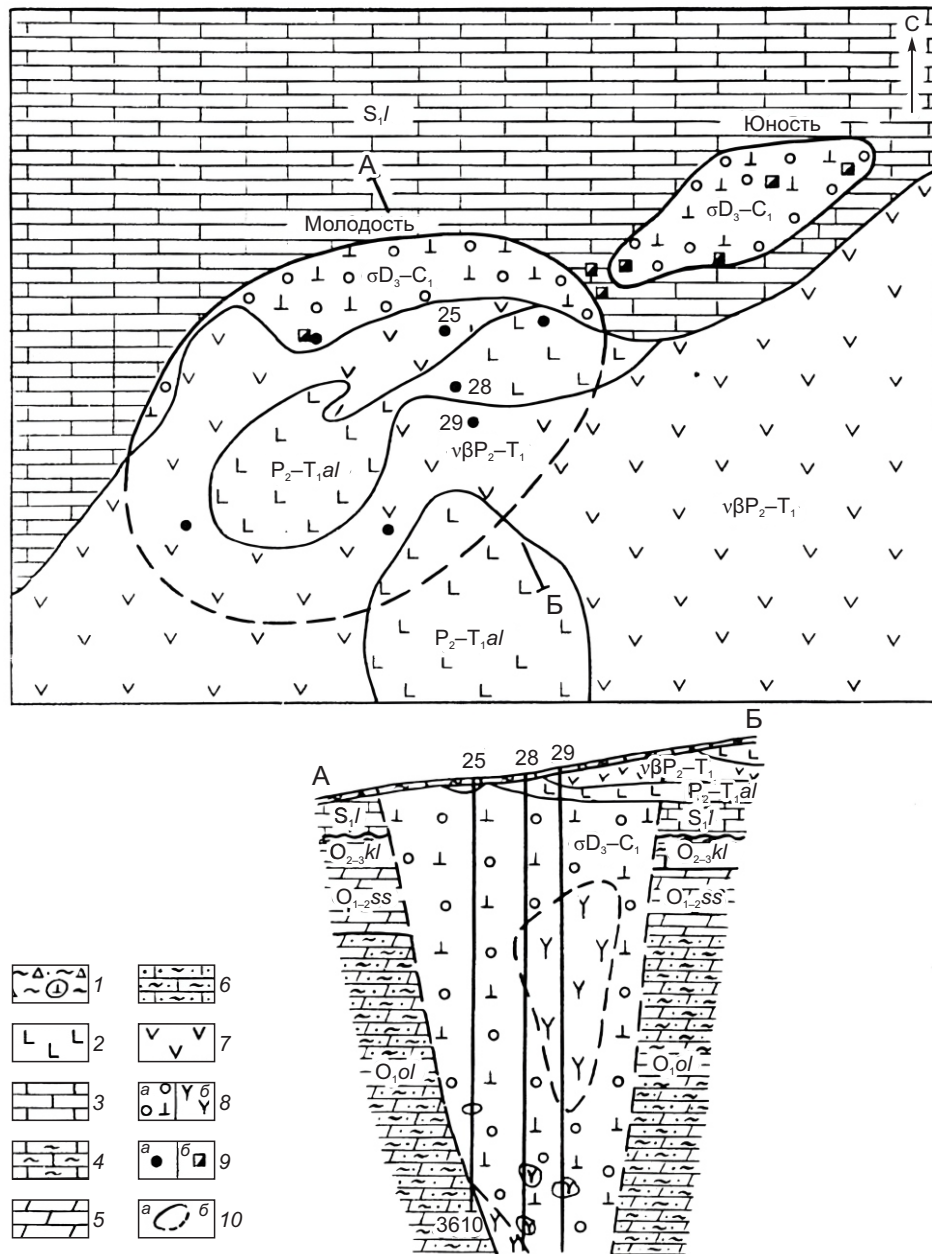


Рис. 6. План расположения трубок Молодость и Юность и геологический разрез через трубку Молодость:

1 – элювиально-делювиальный слой; 2 – туфы основного состава; 3 – известняки; 4 – мергели; 5 – доломиты; 6 – глинистые доломиты и песчаные известняки; 7 – долериты; 8 – кимберлитовые породы: а – автолитовые брекчии и б – порфировые кимберлиты; 9 – горные выработки: а – скважины, б – шурфы; 10 – контуры трубок: а – на дневной поверхности, б – под перекрывающими породами

когда базиты интродировали или перекрывали верхнепалеозойские отложения, и как в целом влияют породы трапповой формации на условия ведения поисков кимберлитов ШММП. Несмотря на опубликованные сведения по этому направлению [16, 23, 25], данный вопрос разработан недостаточно. Это обусловлено тем, что на сегодняшний день наиболее детально изучены те шлиховые ореолы основных алмазоносных районов Сибирской платформы [13, 15, 18, 22], на минералах которых не удаётся выявить специфические признаки изменений, связанных с траппами. У некоторых исследователей сложилось убеждение, что трапповая магма не оказывает на минералы кимберлитов практически никакого влияния и, с точки зрения минералогических методов поисков, его можно игнорировать. Однако расширение поисковых работ на левобережье нижнего течения р. Улахан-Ботуобия и в бассейне верхнего тече-

ния р. Алаakit позволило обнаружить существенные изменения кимберлитовых минералов шлиховых ореолов, которые определённо связываются с интрузиями пород трапповой формации. Хорошей моделью для исследования данных изменений послужила трубка Краснопресненская, открытая в верховьях р. Алаakit [30–32, 37–41], интродированная пологосекущим пластовым телом траппов средней мощностью до 90 м, от которого отходит серия оперяющих апофиз мощностью от десятков сантиметров до 20 м (рисунки 7 и 8). За пределами трубки тело траппов сечёт нижнепалеозойские терригенно-карбонатные и верхнепалеозойские терригенные отложения.

При микроскопическом изучении разреза интрузива установлена его вертикальная зональность [31, 32]. Сверху вниз выделяются три зоны с постепенными переходами между ними (рис. 9). Кровля интрузива сложена мелкозернистыми гра-

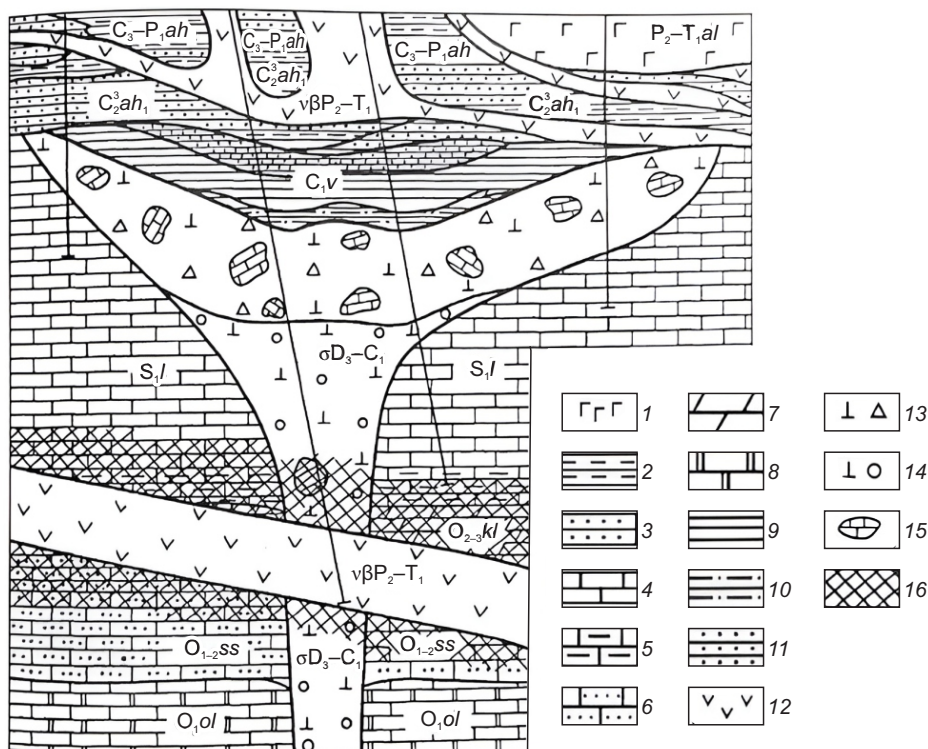


Рис. 7. Поперечный геологический разрез кимберлитовой трубки Краснопресненская [47]:

1 – туфы основного состава; 2 – алевролиты; 3 – мелко- и среднезернистые песчаники; 4 – известняки; 5 – глинистые известняки; 6 – песчаные известняки; 7 – мергели; 8 – доломиты; 9–11 – карбонатно-терригенные отложения кратерного озера: 9 – аргиллиты, 10 – алевролиты, 11 – песчаники; 12 – долериты и габбро-долериты траппов; 13 – кимберлитоподобные породы осадочно-вулканогенного происхождения; 14 – автолитовая кимберлитовая брекчия; 15 – ксенолиты вмещающих трубки пород; 16 – зоны метасоматически изменённых пород

нулит-офитовыми долеритами (1,5–2,0 м), переходящими в мелко-среднезернистые пойкилоофитовые габбро-долериты (до 10 м). Средняя часть интрузива, в пределах которой развиты средне-крупнозернистые породы, состоит из двух горизонтов: 1) пойкило-, габбро-офитовые долериты со шлирами кварцевых пород повышенной щёлочности (20 м); 2) таксито-офитовые оливиновые и кварцсодержащие оливиновые габбро-долериты (2,5 м). В нижней части интрузива выделяются мелко-среднезернистые пойкило- и такситоофитовые оливиновые габбро-долериты (30 м), переходящие в мелкозернистые гранулит-офитовые долериты подошвы (2 м). Верхняя и нижняя часть интрузива содержат (в %): плагиоклаза – 30–45, клинопироксена – 25–50, оливина – 5–15, титано-

магнетита – 5–10 при заметном обогащении им нижней части. Минеральный состав центральной части разреза более многообразен. Породы состоят на 30–55 % из плагиоклаза, на 20–35 % из клинопироксена и на 5–15 % из титаномагнетита. Содержание оливина меняется от 0–2 % в верхнем горизонте до 10–15 % в нижнем. Характерно обогащение отдельных участков биотитом и зелёным амфиболом – до 5–7 %, кварцем (включая микропегматитовые срастания с полевым шпатом) – до 5–8 %. Встречаются отдельные зёрна калиевого полевого шпата, а также игольчатые кристаллы апатита – до 3 % и сфена – до 3 %.

Характер изменения минерального состава по вертикали говорит об общей тенденции увеличения кислотности, щёлочности и железистости пород

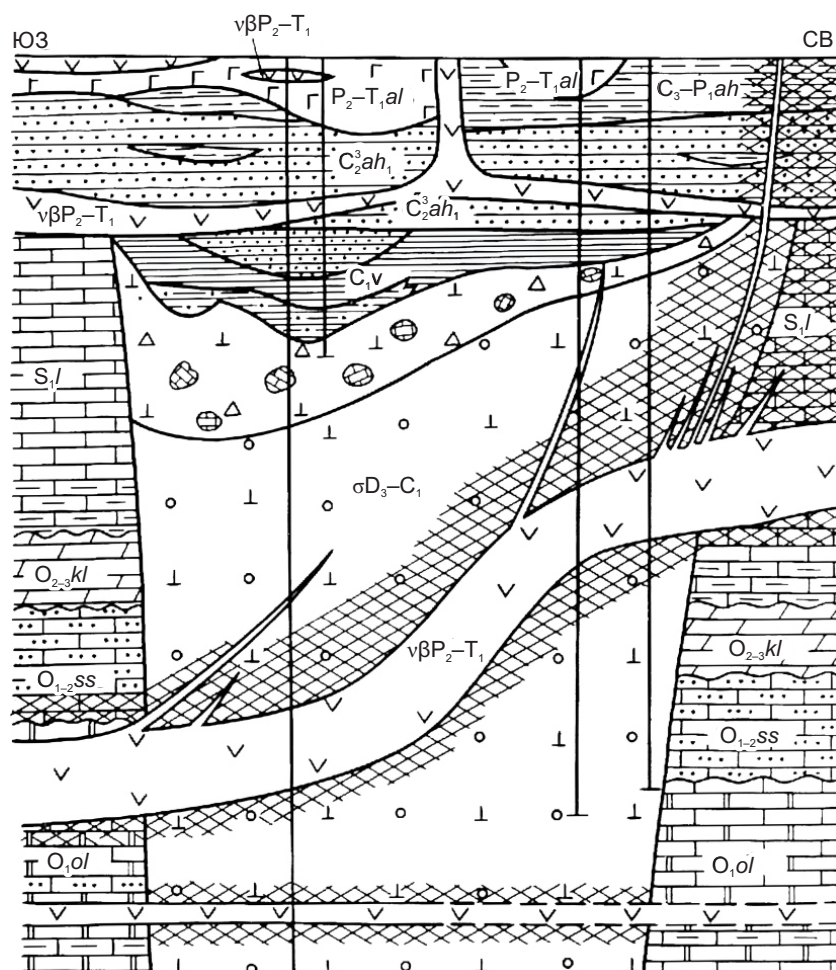
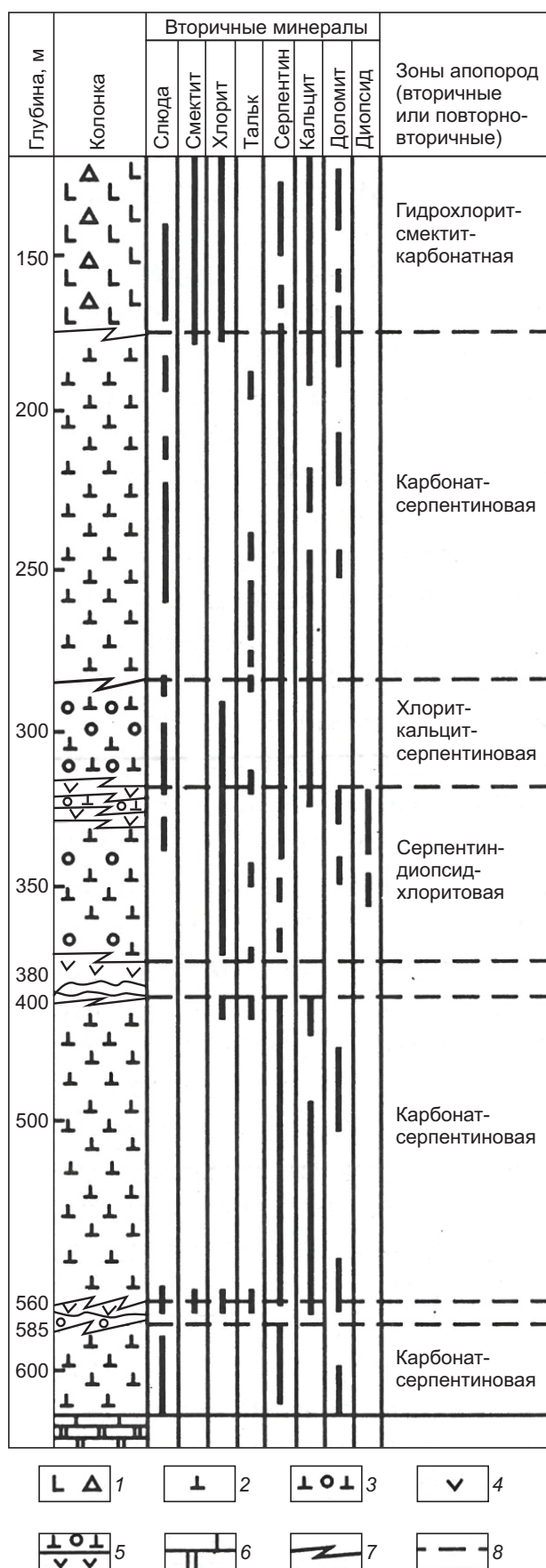


Рис. 8. Продольный геологический разрез кимберлитовой трубки Краснопресненская [47]:

см. условн. обозн. к рис. 7



по направлению от краевых частей интрузива к центру, что является следствием процесса кристаллизационной дифференциации. Обогащение оливином нижних частей интрузива можно, вероятно, объяснить гравитационной дифференциацией. По особенностям строения, минералого-петрографическим свойствам описываемый интрузив обнаруживает наибольшее сходство с Аламджахской и Эрбейэксской дифференцированными трапповыми интрузиями, описанными раньше [7, 9, 35–37]. Для экзоконтактовых зон подобных интрузивов характерны метасоматические изменения вмещающих пород.

Кимберлитовые породы трубки сложены в основном [8, 13, 15] серпентином и карбонатами с хорошо сохранившимися структурно-текстурными особенностями автолитовой кимберлитовой брекчии (см. рис. 9). Серпентин представлен лизардитом и хризотилом, а карбонаты (значительная часть которых является составной частью ксенолитов известняков и мергелей) – кальцитом и (или) доломитом. Из реликтовых силикатов исходного кимберлита присутствует свежий или в различной степени изменённый флогопит. На контакте с долеритами выполняющие кимберлитовую трубку породы претерпели изменения, более мощные висячем боку силла, где от него отходит ряд мелких апофиз; в лежащем боку преобразования сравнительно небольшие [24, 30–32]. Наличие зоны закалки и мелкозернистость самого долерита у контакта с вмещающими породами свидетельствуют о незначительных изменениях их в магматическую стадию становления силла [11]. На ход изменения выполняющих до внедрения основной магмы пород трубки оказывали такие факторы, как степень их неоднородности и место расположения по отношению к контакту

Рис. 9. Схема распределения вторичных минералов по типам пород, слагающих трубку Краснопресненская (по скв. К-68):

1 – кимберлитовая туфобрекчия; 2 – автолитовая кимберлитовая брекчия; 3 – метаморфически изменённая кимберлитовая брекчия; 4 – долериты (P_2-T_1); 5 – переслаивание долеритов и изменённых кимберлитов; 6 – переслаивание доломитов и известняков; 7–8 – условные границы между отдельными типами кимберлитов – исходных пород (7) и отдельными зонами апопород (8)

с вмещающими терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя. Поэтому возникшая под влиянием внедрившейся магмы зональность не является стабильной для больших участков [13].

Поскольку «видимая» мощность установленной приконтактной зоны (около 100 м) совпадает с истинной (или близка к таковой), то можно заключить, что столь значительные изменения серпентин-карбонатной породы могут быть вызваны сильным её пропариванием. Летучие компоненты для подобного рода пропаривания частично поступали из самой магмы или пополнялись из вмещающих пород в процессе их подогрева магматическим расплавом. Этому способствовала трещиноватость пород, о чём свидетельствует наличие висячем боку силла мелких жил долерита, которые всю переработанную стометровую часть кимберлитовой трубки разделяют примерно пополам. Надсилловая часть тела описываемой кимберлитовой трубки сложена породами, возникшими в разное время и в различных условиях преобразования кимберлитовой брекчии, в связи с чем все они являются апопородами [18, 29, 36]. Верхняя часть кимберлитового тела представлена серпентин-карбонатной породой с сохранившимися структурно-текстурными особенностями исходной породы, по которым, согласно общепринятой классификации [10, 23, 26], можно выделить две зоны: кимберлитовой туфобрекчии (КТБ) и автолитовой кимберлитовой брекчии (АКБ).

Характерная особенность первой зоны – постоянное присутствие во всех исследованных образцах триоктаэдрического Са-сметита, гидрохлорида и кальцита, который является главным породообразующим минералом. В некоторых отобранных по разрезу пробах отмечается повышенное содержание слюды и доломита. Структура исходной породы реликтовая брекчиевая, а новая структура – гетеробластовая с субизотропной основной тканью. Вторая зона сложена в основном серпентином с переменным содержанием (иногда значительным) доломита. Почти постоянно присутствуют слюды, иногда встречается тальк. Структура породы также реликтовая брекчиевая и новая гетеробластовая (в ксенолитах гомеобластовая), в выделениях серпентина – ленточная, секториальная, а в нижней части зоны переходит в петельчатую или сетчатую.

Нижняя надсилловая часть тела кимберлитовой трубки изменена сильнее под влиянием внедрившейся в неё основной магмы, что привело

к постепенному исчезновению реликтовых структурно-текстурных особенностей АКБ. В непосредственной близости к контакту с долеритами в породе практически полностью исчезают структурно-текстурные признаки, которые могли бы напомнить [13, 30–32] кимберлитовую брекчию (исходную породу). Нижнюю надсилловую часть тела трубки по минеральному составу также можно разделить на две зоны: хлорит-кальцит-серпентиновую и серпентин-диопсид-хлоритовую. В породах *первой зоны* наряду с обычными для серпентинизированных кимберлитовых брекчий минералами (серпентин и кальцит) появляется и хлорит (см. рис. 9). В средних частях зоны отмечено начало перекристаллизации серпентина. На общем фоне слабоизотропных волнистогаснущих агрегатов наблюдаются индивиды антигорита, количество и размер которых с глубиной несколько увеличиваются и только на отдельных участках встречаются лучистые микроагрегаты (структура метельчато-лучистая). Это и есть начало интенсивного повторного метаморфизма исходной кимберлитовой брекчии, обусловленного воздействием теплоты внедрившейся основной магмы. Во второй, *нижней*, зоне карбонаты (в первую очередь кальцит) в изученных образцах отсутствуют или находятся в очень малом количестве. Порода в основном сложена хлоритом, кроме которого в переменном объёме присутствуют антигорит, а также специфический для этой подзоны минерал диопсид. В некоторых пробах установлено также присутствие талька и везувиана. В отдельных участках подзоны отмечена полная перекристаллизация породы с образованием антигорита, хлорита и магнетита. Структура породы лепидобластовая или сноповидная. Ниже по разрезу обнаружены волластонит и эпидот, встречаются также тальк, везувиан и кальцит. На отдельных участках наблюдается повышенное содержание в породе магнетита. Здесь структура породы кристаллогранолепидобластовая.

Проведёнными исследованиями прослежено изменение минерального состава пород по направлению к силлу. Одни минералы (магнетит и тальк) встречаются по всему изученному разрезу. Они являются сквозными и не могут отражать те условия, которые связаны непосредственно с внедрением основной магмы. Другие (хлорит, диопсид, волластонит и везувиан) располагаются на определённом расстоянии от силла и характеризуют изменение физико-химической среды,

в которой происходило их образование. По мере приближения к контакту с долеритами заметное увеличение содержания диопсида не наблюдается. Апокимберлитовые породы трубки, которые расположены между силлом и его нижней апофизой, во многом аналогичны таковым из надсилловой части. Они представлены вторичными образованиями по АКБ и, также как и в надсилловой части, являются неоднородными уже по своей природе. Что касается изменений, вызванных внедрением основной магмы, то они в лежащем боку силла выражены слабо. Так, на расстоянии 2–4 м ниже силла долеритов в апокимберлитовой брекчии наблюдается только повышение степени карбонатизации. Порода сложена угловатыми обломками серпофита, псевдоморфозами по оливину, сцементированными серпентин-карбонатным цементом; встречаются также эллипсовидные зёрна пиропы. Мелкие пустоты выстланы карбонатом. Отмечаются чешуйки хлоритизированной слюды и зёрна ильменита.

Вниз по описываемому разрезу заметные изменения, вызванные внедрением основной магмы, отмечаются только на глубине примерно 559 м, уже в непосредственной близости от апофизы долеритового силла. Контакт между свежей породой апофизы (представляющей собой инъекцию мощностью 2–3 м, сложенную сверху долеритом и габбро-долеритом) и полностью изменённой породой настолько резкий, что нередко наблюдается даже в пределах одного шлифа, а «закалка» составляет всего 1–2 мм. Магматическая порода тёмно-серого цвета выглядит совершенно свежей, плотной, крепкой вплоть до сложенногоgrossуляром участка «закалки». У самого контакта порода заметно биотитизирована. При рассмотрении полностью изменённой породы, примыкающей к участкам «закалки», нередко не представляется возможным определить, за счёт чего она образовалась, поскольку реликты структуры ни долерита, ни апокимберлита не сохраняются. Такие породы, по данным рентгено-дифрактометрических исследований [13, 33], сложены в основном хлоритом и тальком. Но поскольку в ней встречается малинового цвета гранат, который можно отнести к реликтовым минералам, то контактирующая с долеритом порода является, по-видимому, экзо-контактной и представляет собой апокимберлит [29, 36]. По минеральному составу, геологическим особенностям и происхождению приконтактные образования имеют много общего с родин-

гитами, которые сложены хлоритом и диопсидом, чем напоминают хлорит-диопсидовые родингиты, описанные [11] для офиолитов.

Под воздействием интрузии долеритов как во вмещающих карбонатных породах нижнего палеозоя, так и в кимберлитах ($\sigma D_3 - C_1$) образовалась зона метаморфически изменённых пород, мощность которой висячем (по отношению к силлу) блоке соизмерима с аналогичными показателями собственно долеритового силла [31–33]. Во вмещающих кимберлитах мергелях кылахской свиты ($O_{2-3}kl$) вскрыты (скв. 45) наследующие первичный облик прослои и линзы скарнов андрадит-гроссулярового состава, а в известняках сохолохской свиты ($O_{1-2}ss$) – существенно хлоритовые метасоматиты. Последним свойственно рыхлое сложение и обилие мелких пустот, в которых развиты идиоморфные псевдогексагональные кристаллы хлорита, покрытые огранёнными зёрнами марказита, пирита и кальцита. Окраска хлоритов зелёная, размер кристаллов 5–8 мм. Под бинокуляром у чешуек хлорита наблюдается отчётливо выраженное зональное строение. Центральная часть кристаллов имеет наиболее тёмную окраску и содержит вкрапленность пирита, средняя часть прозрачная и светлоокрашенная, а периферическая цветами более низкого порядка. По данным электронографического исследования [13, 24], хлориты из скарнов характеризуются в целом относительно высокой степенью совершенства (см. таблицу). В ряде случаев проявляется трёхмерная упорядоченность в наложении слоёв, последовательность которых отвечает политипной модификации 17C. Наиболее чётко эта модификация фиксируется во внешней части индивидов хлорита зонального строения, например, с глубины 326 м в скв. К-45. Параметры элементарной ячейки политипа таковы: $a = 0,532$ нм; $b = 0,922$ нм; $c = 1,46$ нм; $\beta = 96^\circ$; ф.гр. Cl; последовательность слоёв – $s_2 s_2 t_1$. В промежуточной части кристаллов структура хлорита, теряя пространственную упорядоченность (что проявляется в отсутствии или диффузном характере рефлексов с $k \neq 3n$ на П эллипсе электронограмм от текстур), сохраняет высокое совершенство строения отдельных слоёв (рефлексы 13/ и 20/ с $k = 3n$ на П эллипсе электронограмм весьма чёткие), которые статистически смещены относительно друг друга на $\pm b/3$. На контакте с силлом хлорит теряет трёхмерную упорядоченность и характеризуется полубеспорядочной структурой, состоящей из пакетов

Таблица. Результаты электронографического изучения слоистых силикатов из кимберлитов и кимберлитовмещающих пород трубки Краснопресненская

№ п/п	Скважина	Глубина отбора проб, м	Минерал, политипная модификация (степень совершенства структуры, параметр b, нм)
Хлоритовые метасоматиты			
1	К-45	318	Хл 1ТС (ун; 0,924)
2		326 а	Хл 1ТС (у; 0,922), Дсс (0,902)
3		326 б	Хл σ (пб; 0,923)
4		326 в	Хл σ (пб; 0,923)
5		326 в	Хл 1ТС (у; 0,922), Дсс (0,902)
6		328	Хл σ (пб; 0,923)
Апокимберлитовые метасоматиты			
7	К-67	315,8	Хл σ (пб; 0,924)
8	К-68	349	Хл σ (пб; 0,924)
9		357	Хл σ (пб; 0,925), Срп А
10		368	Хл σ (пб; 0,926), Срп А
11		371	Хл σ (бб; 0,924)
Связующая масса туфобрекчии (12) и вкрапленники автолитовой кимберлитовой брекчии (13–19)			
12	К-45	155	Фл 1М + 2М ₁ , (ун; 0,926), Хл (σ; 0,926)
13	К-66	267	Фл (пб; 0,927)
14	К-67	324	Фл (бб; 0,927)
15		326,5	Фл 1М + 2М ₁ , (ун; 0,927)
16		337	Фл 1М > 2М ₁ , (у; 0,929)
17		342	Хл (бб; 0,929), Фл 1М (ун; 0,927)
18		344	Фл 1М + 2М ₁ , (ун; 0,927)
19		350,5	Фл (пб; 0,927), Хл (0,927)

Примечание. 1–5 – существенно хлоритовый метасоматит по известнякам сохолоохской свиты (O_{1-2ss}); 6 – то же, непосредственно вблизи контакта с долеритовым силлом; 7–11 – апокимберлитовый метасоматит светло-зеленовато-серой (7), зеленовато-серой (8), голубовато-светло-серой (9), голубовато-серой (10), зеленовато-серой окраски вблизи контакта с долеритовым силлом (11); 12 – кимберлитовая туфобрекчия серой окраски среднеобломочной структуры и брекчиевидной текстуры; 13 – автолитовая кимберлитовая брекчия голубовато-зеленовато-серой окраски мелко- и среднеобломочной текстуры; 14–17 – метасоматически изменённая автолитовая кимберлитовая брекчия голубовато-серой окраски; 18–19 – автолитовая кимберлитовая брекчия серой окраски. Минералы: Хл – триоктаэдрический хлорит, Срп – серпентин, Фл – флогопит, Дсс – диоктаэдрический слоистый силикат. Политипные модификации: 1M – однослойной слюды, 2M₁ – двухслойной слюды, 1TC и σ – хлорита, А – серпентина. Степень совершенства структуры: у – упорядоченная, ун – упорядоченная с некоторыми нарушениями, пб – полубеспорядочная, бб – беспорядочная, бб – полностью беспорядочная; минералы приводятся в порядке убывания.

А в символах Б. Б. Звягина [21] или Pb в символах С. Бейли [11]. Отсюда следует, что повышение температуры вблизи силла приводит к возникновению хлоритов с более низкой упорядоченностью структуры (см. таблицу).

В апокимберлитовых метасоматитах трубки Краснопресненская развиты [24] скарновая (волластонит-диопсид-гроссуляр-андрадитовая) и более поздняя (наложенная) пропилитовая (кальцит-

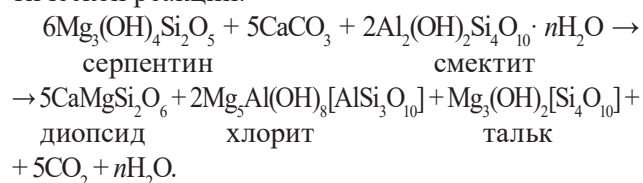
серпентин-хлоритовая) минеральные ассоциации. Хлориты из этих метасоматитов характеризуются отсутствием трёхмерной структурной упорядоченности и представлены полубеспорядочными разновидностями из пакетов А с достаточно совершенным строением отдельных слоёв, что отражается в чёткости рефлексов П эллипса электронограмм. В некоторых случаях в ассоциации с хлоритом отмечается примесь серпентина

структурного типа *A*. В наибольшем количестве этот минерал установлен на глубине 357 м, то есть на некотором удалении от силла. Соответственно наблюдающаяся в интервале 349–368 м (скв. К-68) структурная однородность хлоритов непосредственно на контакте с силлом (глубина 371 м) исчезает. Судя по диффузному характеру П эллипса [12], степень совершенства структуры хлорита в этом случае снижается до полностью беспорядочной.

В связующей массе кимберлитовой туфобрекчии и автолитовой брекчии вне указанной метасоматической зоны, а также в цементе слабо метасоматически изменённой АКБ и в виде порфировых вкрапленников встречаются пластинчатые индивиды флогопита, в различной степени затронутого процессами хлоритизации. Флогопит из туфобрекчии верхних горизонтов трубки (скв. К-45, гл. 155 м) существенно разупорядочен, но всё же на 1 эллипсе его электронограммы наблюдаются [13] слабые отражения, соответствующие смеси модификаций $1M + 2M_1$. У флогопитов из АКБ на глубинах 267 м (скв. К-66) и 324 м (скв. К-67) степень упорядоченности резко ухудшается, вплоть до полного исчезновения отражений на 1 эллипсе электронограмм. Однако затем с увеличением глубин залегания кимберлитов упорядоченность структуры минерала начинает закономерно улучшаться. Максимального совершенства флогопит достигает на глубине 337 м (скв. К-67), причём ему свойственна в этом случае политипная модификация $1M$ с очень слабой примесью $2M_1$. На глубине 342 м из этого же разреза упорядоченность флогопита постепенно ухудшается (за счёт его хлоритизации), и структура характеризуется наличием некоторых нарушений в наложении слоёв (см. таблицу). Однако на глубине 344 м (скв. К-67) ещё отчётливо фиксируются обе модификации флогопита. Ниже по разрезу по мере приближения к контакту с вмещающими породами (гл. 350,5 м) в структуре минерала исчезает трёхмерная упорядоченность. Здесь фиксируется уже полубеспорядочный флогопит со статистическим разворотом слоёв на $\pm 120^\circ$ в его структуре, характеризующийся размытыми рефлексами на 1 эллипсе.

Согласно полученным данным, указанные выше особенности слоистых силикатов определяются, с одной стороны, условиями их образования, а с другой, наложенным на них воздействием внедрившегося в исходные породы долеритового

силла. Образование хлоритов, в том числе редко проявившегося упорядоченного политипа $1TC$ [8], протекало при относительно невысоких температурах. Образование упорядоченного политипа $1TC$ из кристаллохимически наиболее выгодных слоёв типа *A* могло произойти лишь в стабильных условиях роста. Судя по значению параметра b (0,922–0,926 нм), хлорит относится к Fe-Mg-разновидности. Во время кристаллизации хлорита в метасоматитах за счёт изменения вмещающих пород градиент падения температуры был, по-видимому, довольно большим, что препятствовало полному упорядочению структуры хлорита, хотя условия для образования минерала с относительно совершенным строением, очевидно, имели место. На это, в частности, указывают структурные особенности хлорита из отдельных интервалов описываемого разреза (гл. 318 м и др.), который дал электронограммы от текстур с размытыми, но отчётливо проявляющимися рефлексами 1 эллипса. Однако этот хлорит всё-таки менее совершенен, чем из внешней части рассмотренного выше хлоритового индивида с глубины 326 м того же разреза, в связи с чем свойственный ему политип $1TC$ можно рассматривать как частично разупорядоченный. По мере роста зональных кристаллов хлорита создавались всё более благоприятные (с относительно спокойным режимом) условия для образования во внешней части хлоритовых индивидов политипа $1TC$ с наиболее совершенной структурой. Возникновение хлорита возможно при наличии в физико-химической системе определённого содержания глинозёма. Обогащение отдельных участков исходной кимберлитовой породы глинозёмом возможно за счёт выноса из неё других компонентов, в первую очередь, летучих, как это следует [8, 13] из схематической реакции:



В отличие от хлоритов флогопиты, согласно выявленному в породах двум модификациям ($1M$ и $2M_1$), представляют собой полигенные образования. Политип $1M$ связан с наиболее ранними процессами постмагматического изменения серпентина из кимберлитов, тогда как наблюдающаяся в скарнах смесь политипов $1M + 2M_1$ соответствует стадии наложенного низкотемпературного

гидротермального процесса последующих преобразований флогопита $1M$ под воздействием долевого силла. При этом появление в сочетании с $1M$ поли типа $2M_1$ у флогопита может быть также связано с метасоматической перекристаллизацией серпентина из первичного кимберлита в стабильных условиях и при невысокой ($< 700\text{ }^{\circ}\text{C}$) температуре. Следует отметить, что ассоциация поли типов флогопита $1M + 2M_1$ отмечена [12] и для других регионов развития кимберлитового магматизма (Индия, Лесото и др.). Для флогопитов, как и для хлоритов, наблюдается та же тенденция ухудшения степени совершенства структуры по мере приближения содержащих их пород к силлу. Так, с глубины 350 м (скв. К-67) в приконтактной зоне изменения кимберлитовой брекчии начинается интенсивная хлоритизация флогопита с образованием слабо упорядоченных хлоритов (см. таблицу). Для реализации этого процесса необходима предварительная разупорядоченность структуры слюдистого минерала.

Наличие талька в породах изученного объекта установлено рентгенометрически. Незначительное количество кальциевых минералов в близконтактных участках надсилловой части трубки свидетельствует о выносе оттуда извести, что отражается в низком её содержании (в среднем до 4 %) по сравнению с исходной породой кимберлитового тела (в среднем до 10 %), а также по сравнению со свежим долеритом (до 11 %). Причиной тому является последующее селективное выщелачивание из приконтактной зоны карбоната кальция с образованием пустот по всему объёму породы.

В кимберлитах на контактах с долеритовыми интрузивами отмечаются также существенные изменения глубинных минералов, в том числе и алмазов [29, 30, 32, 33]. Пикроильменит в результате инконгруэнтного растворения интенсивно замещается анатазом. Кристаллы, друзы, корочки новообразованного анатаза обычно не имеют плотного контакта с материнским зерном и могут кристаллизоваться даже на некотором расстоянии от него во вмещающей породе. При этом пикроильменит замещается не только с поверхности, но и по порам в объёме зёрна, если туда проникает раствор; пористость повышается за счёт самопроизвольного коррозионного растрескивания [2–4]. По фронту реакции на замещённом зерне образуется рельеф растворения, морфология которого определяется кристаллографической ориентировкой соответствующего участка поверхности. Кроме

того, благоприятные условия для растворения существуют на различных дефектах кристаллической решётки пикроильменита, в результате чего в процессе растворения вскрываются одиночные дислокации, различные их скопления и другие нарушения реальной структуры минерала. Кристаллы новообразованного анатаза имеют типичную для него морфологию. Габитусной формой является обычно тетрагональная дипирамида; нередко с ней сочетаются призма и пинакоид. Габитус кристаллов дипирамидальный, однако в некоторых случаях благодаря сильному развитию пинакоида становится таблитчатым. У таблитчатых кристаллов анатаза к единичной дипирамиде добавляются формы более высоких индексов, а призма угнетается. Степень замещения пикроильменита анатазом сильно колеблется – от развития тонкой корочки новообразованных продуктов на поверхности зёрен до почти полного их замещения. Пикроильменит в зоне метасоматоза изменяется сильнее, чем пироп. Степень замещения обоих минералов к контакту траппов с кимберлитом нарастает, вплоть до полного их уничтожения.

Пироп в описываемых условиях замещается хлоритом, под которым на поверхности зерна формируется пирамидально-черепитчатый рельеф [1–4]. Цвет хлорита зависит от состава граната: на хромистых фиолетовых гранатах хлорит зеленоватый, на оранжевых и красных – желтоватый или золотистый. Элементы рельефа растворения более крупные на оранжевых и красных гранатах, у них же по сравнению с фиолетовыми более высокая степень замещения, то есть устойчивость граната в данных условиях изменяется примерно так же, как и в гипергенных [2, 13–15]. Наиболее устойчивые в данных условиях хромшпинелиды, однако и они растворяются с образованием контрастного мелкокавернозного рельефа по всей поверхности зерна; кроме того, развивается микротрещиноватость, поражающая наружную часть (зону) зерна.

Существенно различаются соотношения ультраосновного и основного магматизма на других древних платформах мира, где иной состав пород, вмещающих диатремы. Наиболее перспективным для поисков алмазоносных диатрем в пределах ВЕП является Зимнебережный район кимберлитового и родственного ему магматизма [31–33], в пределах которого выделены пять полей: Золотикское (трубки Ломоносовская, Пионерская, Карпинского-1 и 2, Архангельская, Снегурочка, Поморская, Кольцовская, Первомайская и др.);

Верхотинское (Волчья, Верхотинская, Осетинская, Майская и др.); Кепинское (Октябрьская и др.); Мельское (известен один силл); Полтозерское (многочисленные трубки базальтоидов). В расположении различных магматитов Зимнебережного района отмечается определённая закономерность [29, 30, 32, 33]: с запада на восток снижается алмазность кимберлитов. В районе алмазоносных диатрем не отмечено существенное изменение ИМК (рисунки 10 и 11). Возраст кимберлитового

и родственного ему вулканизма связан с фазой раннегерцинской тектонической активизации, проявившейся в девоне–карбоне.

Таким образом, первичные кимберлитовые минералы (пироп, пикроильменит и хромшпинелиды) неустойчивы в зоне метасоматоза, связанного с интрузиями траппов, и испытывают глубокие физико-химические изменения. В подобных условиях неустойчив также и алмаз, подвергающийся каталитическому окислению. Поэтому в зоне метасоматоза

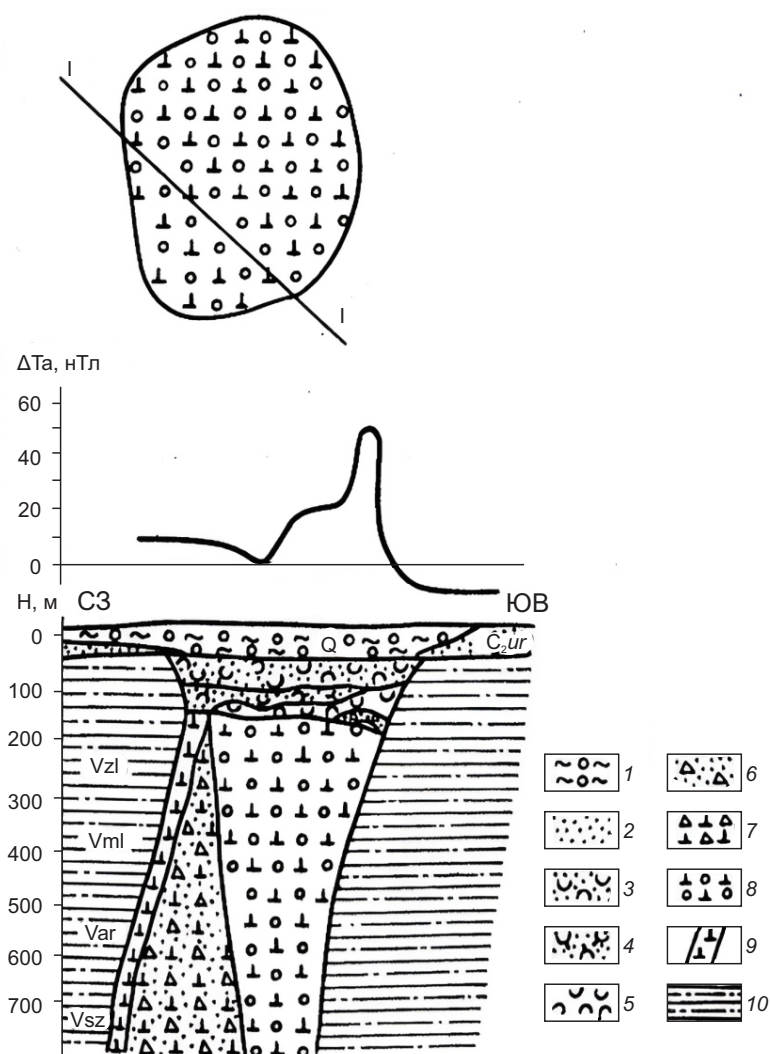


Рис. 10. Схематический план и геологический разрез кимберлитовой трубки Карпинская-1 [38, 47]:

1 – современные отложения; 2 – песчаники урзугской свиты среднего карбона; 3–6 – породы кратерной фации: 3 – песчаники с примесью кимберлитового материала, 4 – туффиты, 5 – туфопесчаники, 6 – брекчии осадочных пород; 7–9 – кимберлитовые породы: 7 – ксенотуфобрекчия, 8 – автолитовая брекчия, 9 – дайки туффизитов; 10 – глинисто-песчаные породы венда

можно ожидать появление на алмазах своеобразных каверн каталитического окисления и общее снижение содержания полезного компонента. Под воздействием трапповой интрузии на кимберлиты и вмещающие их породы в начальные стадии метаморфизма при изменении флогопита и хлорита

происходит в основном уменьшение степени упорядоченности их структур. Однако в отличие от хлорита, тенденция уменьшения степени упорядоченности флогопита по мере приближения содержащих его пород к трапповой интрузии выражена слабее и усиливается лишь с началом процесса

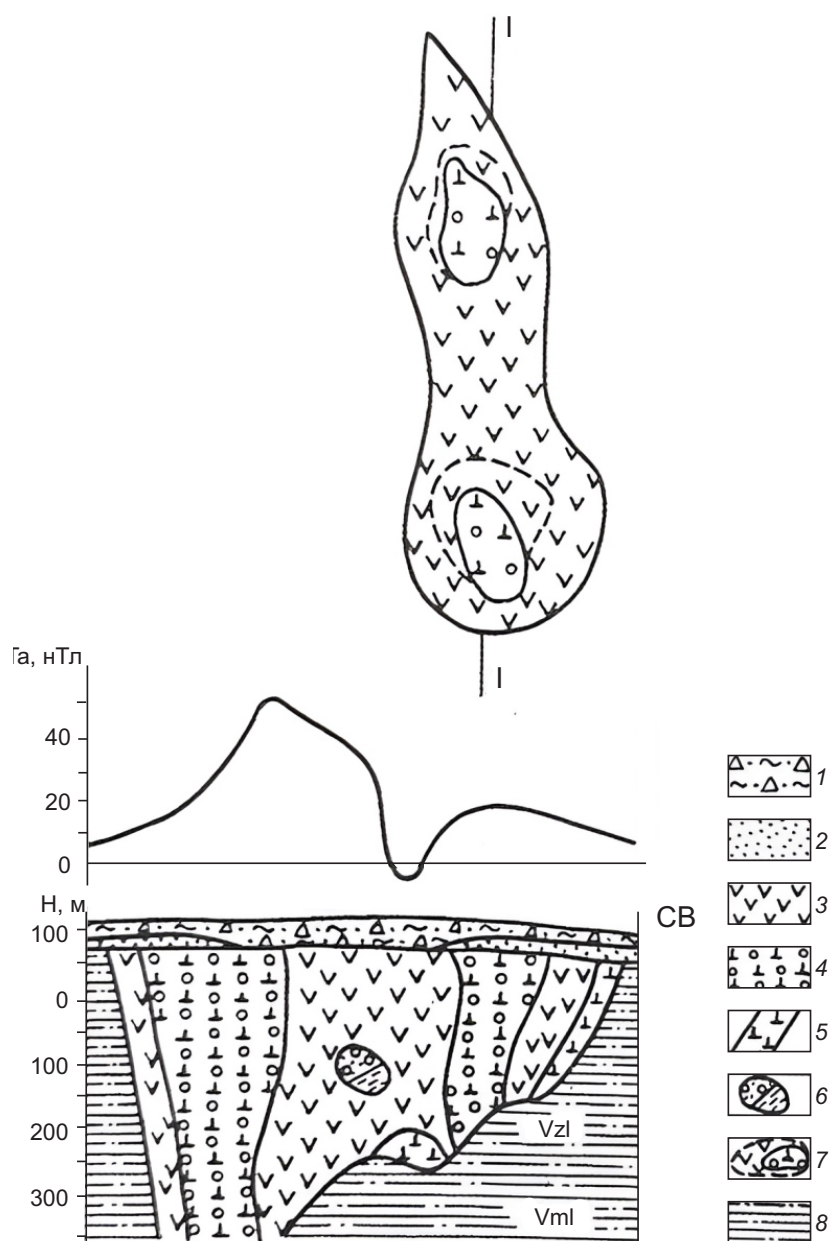


Рис. 11. Схематический план и геологический разрез кимберлитовой трубки Карпинская-2 [47]:

1 – современные отложения; 2 – песчаники урзургской свиты среднего карбона; 3–5 – кимберлитовые породы: 3 – ксенотуфобрекчия, 4 – автолитовая брекчия, 5 – дайки туффизитов; 6 – ксенолит осадочных пород; 7 – границы зон туфобрекчий вокруг штокообразных тел автолитовых брекчий (на плане); 8 – глинисто-песчаные породы венда

хлоритизации минерала. Необходимо подчеркнуть, что все описанные изменения связаны с интрузиями дифференцированных траппов; «сухие» траппы не оказывают практически никакого воздействия на кимберлитовые минералы или эти изменения очень незначительны. Под влиянием внедрившейся в кимберлитовое тело основной магмы произошла метаморфизация карбонат-серпентиновой породы, в результате чего возникли приконтактные новообразования, более мощные висячем боку силла и сравнительно маломощные

в лежащем. Метаморфизация наиболее удалённых от силла участков проявилась в перекристаллизации слагающих тело трубки минералов, которая по направлению к силлу сменяется хлоритизацией, доминирующей по всей прилегающей к долериту части трубки. Особенности вещественного состава изменённых кимберлитовых и трапповых пород следует учитывать при планировании и проведении прогнозно-поисковых работ и в первую очередь на перспективных территориях, где одновременно распространены эти магматические образования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В. П., Елисеев А. П., Надолинный В. А., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И., Рылов Г. М., Томилenco А. А., Горяйнов С. В., Юрьева О. П., Сонин В. М., Чепуров А. И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю. Л. Орлова) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2000. – № 5. – С. 79–97.
2. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1987. – № 1. – С. 90–96.
3. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Соколов В. Н. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород // Минералогия зоны гипергенеза. – М. : ИГЕМ АН СССР. – 1980. – С. 45–54.
4. Афанасьев В. П., Похилenko Н. П., Логвинова А. М., Зинчук Н. Н., Ефимова Э. С., Сафьянников В. И., Красавчиков В. О., Подгорных М. 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.
5. Бардухинов Л. Д., Зинчук Н. Н. Алмазы из древних осадочных толщ и их поставщики (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Руды и металлы. – 2022. – № 2. – С. 65–86.
6. Бардухинов Л. Д., Седых Е. М., Евстратов А. А. [и др.] Первые результаты изучения крупных алмазов из промышленных месторождений Якутии // Геология рудных месторождений. – 2024. – Вып. 66, № 4. – С. 363–384.
7. Зинчук Н. Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2021. – № 4. – С. 35–52.
8. Зинчук Н. Н. Геолого-тектоническое строение и особенности развития Сибирской платформы в связи с алмазопромышленными работами // Отечественная геология. – 2024. – № 3. – С. 43–72.
9. Зинчук Н. Н. Докембрийские источники алмазов в россыпях фанерозоя // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2021. – № 3. – С. 50–61.
10. Зинчук Н. Н. Карбонизация кимберлитов при постмагматических процессах // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2017. – № 4. – С. 63–71.
11. Зинчук Н. Н. Кора выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. – 2022. – № 2. – С. 100–120.
12. Зинчук Н. Н. Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2022. – № 4. – С. 38–52.
13. Зинчук Н. Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопромышленных работах // Вестник СВФУ. Научные исследования. – 2023. – № 1 (29). – С. 5–28.
14. Зинчук Н. Н. О геолого-поисковых типах кимберлитовых трубок // Известия Коми НЦ УрО РАН. Научные исследования. – 2023. – № 2 (60). – С. 43–56.
15. Зинчук Н. Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. – 2023. – № 1. – С. 42–55.
16. Зинчук Н. Н. Основные черты гипергенного изменения пород различного состава // Вестник Пермского университета. Геология. – 2014. – № 3 (24). – С. 19–29.
17. Зинчук Н. Н. Особенности алмазности разных фаз внедрения кимберлитов // Отечественная геология. – 2017. – № 1. – С. 105–111.
18. Зинчук Н. Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдяных кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. – 2023. – Т. 22, № 1. – С. 32–50.
19. Зинчук Н. Н. Особенности кальцита из кимберлитовых пород // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2023. – № 2. – С. 28–43.

20. Зинчук Н. Н. Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. – 2018. – № 2. – С. 29–39.
21. Зинчук Н. Н. Особенности серпентинизации кимберлитовых пород // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2017. – № 3. – С. 66–74.
22. Зинчук Н. Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. – 2022. – № 4. – С. 34–49.
23. Зинчук Н. Н. Особенности состава и распределения слюдястых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1991. – № 7. – С. 58–66.
24. Зинчук Н. Н. Особенности состава основной массы кимберлитов // Отечественная геология. – 2025. – № 1. – С. 79–103.
25. Зинчук Н. Н. Петрографическая характеристика основных типов пород перспективных на алмазы верхнепалеозойских осадочных толщ Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 16. – Пермь : ПГНУ, 2013. – С. 88–108.
26. Зинчук Н. Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отечественная геология. – 2022. – № 1. – С. 36–47.
27. Зинчук Н. Н. Сульфаты в кимберлитовых породах // Отечественная геология. – 2023. – № 2. – С. 56–72.
28. Зинчук Н. Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. – 2021. – № 2. – С. 41–56.
29. Зинчук Н. Н., Афанасьев В. П. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1998. – № 2. – С. 66–71.
30. Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. Алмазы из низкопродуктивных кимберлитов // Руды и металлы. – 2022. – № 1. – С. 77–93.
31. Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. Алмазы из полупромышленных кимберлитов // Вестник Воронежского ун-та. Геология. – 2022. – № 2. – С. 32–45.
32. Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. О специфике докембрийских источников алмазов в россыпях // Вестник Пермского университета. Геология. – 2022. – Т. 21, № 2. – С. 149–166.
33. Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. О специфике изучения алмаза при прогнозно-поисковых работах (на примере Сибирской платформы) // Руды и металлы. – 2021. – № 3. – С. 59–75.
34. Зинчук Н. Н., Борис Е. И. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1981. – № 8. – С. 22–29.
35. Кедрова Т. В., Богуш И. Н., Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д., Липашова А. Н., Афанасьев В. П. Россыпи алмазов Накынского кимберлитового поля // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63, № 3. – С. 291–302.
36. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Горшков А. И. Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. – 2003. – № 1. – С. 87–96.
37. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Соколов В. Н. Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. – 1982. – № 2. – С. 42–53.
38. Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений : специальность 04.00.20 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учёного степен. канд. геол.-минерал. наук / Коптиль Василий Иванович. – Новосибирск : ИГМ СО РАН, 1994. – 25 с.
39. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратиферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. – 2003. – № 2. – С. 57–68.
40. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. – 2001. – № 12. – С. 45–51.
41. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. – 2001. – Т. 76, № 1. – С. 45–53.
42. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н., Кузьмин В. А. Морфогенетические разновидности каолинита в корях выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корях выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 2006. – № 5. – С. 19–25.
43. Лапин А. В., Толстов А. В., Антонов А. В. Изотопный состав Sr- и Nd-кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // Доклады РАН. – 2007. – Т. 414, № 1. – С. 78–82.
44. Мацюк С. С., Зинчук Н. Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М. : Недра, 2001. – 428 с.
45. Савко А. Д., Зинчук Н. Н., Шевырёв Л. Т. [и др.] Алмазоносность Воронежской антеклизы // Труды НИИГ Воронежского ун-та. – 2003. – Т. 17. – 121 с.

46. Серокуров Ю. Н., Калмыков В. Д., Зуев В. М. Космические методы при прогнозировании и поисках месторождений алмазов. – М. : Недра, 2001. – 198 с.
47. Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. – М. : Недра, 1998. – 555 с.
48. Afanasev V. P., Zinchuk N. N., Griffin V. L. [et al.] Diamond prospects in the Southwestern plunkt of the Tungusk Sineklise // *Geology of ore Deposits*. – 2005. – V. 47, № 1. – P. 45–62.
49. Rosen O. M., Serenko V. P., Spetsius Z. V. [et al.] Yakutian kimberlite province: Position in the Siberian craton and composition of the upper and lower crust // *Geology and Geofizika*. – 2002. – V. 43, № 1. – P. 3–26.
50. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Siberian Platform // *Petrology*. – 2001. – V. 9, № 6. – P. 576–588.

REFERENCES

1. Afanasyev V. P., Eliseev A. P., Nadolinny V. A., Zinchuk N. N., Koptil V. I., Rylov G. M., Tomilenko A. A., Goryainov S. V., Yuryeva O. P., Sonin V. M., Chepurov A. I. Mineralogiya i nekotoryye voprosy genezisaalmazov V i VII raznovidnostey (po klassifikatsii Yu. L. Orlova) [Mineralogy and some questions of the genesis of diamonds of types V and VII (according to the classification of Yu. L. Orlov)], *Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Geologiya*, 2000, No. 5, pp. 79–97. (In Russ.)
2. Afanasyev V. P., Zinchuk N. N. Minerageniya drevnikh rossypeyalmazov vostochnogo borta Tungusskoy sineklizy [Minerageny of ancient diamond placers of the eastern edge of the Tunguska syneclise], *Geology and geophysics*, 1987, No. 1, pp. 90–96.
3. Afanasyev V. P., Zinchuk N. N., Kharkiv A. D., Sokolov V. N. Zakonomernosti izmeneniya mantiynykh mineralov v kore vyvetrivaniya kimberlitovykh porod [Regularities of changes in mantle minerals in the weathering crust of kimberlite rocks], *Minerageniya zony gipergeneza*, Moscow, IGM AN SSSR publ., 1980, pp. 45–54. (In Russ.)
4. Afanasyev V. P., Pokhilenko N. P., Logvinova A. M., Zinchuk N. N., Efimova E. S., Safyannikov V. I., Kravchikov V. O., Podgornyykh M. M., Prugov V. P. Features of the morphology and composition of some chrome spinels from diamond-bearing areas in connection with the problem of “false” kimberlite indicators [Features of the morphology and composition of some chrome spinels from diamond-bearing areas in connection with the problem of “false” kimberlite indicators], *Geologiya i geofizika*, 2000, V. 41, No. 12, pp. 1729–1741. (In Russ.)
5. Bardukhinov L. D., Zinchuk N. N. Almazy iz drevnikh osadochnykh tolshch i ikh postavshchiki (na primere Yakutskoy kimberlitovoy provintsii) [Diamonds from ancient sedimentary strata and their suppliers (using the example of the Yakut kimberlite province)], *Rudy i metally [Ores and metals]*, 2022, No. 2, pp. 65–86. (In Russ.)
6. Bardukhinov L. D., Sedykh Ye. M., Yevstratov A. A. [et al.] Pervyye rezultaty izucheniya krupnykhalmazov iz promyshlennykh mestorozhdeniy Yakutii [First results of the study of large diamonds from industrial deposits of Yakutia], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 2024, Is. 66, No. 4, pp. 363–384. (In Russ.)
7. Zinchuk N. N. Geologicheskiye issledovaniya pri poiskakhalmaznykh mestorozhdeniy [Geological research in the search for diamond deposits], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2021, No. 4, pp. 35–52. (In Russ.)
8. Zinchuk N. N. Geologo-tektonicheskoye stroyeniye i osobennosti razvitiya Sibirskoy platformy v svyazi salmazoposkovymi rabotami [Geological and tectonic structure and features of the development of the Siberian platform in connection with diamond prospecting operations], *Otechestvennaya geologiya*, 2024, No. 3, pp. 43–72. (In Russ.)
9. Zinchuk N. N. Dokembriyskiye istochnikialmazov v rosspyakh fanerozoia [Precambrian sources of diamonds in Phanerozoic placers], *Vestnik Voronezhskogo un-ta. Geologiya*, 2021, No. 3, pp. 50–61. (In Russ.)
10. Zinchuk N. N. Karbonatizatsiya kimberlitov pri postmagmaticheskikh protsessakh [Carbonatization of kimberlites during postmagmatic processes], *Vestnik Voronezhskogo un-ta. Geologiya*, 2017, No. 4, pp. 63–71. (In Russ.)
11. Zinchuk N. N. Kory vyvetrivaniya i ikh rol v formirovani postkimberlitovykh osadochnykh tolshch [Weathering crusts and their role in the formation of postkimberlite sedimentary strata], *Rudy i metally [Ores and metals]*, 2022, No. 2, pp. 100–120. (In Russ.)
12. Zinchuk N. N. Kremnistyye mineraly v kimberlitakh [Siliceous minerals in kimberlites], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2022, No. 4, pp. 38–52. (In Russ.)
13. Zinchuk N. N. Litologo-stratigraficheskiye issledovaniya prialmazoposkovykh rabotakh [Lithological and stratigraphic studies during diamond prospecting], *Vestnik SVFU. Nauki o Zemle*, 2023, No. 1 (29), pp. 5–28. (In Russ.)
14. Zinchuk N. N. O geologo-poiskovykh tipakh kimberlitovykh trubok [On geological exploration types

- of kimberlite pipes], *Izvestiya Komi NTS UrO RAN. Nauki o Zemle*, 2023, No. 2 (60), pp. 43–56. (In Russ.)
15. Zinchuk N. N. O geokhimicheskikh osobennostyakh raznovozrastnykh obrazovaniyalmazoperspektivnykh territoriy [On the geochemical features of formations of different ages in diamond-promising territories], *Otechestvennaya geologiya*, 2023, No. 1, pp. 42–55. (In Russ.)
 16. Zinchuk N. N. Osnovnyye cherty gipergennogo izmeneniya porod razlichnogo sostava porod razlichnogo soctava [Main features of hypergene alteration of rocks of different composition], *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, 2014, No. 3 (24), pp. 19–29. (In Russ.)
 17. Zinchuk N. N. Osobennosti almazonosnosti raznykh faz vnedreniya kimberlitov [Features of diamond-bearing capacity of different phases of kimberlite intrusion], *Otechestvennaya geologiya*, 2017, No. 1, pp. 105–111. (In Russ.)
 18. Zinchuk N. N. Osobennosti gidrotermalnogo i gipergennogo izmeneniya slyudistykh kimberlitov [Features of hydrothermal and supergene alteration of mica kimberlites], *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, 2023, V. 22, No. 1, pp. 32–50. (In Russ.)
 19. Zinchuk N. N. Osobennosti kaltsita iz kimberlitovykh porod [Features of calcite from kimberlite rocks], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2023, No. 2, pp. 28–43. (In Russ.)
 20. Zinchuk N. N. Osobennosti mineralov slyud v kimberlitakh [Features of mica minerals in kimberlites], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2018, No. 2, pp. 29–39. (In Russ.)
 21. Zinchuk N. N. Osobennosti serpentinizatsii kimberlitovykh porod [Features of serpentization of kimberlite rocks], *Vestnik Voronezhskogo un-ta. Geologiya*, 2017, No. 3, pp. 66–74. (In Russ.)
 22. Zinchuk N. N. Osobennosti petrograficheskogo izucheniya kimberlitovykh porod [Features of petrographic study of kimberlite rocks], *Otechestvennaya geologiya*, 2022, No. 4, pp. 34–49. (In Russ.)
 23. Zinchuk N. N. Osobennosti sostava i raspredeleniya slyudistykh obrazovaniy v kimberlitovykh porodakh Yakutii [Features of the composition and distribution of mica formations in kimberlite rocks of Yakutia], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1991, No. 7, pp. 58–66. (In Russ.)
 24. Zinchuk N. N. Osobennosti sostava osnovnoy massy kimberlitov [Features of the composition of the main mass of kimberlites], *Otechestvennaya geologiya*, 2025, No. 1, pp. 79–103. (In Russ.)
 25. Zinchuk N. N. Petrograficheskaya kharakteristika osnovnykh tipov porod perspektivnykh na almazy verkhnepaleozoyskikh osadochnykh tolshch Sibirskoy platformy [Petrographic characteristics of the main rock types of the Upper Paleozoic sedimentary strata of the Siberian platform that are promising for diamonds], *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnyye chteniya pamyati P. N. Chirvinskogo. Is.16, Perm, PGNU publ.*, 2013, pp. 88–108. (In Russ.)
 26. Zinchuk N. N. Rol petrologo-mineralogicheskikh i geokhimicheskikh issledovaniy v otsenke potentsialnoy almazonosnosti kimberlitov [The role of petrological-mineralogical and geochemical studies in assessing the potential diamond content of kimberlites], *Otechestvennaya geologiya*, 2022, No. 1, pp. 36–47. (In Russ.)
 27. Zinchuk N. N. Sulfaty v kimberlitovykh porodakh [Sulfates in kimberlite rocks], *Otechestvennaya geologiya*, 2023, No. 2, pp. 56–72. (In Russ.)
 28. Zinchuk N. N. Tipomorfnyye svoystva indikatornykh mineralov kimberlitov i ikh ispolzovaniye pri prognozirovanii mestorozhdeniy almaza na Sibirskoy platforme [Typomorphic properties of indicator minerals of kimberlites and their use in predicting diamond deposits on the Siberian platform], *Otechestvennaya geologiya*, 2021, No. 2, pp. 41–56. (In Russ.)
 29. Zinchuk N. N., Afanasyev V. P. Geneticheskiye tipy i osnovnyye zakonomernosti formirovaniya almazonosnykh rossypey [Genetic types and basic patterns of formation of diamond-bearing placers], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1998, No. 2, pp. 66–71. (In Russ.)
 30. Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D. Almazy iz nizkoproduktivnykh kimberlitov [Diamonds from low-productivity kimberlites], *Rudy i metally [Ores and metals]*, 2022, No. 1, pp. 77–93. (In Russ.)
 31. Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D. Almazy iz polupromyshlennykh kimberlitov [Diamonds from semi-industrial kimberlites], *Vestnik Voronezhskogo un-ta. Geologiya*, 2022, No. 2, pp. 32–45. (In Russ.)
 32. Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D. O spetsifike dokembriyskikh istochnikov almazov v rossypyakh [On the specifics of Precambrian sources of diamonds in placers], *Vestnik Permskogo un-ta. Geologiya*, 2022, V. 21, No. 2, pp. 149–166. (In Russ.)
 33. Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D. O spetsifike izucheniya almaza pri prognozno-poiskovykh rabotakh (na primere Sibirskoy platformy) [On the specifics of studying diamond during forecasting and prospecting work (using the example of the Siberian platform)], *Rudy i metally [Ores and metals]*, 2021, No. 3, pp. 59–75. (In Russ.)
 34. Zinchuk N. N., Boris Ye. I. O kontsentratsii produktov pereotlozheniya kor vyvetrivaniya v verkhnepaleozoyskikh osadochnykh tolshchakh vostochnogo borta Tungusskoy sineklizy [On the concentration of products of redeposition of weathering crusts in the Upper Paleozoic sedimentary strata of the eastern side of the Tunguska syncline], *Geologiya i geofizika*, 1981, No. 8, pp. 22–29. (In Russ.)
 35. Kedrova T. V., Bogush I. N., Zinchuk N. N., Bardukhin-

- ov L. D., Lipashova A. N., Afanasyev V. P. Rossypi almazov Nakynskogo kimberlitovogo polya [Diamond placers of the Nakyn kimberlite field], *Geologiya i geofizika*, 2022, V. 63, No. 3, pp. 291–302. (In Russ.)
36. Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D., Gorshkov A. I. Identifikatsiya i genezis lizardit-saponitovogo smeshanosloynogo obrazovaniya v kimberlitakh odnoy iz trubok Yuzhnoy Afriki [Identification and genesis of a lizardite-saponite mixed-layer formation in kimberlites of one of the pipes of South Africa], *Litologiya i poleznyye iskopayemye*, 2003, No. 1, pp. 87–96. (In Russ.)
37. Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D., Sokolov V. N. Izmeneniye mineralnogo sostava i strukturnykh osobennostey kimberlitov Yakutii v protsesse vyvetrivaniya [Changes in the mineral composition and structural features of Yakutia kimberlites during weathering], *Geologiya i geofizika*, 1982, No. 2, pp. 42–53. (In Russ.)
38. Koptil V. I. Tipomorfizm almazov severo-vostoka Sibirskoy platformy v svyazi s problemoy prognozirovaniya i poiskov almaznykh mestorozhdeniy [Typomorphism of diamonds of the north-eastern Siberian platform in connection with the problem of forecasting and prospecting for diamond deposits], *Novosibirsk, IGM SO RAN publ.*, 1994, 25 p. (In Russ.)
39. Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N. Ob anomalii obshchey skhemy preobrazovaniya razbukhayushchikh glinistykh mineralov pri pogruzhении soderzhashchikh ikh otlozheniy v stratisferu [On the anomaly of the general scheme of transformation of swelling clay minerals during the immersion of sediments containing them into the stratisphere], *Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Seriya geologiya*, 2003, No. 2, pp. 57–68. (In Russ.)
40. Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N. Usloviya nakopleniya i postsedimentatsionnogo preobrazovaniya glinistykh mineralov v osadochnom chekhle zemnoy kory [Conditions for the accumulation and post-sedimentation transformation of clay minerals in the sedimentary cover of the earth's crust], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2001, No. 12, pp. 45–51. (In Russ.)
41. Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N. Usloviya nakopleniya i postsedimentatsionnogo preobrazovaniya glinistykh mineralov v osadochnom chekhle zemnoy kory [Conditions of accumulation and postsedimentary transformation of clay minerals in the sedimentary cover of the earth's crust], *Byulleten MOIP. Otdel geologicheskii*, 2001, T. 76, No. 1, pp. 45–53. (In Russ.)
42. Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N., Kuzmin V. A. Morfo-geneticheskiye raznovidnosti kaolinita v korakh vyvetrivaniya i osadochnom chekhle zemnoy kory. Statya 1. Mekhanizm obrazovaniya kaolinita v korakh vyvetrivaniya razlichnykh petrokhimicheskikh tipov porod [Morphogenetic varieties of kaolinite in weathering crusts and sedimentary cover of the earth's crust. Article 1. Mechanism of kaolinite formation in weathering crusts of various petrochemical rock types], *Izvestiya VUZov. Geologiya i razvedka*, 2006, No. 5, pp. 19–25. (In Russ.)
43. Lapin A. V., Tolstov A. V., Antonov A. V. Izotopnyy sostav Sr- i Nd-kimberlitov i konvergentnykh s nimi porod Sibirskoy platformy [Isotopic composition of Sr- and Nd-kimberlites and convergent rocks of the Siberian platform], *Doklady RAN*, 2007, V. 414, No. 1, pp. 78–82. (In Russ.)
44. Matsyuk S. S., Zinchuk N. N. Opticheskaya spektroskopiya mineralov verkhney mantii [Optical spectroscopy of upper mantle minerals], *Moscow, Nedra publ.*, 2001, 428 p. (In Russ.)
45. Savko A. D., Zinchuk N. N., Shevyrov L. T. [et al.] Almazonosnost Voronezhskoy anteklizy [Diamond potential of the Voronezh antecline], *Trudy NIIG Voronezhskogo un-ta*, 2003, T. 17, 121 p. (In Russ.)
46. Serokurov YU. N., Kalmykov V. D., Zuyev V. M. Kosmicheskiye metody pri prognozirovanii i poiskakh mestorozhdeniy almazov [Space methods in forecasting and searching for diamond deposits], *Moscow, Nedra publ.*, 2001, 198 p. (In Russ.)
47. Kharkiv A. D., Zinchuk N. N., Kruchkov A. I. Korennyye mestorozhdeniya almazov mira [Primary diamond deposits of the world], *Moscow, Nedra publ.*, 1998, 555 p. (In Russ.)
48. Afanasev V. P., Zinchuk N. N., Griffin V. L. [et al.] Diamond prospects in the Southwestern plunk of the Tungusk Sineklise, *Geology of ore Deposits*, 2005, V. 47, No. 1, P. 45–62.
49. Rosen O. M., Serenko V. P., Spetsius Z. V. [et al.] Yakutian kimberlite province: Position in the Siberian craton and composition of the upper and lower crust, *Geologiya and Geofizika*, 2002, V. 43, No. 1, pp. 3–26.
50. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Siberian Platform, *Petrology*, 2001, V. 9, No. 6, pp. 576–588.

Статья поступила в редакцию 03.04.25; одобрена после рецензирования 10.07.25; принята к публикации 10.07.25.
The article was submitted 03.04.25; approved after reviewing 10.07.25; accepted for publication 10.07.25.