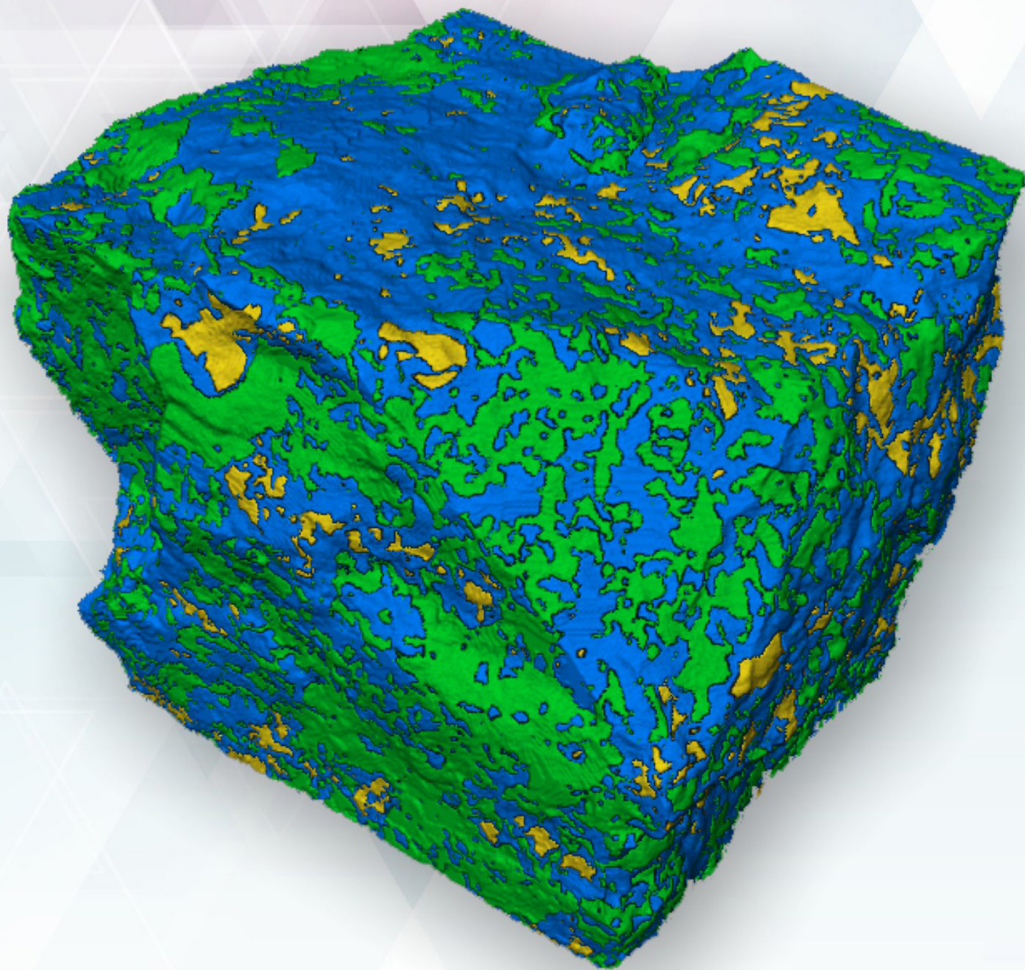




ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ФЕДЕРАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ЦЕНТРА  
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

# **СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ СВОЙСТВА СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД**



ПАО «ГМК «НОРИЛЬСКИЙ НИКЕЛЬ»»

ООО «НОРНИКЕЛЬ ТЕХНИЧЕСКИЕ СЕРВИСЫ»

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
КОЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

И. И. Никулин, Ю. А. Михайлова, А. О. Калашников, Н. Ю. Грошев,  
Д. Г. Степенчиков, Я. А. Пахомовский, Р. И. Кадыров

**СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ  
И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ СВОЙСТВА  
СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД**

Под общей редакцией проф., д. г.-м. н. В. И. Старостина



Издательство Кольского научного центра  
2022

УДК 553.4+553.08  
ББК 26.348  
В11

Печатается по решению Редакционного совета Кольского научного центра  
Российской академии наук

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор П. А. Игнатов  
(Геологический факультет РГГРУ-МГРИ им. С. Орджоникидзе);  
кандидат геолого-минералогических наук Т. В. Рундквист  
(Геологический институт КНЦ РАН)

Структурно-текстурные и вещественные свойства сульфидных  
медно-никелевых руд: монография / И. И. Никулин, Ю. А. Михайлова,  
А. О. Калашников, Н. Ю. Грошев., Д. Г. Степенщиков, Я. А. Пахомовский,  
В11 Р. И. Кадыров; под общей редакцией д. г.-м. н., проф. В. И. Старостина;  
Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова. — Апатиты:  
ФИЦ КНЦ РАН, 2022. — 82 с.: ил.  
ISBN 978-5-91137-467-9

В книге приведены результаты изучения структурно-вещественных характеристик руд Норильского района. Использовались методы трехмерной рентгеновской томографии, локального анализа химического состава минералов, химического анализа пород, морфогеометрического анализа распределения рудных минералов. Выявлена взаимосвязь фрактальной размерности рудных агрегатов с химическим и минеральным составом руд и химическим составом породообразующих и рудных минералов. Установлено, что по структурным характеристикам пород возможно распознавать и прогнозировать химический состав сульфидов, содержание элементов платиновой группы в породе, морфологию сульфидных агрегатов. Показана возможность использования структурных характеристик пород для восстановления рудогенетических процессов.

УДК 553.4+553.08  
ББК 26.348

Научное издание  
Редактор Ю. Н. Еремеева  
Технический редактор В. Ю. Жиганов  
Подписано в печать 26.05.2022. Формат бумаги 70×108 1/16.  
Усл. печ. л. 7.18. Заказ № 35. Тираж 500 экз.

ISBN 978-5-91137-467-9  
DOI:10.37614/978.5.91137.467.9

© Коллектив авторов, 2022  
© ПАО «ГМК «Норильский никель»», 2022  
© ООО «Норникель Технические сервисы», 2022  
© Геологический институт Кольского научного  
центра Российской академии наук, 2022

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ.....	4
ВВЕДЕНИЕ.....	6
1. ТЕОРИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА	
СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГОРНЫХ ПОРОД.....	7
1.1. Фрактальный анализ структурно-текстурных характеристик.....	7
1.2. Анализ анизотропии структур и текстур горных пород.....	11
2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	12
2.1. Краткая геологическая характеристика.....	12
2.2. Выделение рентгеноплотностных фаз с помощью 3D-рентгеновской томографии.....	16
2.3. Электронно-микроскопические исследования. Анализ 2D-размерности.....	19
2.4. Определение химического состава руд и пород.....	20
3. ТИПЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ. ВЗАИМОСВЯЗИ	
СТРУКТУРНЫХ И ВЕЩЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК.....	21
4. ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНЫХ (РЕНТГЕНОПЛОТНОСТНЫХ) ФАЗ	51
4.1. Рентгеноплотностная фаза 1.....	51
4.2. Рентгеноплотностная фаза 2.....	54
4.3. Рентгеноплотностная фаза 3.....	67
4.4. Рентгеноплотностная фаза 4.....	70
5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	
НА ОСНОВЕ ТЕКСТУРНЫХ МЕТРИК И КОРРЕЛЯЦИЙ.....	72
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. ПЕРСПЕКТИВЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ РАЗВИТИЯ	
МЕТОДИКИ.....	78
ЛИТЕРАТУРА.....	79



## ПРЕДИСЛОВИЕ

В конце XIX — начале XX вв. ученые математически описали необычные структуры, которые удалось изобразить много позже только с помощью компьютерной техники. Они характеризовались фундаментальным свойством, которое называется геометрической регулярностью, известное как инвариантность по отношению к масштабу, или самоподобие. Эти закономерности повторяются и определяют дробную размерность структуры. Структуры с бесконечно самоподобными геометрическими фигурами, каждый фрагмент которой повторяется при уменьшении масштаба, принято называть фракталами. Слово происходит от латинского *fractus*, одно из значений которого — «сломанный, разбитый». Широкую популярность фракталы обрели в 1983 г. после выхода книги Бенуа Мандельброта «Фрактальная геометрия природы».

В конце XX в. в Геологическом институте Кольского научного центра Российской академии наук (ГИ КНЦ РАН) фрактальные свойства геологических объектов исследовались на примере Хибинского ультращелочного массива, месторождений полосчатой железорудной формации Приимандровского района (Мурманская область) и др. Было показано фрактальное строение рудного вещества в масштабе от шлифа до месторождения (Горяинов, Иванюк 2001; Иванюк и др. 2009).

Геологическим коллективом ООО «Норильскгеология» (ныне ООО «Норникель Технические Сервисы») в разное время предпринимались попытки математически обосновать процессы ликвации и в целом динамической дифференциации становления рудоносных интрузий норильского типа. На каждом этапе образовывалось еще больше вопросов, чем получалось ответов — смоделировать природные процессы современными методами почти невозможно.

Со временем авторам этой монографии представилась возможность разработать методику не моделирования тех или иных процессов, связанных с рудообразованием, а выявления произошедших процессов и их возможной интенсивности. Если определенным образом разделить каждый уровень так, чтобы на других уровнях выделились бы такие же дробные размеры, то описываемую систему можно характеризовать как бы одним уравнением, отвечающим единому дробному значению. Это дробное значение можно с некоторой долей условности представить как коэффициент самоподобия исследуемой геологической системы. В реальности у одной системы может быть несколько дробных чисел, что обусловлено как раз неоднородной природой всего вокруг. Такие системы с одним или несколькими коэффициентами самоподобия обладают фрактальными свойствами, т. е. представляют собой совокупность разномасштабных элементов, причем распределение элементов на более мелком масштабном уровне в статистическом смысле подобно распределению на более крупных масштабах.

«Ученые с немалым удивлением и восторгом <...> уясняют для себя, что многие и многие формы, которые они до сих пор вынуждены были характеризовать как зернистые, гидроподобные, похожие на морские водоросли, странные, запутанные, ветвистые, ворсистые, морщинистые и т. п., отныне могут изучаться и описываться в строгих количественных терминах. Математики <...> будут удивлены и обрадованы, узнав, что фрактальные множества, считавшиеся до сих пор чем-то исключительным <...>, в некотором смысле должны происходить единственным образом из очень конкретных задач и что изучение природы должно помочь решить старые задачи

и поставить немало новых» (Юргенс и др. 1990). В качестве иллюстрации можно привести широко известный пример с распределением руд различных металлов. Руды, как известно, в земной коре распределены неравномерно и сконцентрированы в отдельных рудных районах, в пределах которых расположение месторождений и рудопроявлений носит такой же неравномерный характер. На более малых масштабных уровнях в рамках месторождений выделяются отдельные рудные тела и рудные зоны, в пределах которых рудная минерализация также распределена неоднородно. Степень неоднородности распределения характеризуется фрактальной размерностью множества, которая, в отличие от топологической размерности, является дробной величиной (Carlson 1991; Mandelbrot 1982). Изучению фрактальных свойств различных геологических систем посвящено множество работ (см., например, (Chandrasekhar et al. 2014; Kruhl 2013; Turcotte 1992; Горяинов, Иванюк 2001)).

В 2019 г. проводились экспериментальные исследования петроструктурных особенностей в 3D-варианте на примере каменного материала с рудоносных интрузивов Кольского полуострова. Все рудоносные интрузивы образуют зональные магматические тела, обусловленные динамической кристаллизацией при прохождении больших объемов магмы в условиях открытой системы, в отличие от безрудных, кристаллизация которых обусловлена однократным внедрением магмы в закрытой системе. Различные условия образования пород обуславливают количественные и качественные отличия петрографических структур и текстур в разных фациях рудоносных интрузивов. Эта зональность до настоящего времени изучена слабо, хотя имеет весьма контрастный характер, что делает ее применимой для локального и регионального прогноза сульфидных платино-медно-никелевых месторождений и может служить надежным индикатором при типизации рудоносных и нерудоносных интрузивов.

В 2020 г. проведены экспериментальные исследования аншлифов в BSE-изображении с вычислением фрактальных размерностей на примере каменного материала с рудоносных интрузивов. Выявленная фрактальная размерность рудных минералов 1,61–1,75 указывает на наличие многоэтапной ликвации. Для подтверждения обнаруженных закономерностей в 2021–2022 гг. исследования проводились в 3D-варианте, разработки методических указаний сравнивались с вновь полученными данными в 2D-варианте.

Авторы благодарны сотрудникам ООО «Норникель Технические сервисы» в содействии и, в частности, геологам ПАО «ГМК «Норильский Никель»» — В. Ф. Казакову, Ю. О. Мельникову, А. Г. Пилогину, В. А. Радько и другим за доброжелательность и обстоятельное участие в выполнении работ, изложенных в монографии; сотрудникам Геологического института КНЦ РАН Е. Э. Савченко, к. г.-м. н. А. А. Компанченко, д. г.-м. н. Н. Е. Козлову, к. г.-м. н. С. В. Мудруку, к. г.-м. н. Т. В. Рундквист, А. М. Сущенко.

## ВВЕДЕНИЕ

В процессе формирования любых горных пород вещество не только кристаллизуется / перекристаллизуется в виде наиболее термодинамически устойчивых в данных условиях минералов, но и одновременно приобретает структурно-текстурные характеристики, отражающие условия и динамику образования этих пород. Именно поэтому для горных пород и руд характерна взаимосвязь структурно-текстурных характеристик и вещественного состава. Структурно-текстурные особенности пород могут быть охарактеризованы визуально. Таким образом, например, выделяются массивные или директивные текстуры, сидеронитовая, офитовая и другие типы структур. Но возможна и строгая математическая оценка структурно-текстурных характеристик горных пород таких, как анизотропия или фрактальная размерность агрегатов рудных минералов. Следовательно, выяснив характер взаимосвязей между вещественным составом руды и значениями ее структурно-текстурных параметров, можно типизировать руды, предсказывать их состав и масштаб оруденения. Кроме того, на основе характера заполнения пространства рудным веществом можно выяснить условия и динамику формирования рудной минерализации.

Этот подход применяется на месторождениях, несущих самую разнообразную минерализацию. Примерами являются месторождения апатитовых руд в Хибинском массиве (Горяинов и др. 2007; Иванюк и др. 2009), железо-медно-золоторудные месторождения провинции Карахас, Бразилия (Haddad-Martim et al. 2017), жильные золоторудные месторождения (Blenkinsop and Sanderson 1999; McCaffrey and Johnston 1996; Roberts et al. 1999). Задачами данного исследования являлись количественное изучение структурно-текстурных характеристик базитов, содержащих сульфидную минерализацию и интеграция этих данных с геохимическими характеристиками такими, как состав рудных минералов, содержание элементов платиновой группы в породах и др.

Объектами исследования являлись интрузии Норильского рудного района: Хараелахская, Талнахская и Южно-Норильская. Комплексное изучение образцов пород и руд, включающее петрографические, минералогические, электронно-микроскопические, химические методы, позволило провести их типизацию; с использованием метода рентгеновской томографии по диапазонам значений текстурных характеристик были выработаны индикаторные текстурные критерии для оценки состава рудных минералов. Также в ходе исследования была установлена последовательность кристаллизации минералов как силикатных, так и рудных, сделаны некоторые предположения о генезисе и механизмах формирования сульфидного оруденения.

Результаты данного исследования вносят вклад в изучение процессов рудообразования в земной коре, а в практическом аспекте могут использоваться для сопровождения геологоразведочных работ.

## 1. ТЕОРИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГОРНЫХ ПОРОД

Движение жидкой фазы относительно твердой является фундаментальным процессом в земной коре, например, при формировании магматических плутонов, гидротермально-метасоматических процессах, а также при частичном плавлении глубинных пород и формировании магматических резервуаров. И, конечно, протекание жидкой фазы является одним из главнейших процессов для концентрации рудоносных жидкостей в магматических и постмагматических процессах, т. е. для рудогенеза.

Геологическое вещество структурировано от микрометровых до километровых масштабов, и эти структуры обладают различной сложностью. Качественное различие структур, выполняемое человеком, как правило, не представляет проблем, однако их количественное описание не всегда тривиально. При этом количественное описание структур требуется для их массового анализа и статистической обработки, выявления их связи с вещественным (минеральным) наполнением. Структуру рудного вещества можно определить как набор геометрических свойств рудных агрегатов таких, как, например, форма, размер, пространственное распределение, пространственная ориентация и т. п. Размеры рудных агрегатов могут варьировать от микронных масштабов до десятков метров. Эти структуры во многих случаях можно представить в виде бинарных паттернов, то есть как чисто геометрическое расположение одной «фазы» в пустом пространстве (Kruhl 2013), что позволяет использовать геометрические методы анализа структур, игнорируя на первом этапе состав и прочие свойства агрегатов.

Структуры минеральных агрегатов всегда являются отражением процессов, которые их сформировали или изменили. Следовательно, анализ структур (паттернов) может давать ценную информацию о структурообразующих процессах. Структуры могут быть очень простыми, описываемые евклидовой геометрией, например, отдельные идиоморфные кристаллы. Но в большинстве случаев структуры, образуемые рудными агрегатами, довольно сложны, и метрики евклидовой геометрии недостаточны для их полноценного количественного описания. Для количественного описания геологических структур одним из лучших методов является фрактальная геометрия (Mandelbrot 1982), как было продемонстрировано в работах (Kaue 1993, 1994; Peternell et al. 2011; Turcotte 1992; Горяинов, Иванюк 2001; Иванюк 1997). Также широко используются характеристики анизотропии геологических структур и текстур (Féménias et al. 2005; Gray et al. 2003; Higgins 2006; Peternell et al. 2011; Wenk 2002).

Опишем подробнее сущность фрактального анализа и анализа анизотропии геологических структур и текстур, а также приведем примеры их использования для характеристики геологических объектов.

### 1.1. Фрактальный анализ структурно-текстурных характеристик

В наиболее общем виде фрактал можно определить как объект, состоящий из частей, которые в некотором смысле самоподобны. Это подобие может быть как геометрическим, так и статистическим (Mandelbrot 1982). Более строго фрактал определяется как множество точек в евклидовом пространстве, имеющее дробную метрическую размерность (Falconer 2003).

Фрактальную размерность можно определить, отталкиваясь от евклидовой размерности. Евклидова (топологическая) размерность фигуры определяется числом координат, требуемых для однозначного определения положения на ней любой ее точки. Так, точка является нуль-мерным объектом, линия — одномерным, поверхность — двумерным, объемная фигура — трехмерным. Если разделить единичный отрезок на любое число  $N$  равных частей, то каждую часть можно считать копией всего отрезка, уменьшенной в  $1 / r$  раз. Очевидно, что  $N$  и  $r$  связаны соотношением  $Nr = 1$ . Точно так же, если единичный квадрат разбить на  $N$  равных

квадратов с площадью, в  $1/r^2$  раз меньшей площади исходного квадрата,  $N$  и  $r$  будут связаны соотношением  $Nr^2 = 1$ , а в случае аналогичного разбиения куба — соотношением  $Nr^3 = 1$ . Таким образом, размерность  $D$  этих фигур равна степени при коэффициенте подобия  $r$ :

$$Nr^D = 1. \quad (1.1)$$

Следовательно,

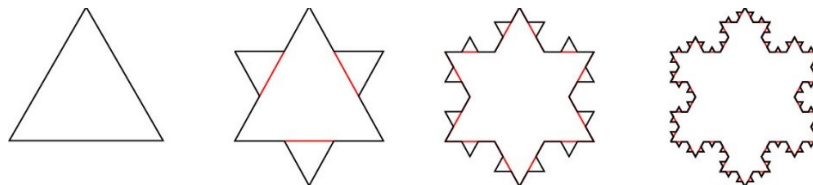
$$D = \frac{\log N}{\log(1/r)}. \quad (1.2)$$

Вычисленная таким образом размерность называется размерностью подобия  $D_S$ . Существует класс объектов, характеризующихся дробной величиной  $D_S$ , которая в этом случае выступает в качестве одной из разновидностей фрактальной размерности, а сами объекты называются фракталами.

В качестве примера рассмотрим построение снежинки Коха (рис. 1.1). Каждую сторону  $[0, 1]$  равностороннего треугольника разбивают на 3 равные части и заменяют средний интервал (красные отрезки на рис. 1.1) равносторонним треугольником без этого сегмента. На следующем шаге эту же операцию проводят с 12 образовавшимися отрезками. После бесконечного повторения этой процедуры получается кривая Коха, топологическая размерность которой, как и любой линии, равна 1. При первом разбиении для покрытия кривой Коха необходимо 12 отрезков длиной  $1/3$ , при втором — 48 отрезков длиной  $1/9$ , при третьем — 192 отрезка длиной  $1/27$  и т. д.; при  $n$ -м преобразовании необходимо  $3 \cdot 4^n$  отрезка длиной  $1/3^n$ . Следовательно, размерность подобия (фрактальная размерность) снежинки Коха вычисляется следующим образом:

$$D_S = \frac{\log 4^n}{\log(1/(1/3^n))} = \frac{\log 4}{\log 3} = 1,26186 \dots \quad (1.3)$$

Таким образом, снежинка Коха — это топологически промежуточная фигура между линией и поверхностью. Одним из следствий этого является то, что после первой итерации длина снежинки Коха равна 4, после второй —  $4^2/3$ , после  $n$ -ой итерации —  $4^n/3^{n-1}$ , т. е. при  $n \rightarrow \infty$  длина кривой Коха равна бесконечности.



**Рис. 1.1.** Пример фигуры с дробной размерностью: первые четыре итерации построения снежинки Коха,  $D \approx 1,2619$

Вычисление фрактальной размерности, исходя из алгоритма построения фрактального множества, возможно только для математических фракталов. Для реально наблюдаемых фракталоподобных структур этого сделать невозможно, поэтому применяют различные эмпирически определяемые размерности, которые так или иначе соотносятся с теоретически выводимой фрактальной размерностью. Это, например, информационная и корреляционная, упаковочная, клеточная размерности, размерности Ляпунова, Реньи, Хигути и др. Несмотря на то, что в общем случае эти размерности не эквивалентны, для большинства классических фракталов они совпадают. Чаще всего в практических задачах используется размерность Минковского (Минковского–Булиганда, клеточная размерность, box dimension).

Клеточная размерность — это эмпирический способ определения фрактальной размерности некоего множества  $A$  в евклидовом пространстве  $\mathbf{R}^n$ . Для вычисления клеточной размерности  $D_b$  множества  $A$  представим, что это множество лежит



на равномерно распределенной сетке с размером ячейки  $r$ , и подсчитаем количество  $N$  ячеек этой сетки, потребовавшееся для покрытия этого множества. Клеточная размерность вычисляется путем наблюдения, как меняется это количество ячеек при последовательном уменьшении размеров ячеек сетки, а именно:

$$D_b(A) = \lim_{r \rightarrow \infty} \frac{\log N(r)}{\log(1/r)} \quad (1.4)$$

В случаях анализа гладких паттернов определенная таким образом клеточная размерность будет совпадать с евклидовой.

Фрактальный анализ используется в геологии с 1980-х гг. Вообще, одним из примеров, введенным Б. Мандельбротом для популярного объяснения сущности фрактальной теории, было распределение меди по месторождениям: зависимость ее запасов от количества месторождений с соответствующими запасами имеет экспоненциальный характер и, принимая во внимание, что это распределение — отражение пространственного (геометрического) распределения меди в земной коре, можно заключить, что она распределена фрактально как в статистическом, так и в геометрическом смысле (Mandelbrot 1982). Позже эти во многом умозрительные выводы Б. Мандельброта были подтверждены работами геологов как на локальном уровне (масштаб рудного района), так и региональном – континентальном (масштаб металлогенической провинции) (Blenkinsop and Sanderson 1999; Carlson 1991; Haddad-Martim et al. 2017; Ivanyuk et al. 2012; McCaffrey and Johnston 1996; Горяинов, Иванюк 2001).

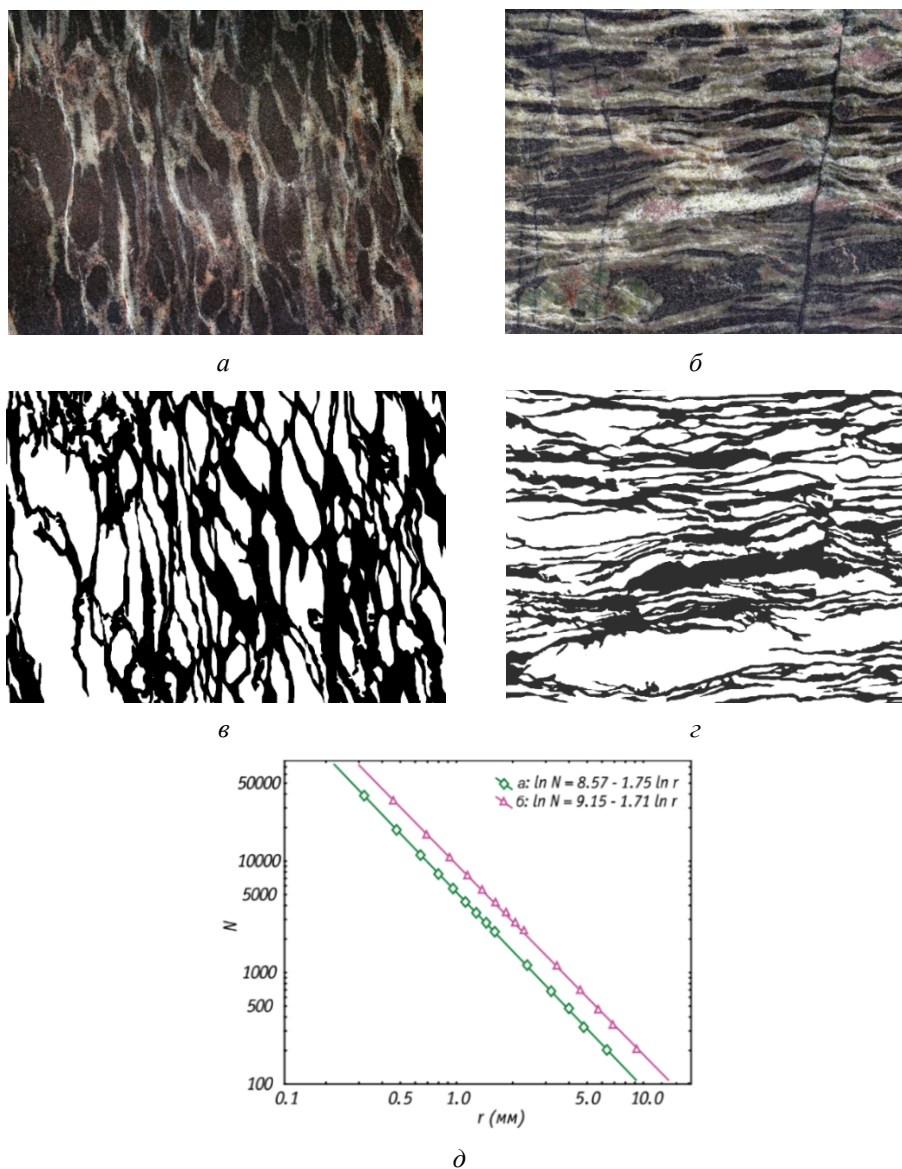
С развитием вычислительной техники фрактальный анализ стал применяться в поисковых работах, фрактальная размерность различных отражений геологической природы стала использоваться как поисковый признак. Шире всего фрактальный анализ и его варианты (мультифрактальный, сингулярный) с целью поисков полезных ископаемых нашли применение при анализе геохимических полей (Afzal et al. 2017; Chen and Cheng 2018a; Cheng et al. 1994, 2000; Pourgholam et al. 2021; Wang et al. 2013; Xiao et al. 2016; Zuo and Wang 2015) и геофизических данных (Chandrasekhar et al. 2014; Chen and Cheng 2018b; Goryainov et al. 1997; Lyubchich 2017; Mandelbrot 1989; Turcotte 1992; Горяинов и др. 2012). Также в качестве поисковых критериев предлагалось использовать фрактальные распределение мощностей жил (Roberts et al. 1999), фрактальные свойства рельефа (Goryainov et al. 2013; Калашников, Горяинов 2013), сети линеаментов (Горяинов и др. 2012; Шевырев 2015; Шевырев, Калашников 2010) и др.

Кроме прикладного, фрактальный анализ геоданных имеет и фундаментальное значение — для понимания формирования магматических объектов, гидротермальных систем и рудогенеза (Goryainov et al. 2013; Perugini et al. 2003; Roberts et al. 1999; Yakymchuk et al. 2013; Горяинов и др. 2007; Горяинов, Иванюк 2001; Русинов, Жуков 2008).

С помощью фрактального анализа структурно-текстурных особенностей можно выявить амальгамированные дайки, проследить латентные зоны течения магмы в частично раскристаллизованной камере, сингенетичные с магматизмом тектонические структуры, динамику смешения разных порций магмы, на основе чего сделать вывод о режиме внедрения и связи с региональными тектоническими структурами (Kruhl 2013; Perugini and Poli 2012; Peternell et al. 2010, 2011).

В качестве примера фрактального устройства рудных объектов приведем апатито-нефелиновые руды Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров). Традиционно (Иванова 1963; Каменев 1987) апатито-нефелиновые руды подразделяются на ряд текстурно-вещественных типов, различающихся, в первую очередь, содержанием в них фторапатита, — пятнистые, линзовидно-полосчатые, блоковые, сетчатые, вкрапленные и брекчиевые. Все эти разновидности апатито-нефелиновых пород имеют четкую структурно-текстурную анизотропию, выраженную ориентированным расположением удлинённых агрегатов фторапатита и темноцветных минералов, фторапатитовых прожилков и, соответственно, вычлняемых ими линзовидных фрагментов мельтейгит-уртитов; линзовидных сегрегаций титанита и клинопироксена в массе сахаровидного фторапатита и т. п.

Для того, чтобы измерить фрактальную размерность апатитовых руд таких, как, например, сетчатая или линзовидно-полосчатая (рис. 1.2 *a, б*), следует выделить агрегаты фторапатита на их изображении (рис. 1.2 *в, г*) и далее, покрывая получившееся изображение сеткой со все большими размерами  $r$  ячеек в соответствии с формулой 1.4, построить график зависимости числа квадратных ячеек размера  $r \times r$ , потребовавшихся для полного покрытия этих кластеров, от их количества (рис. 1.2 *д*). Наклон линии этой зависимости в билогарифмическом масштабе как раз и является величиной фрактальной размерности  $D$ . Таким образом, для сетчатой руды, представленной на рис. 1.2 *a*, величина фрактальной размерности  $D = 1,75$ , а для линзовидно-полосчатой руды (рис. 1.2 *б*) значение  $D = 1,71$ .



**Рис. 1.2.** Штуфные образцы сетчатой (*a*) и линзовидно-полосчатой (*б*) апатито-нефелиновых руд. Ширина изображения — 15 см. Фрактальные кластеры фторапатита (черное; *в, г*) в этих рудах. Зависимость числа квадратных ячеек размера  $r \times r$ , потребовавшихся для полного покрытия этих кластеров, как функция  $r$  (*д*) (Иванюк и др. 2009)

## 1.2. Анализ анизотропии структур и текстур горных пород

В общем случае анизотропия определяется как различие свойств объекта в различных направлениях внутри этого объекта. В анализе петрографических структур анизотропия понимается как различие в геометрических характеристиках кристаллов или агрегатов минералов в различных направлениях, т. е. анизотропия формы — наличие предпочтительной ориентировки неизометричных кристаллов либо анизотропия формы агрегатов одного минерала или группы минералов в объеме горной породы.

Анализ предпочтительных ориентировок породообразующих минералов зародился вместе с геологическим анализом как описание текстур и структур (D'Halloy 1833). Изолированные кристаллы в гомогенной жидкости (например, магматическом расплаве) имеют случайную ориентировку в пространстве. Если в дальнейшем в магматической камере не возникает потоков, то эта случайная ориентировка сохранится, и ее можно будет интерпретировать как индикатор «спокойных» условий кристаллизации. Однако такие условия и, соответственно, случайная ориентировка кристаллов могут нарушаться множеством факторов. Первый фактор заключается в том, что кристаллы часто кристаллизуются на некоей жесткой подложке и в простейшем случае растут перпендикулярно ее плоскости (кристаллы свободного роста), как следствие, они приобретают предпочтительную ориентировку. Если кристаллы имеют начальную анизотропию формы, то конкуренция в процессе роста будет исключать те из них, у которых максимальные скорости роста параллельны плоскости кристаллизации. Это приводит к линейной (анизотропной) структуре, перпендикулярной к первоначальному фронту кристаллизации. Еще одним фундаментальным фактором является неравномерное изменение фазового состава исходной магмы, т. е. фракционная кристаллизация и разделение на несмешивающиеся жидкости. Новообразованные фазы обладают разными физическими свойствами (прежде всего плотностью), что вызывает внутреннюю динамику магматической камеры даже без внешнего воздействия: более плотные фазы двигаются вниз, менее плотные — вверх. В этом процессе также играют роль поверхностные свойства новых фаз, их вязкость (в случае жидкости), размер кристаллов и т. д. Структуры, образующиеся в результате такой динамики, также могут консервироваться и служить ключом к интерпретации условий образования пород. Внешние воздействия на магматическую камеру такие, как: общее течение магмы, впрыск новых порций магмы, тектонические воздействия, снятие давления в результате регионального подъема, переохлаждение и т. п. — это третий важный фактор, влияющий на формирование магматической структуры и ее геометрическую анизотропию (Higgins 2006).

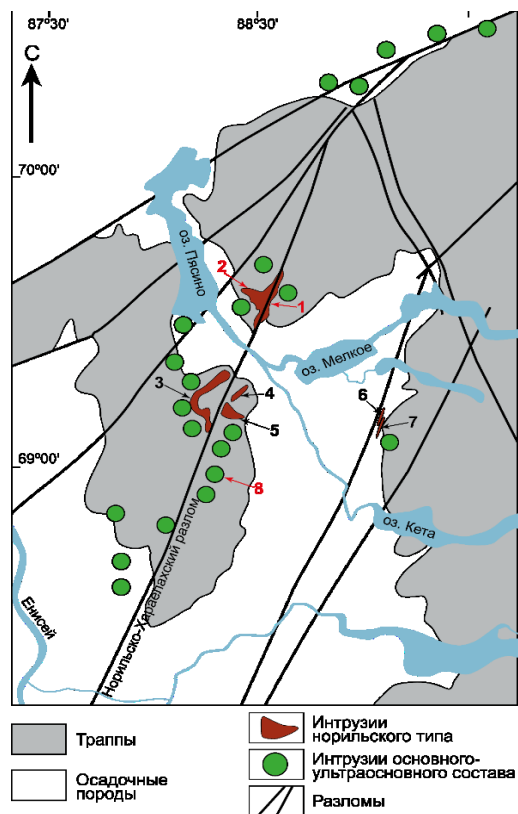
Анизотропия может быть определена через измерения индивидуальных ориентировок кристаллов или агрегатов, или как обобщенные характеристики образца. Первый способ считается более репрезентативным, однако его известные реализации отличаются высокой трудоемкостью. Обобщенные характеристики анизотропии являются относительно экспрессными. Наиболее распространенным методом определения геометрической анизотропии горных пород как в двух, так и в трех измерениях является метод пересечений (Launeau et al. 1990). Он заключается в следующем. Через анализируемый объект (шлиф, аншлиф, полированный штуф и т. д.) проводится набор параллельных линий и подсчитывается число пересечений этой линии с границами изучаемой «фазы» (минерала или группы минералов, агрегатов и т. д.). Количество пересечений делится на суммарную длину линий, не выходящих за пределы объекта. Далее набор линий поворачивается на определенный угол и т. д. В итоге, направление с наименьшим числом пересечений считается доминирующей ориентировкой изучаемой «фазы». Поскольку метод рассматривает границы «фаз», он может применяться, кроме анализа минералов, для анализа пустот, трещин и любых других пространственных объектов, которые могут быть представлены в виде бинарных геометрических множеств с однозначными границами.

## 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалами для исследования послужили образцы пород и руд, отобранные из керна скважин, пробуренных в пределах Хараелахской, Талнахской и Южно-Норильской интрузий, входящих в состав Норильского рудного района (Красноярский край).

### 2.1. Краткая геологическая характеристика

Норильский рудный район (рис. 2.1) является одним из наиболее значительных на Земле скоплений элементов платиновой группы (ЭПГ), меди и никеля, связанных с магматическими сульфидами. Начиная с 40-х гг. прошлого века, из руд месторождений Норильско-Талнахской группы было извлечено 8,3 млн т никеля, 16,3 млн т меди, 5046,2 т ЭПГ и 87,9 т золота, в то время как раскрытые оставшиеся запасы составляют 15,5 млн т никеля, 29,8 млн т меди, 9553,8 т ЭПГ и 425,2 т золота (Barnes et al. 2020).



**Рис. 2.1.** Схема расположения дифференцированных интрузий в пределах Норильского рудного района. Рудоносная интрузия норильского типа: 1 — Талнахская; 2 — Хараелахская; 3 — Норильск-1; 4 — Норильск 2; 5 — Черногорка; 6 — Имангда; 7 — Мантур. Безрудные дифференцированные интрузии основного-ультраосновного состава не поименованы (за исключением Южно-Норильской интрузии (8)). Номера интрузий, образцы из которых были исследованы в данной работе, выделены красным цветом

В пределах Норильского рудного района расположены интрузии норильского типа, содержащие медно-никелевое и платинометальное оруденение, а также «безрудные» дифференцированные интрузии основного-ультраосновного состава. Интрузии норильского типа приурочены к Норильско-Хараелахскому глубинному разлому, от которого они не удаляются на расстояние больше 7 км (рис. 2.1). Месторождения Норильского района делят на 2 узла: Норильский — на юго-западе района и Талнахский — на северо-востоке. В настоящее время разработка месторождений ведется в пределах трех

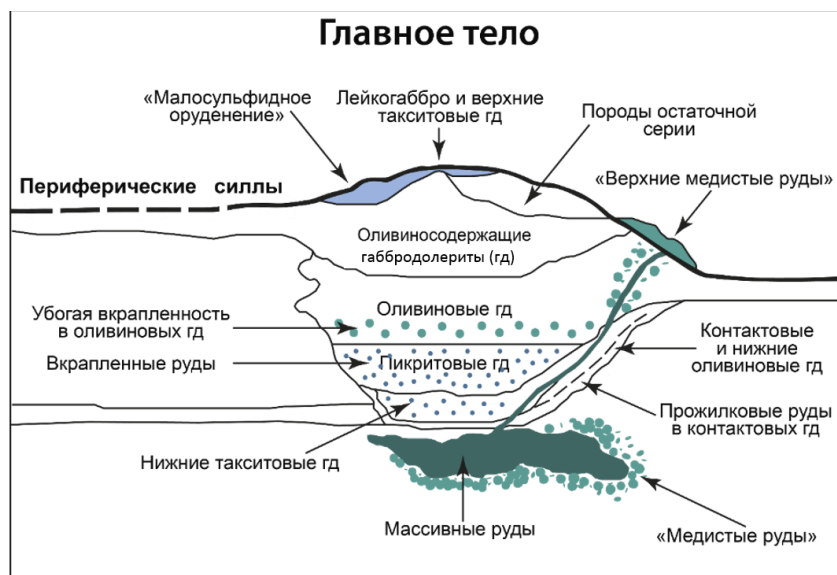
интрузий: Хараелахской, Талнахской и Норильск-1. Хараелахская интрузия залегает в девонских осадочных породах, среди которых развиты прослои ангидритов; Талнахская интрузия — в породах тунгусской серии, представленных отложениями среднего карбона — верхней перми с прослоями каменных углей; Норильск-1 — в породах тунгусской серии и в основании вулканогенной толщи. Сульфидное оруденение преимущественно локализуется вблизи нижнего контакта интрузий.

В структуре рудоносных интрузий выделяются два основных элемента: относительно ограниченные по площади «главные тела» и обширные периферические силлы (Надретт, 2003). «Главные тела» мощностью от 50 до 190 м содержат однотипный набор пород, организованный в условной стратиграфической последовательности, снизу вверх (рис. 2.2): контактовый габбродолерит, такситовый габбродолерит, пикритовый габбродолерит, оливиновый габбродолерит и оливинсодержащий габбродолерит, который может быть перекрыт либо породами остаточной серии (габбро-диоритами, призматическизернистыми габбродолеритами), либо комплексом «внутреннего габбро», сложенным лейкократовым габбро и верхним такситовым габбродолеритом (рис. 2.3).

«Главные тела» сопровождаются мощными ореолами метаморфических и метасоматических пород. Мощность пород роговиковой фации в верхнем экзоконтакте интрузий составляет 250 м, в нижнем — 100 м (Лихачев 2006); таким образом, ореол ороговикования, как правило, превосходит по мощности «главные тела» интрузий.

Периферические силлы мощностью 20–50 м состоят преимущественно из лейкократового габбро и разнообразных габбродолеритов (Лихачев 2006). Как от главных тел, так и от периферических силлов ответвляются напоминающие дайки апофизы, состав которых соответствует различным дифференциатам (оливиновым, пикритовым, такситовым и др. габбродолеритам).

Общее количество образцов, отобранных для исследования — 96 шт. Из них 17 — из Талнахской интрузии, 69 — из Хараелахской интрузии и 10 — из Южно-Норильской интрузии. В табл. 2.1 приведены сведения о количестве образцов разных типов пород. Образцы были отобраны из 9 скважин: С-2439, С-2437 (Талнахская интрузия), ВФ-39 кл-2, ВФ-56 кл, ВФ-67 кл, ВФ-68 кл, ВФ-68 кл-2, ВФ-80 бис (Хараелахская интрузия), ЮЖ-12, ЮЖ-20 (Южно-Норильская интрузия). Колонки скважин с точками отбора образцов представлены на рис. 2.4



**Рис. 2.2.** Схематический обобщенный разрез рудоносной интрузии норильского типа, показывающий ее внутреннюю структуру и ассоциирующие типы руд, по (Надретт 2003), с изменениями



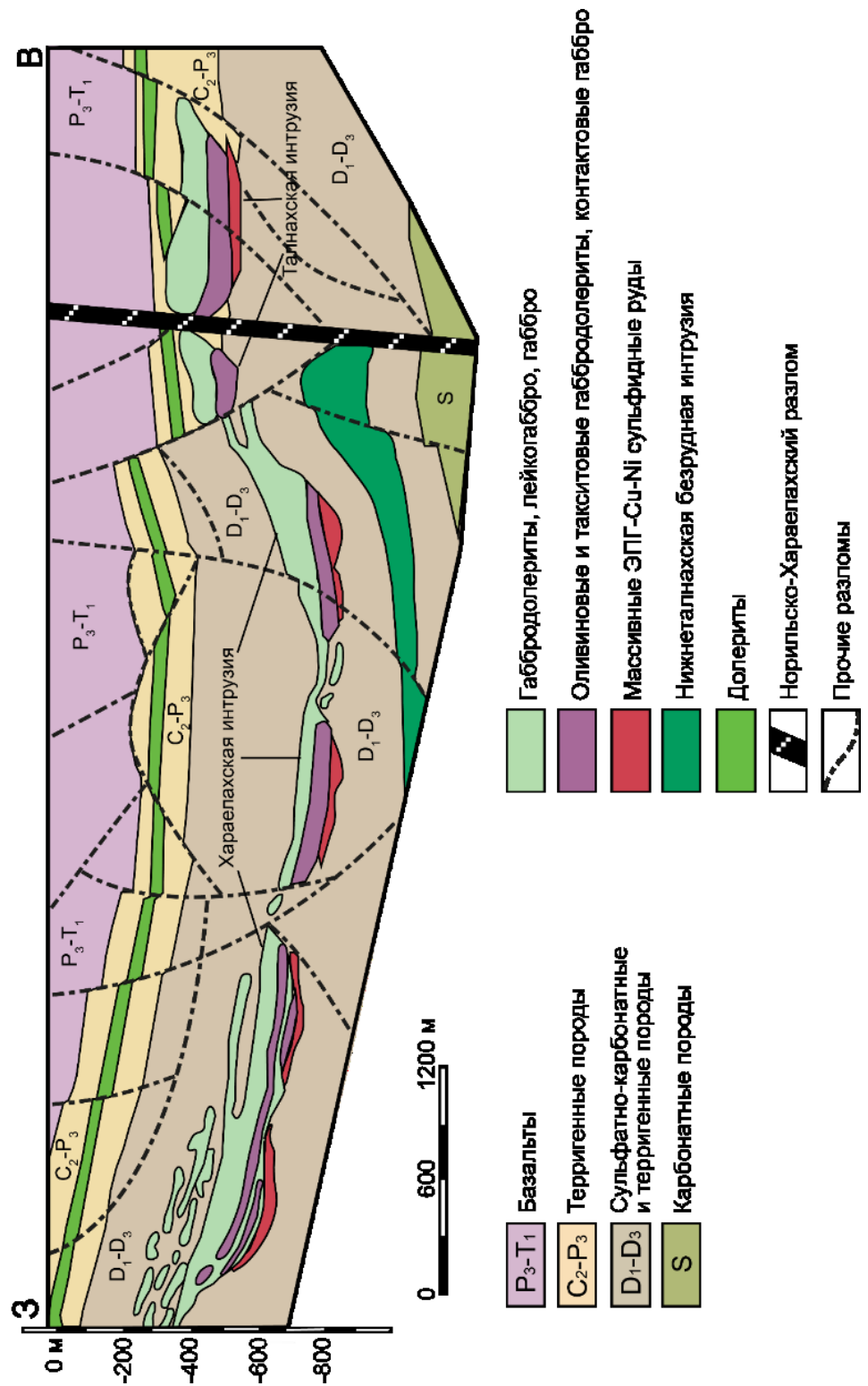


Рис. 2.3. Геологический разрез через Хараелахскую и Талнахскую интрузии по (Malitch et al. 2020), с изменениями

Таблица 2.1

Типы пород и количество образцов каждого типа, отобранные для исследования

Инtruзия / месторождение	Тип породы	Обозначение	Количество образцов
Талнахская / Талнахское	Оливиновый габбродолерит	GDol	3
	Пикритовый габбродолерит	PGD	6
	Такситовый габбродолерит	taxGD	8
Хараелахская / Октябрьское	Лейкогаббро	GL	17
	Оливиновый габбродолерит	GDol	8
	Оливинсодержащий габбродолерит	G(Dol)	8
	Пикритовый габбродолерит	PGD	24
	Контактовый габбродолерит	contGD	2
	Такситовый габбродолерит	taxGD	10
Южно-Норильская / «безрудная»	Оливинсодержащий габбродолерит	GD(ol)	4
	Оливиновый габбродолерит	GDol	4
	Призматическизернистый габбродолерит	prizGD	1
	Базальт	BAS	1

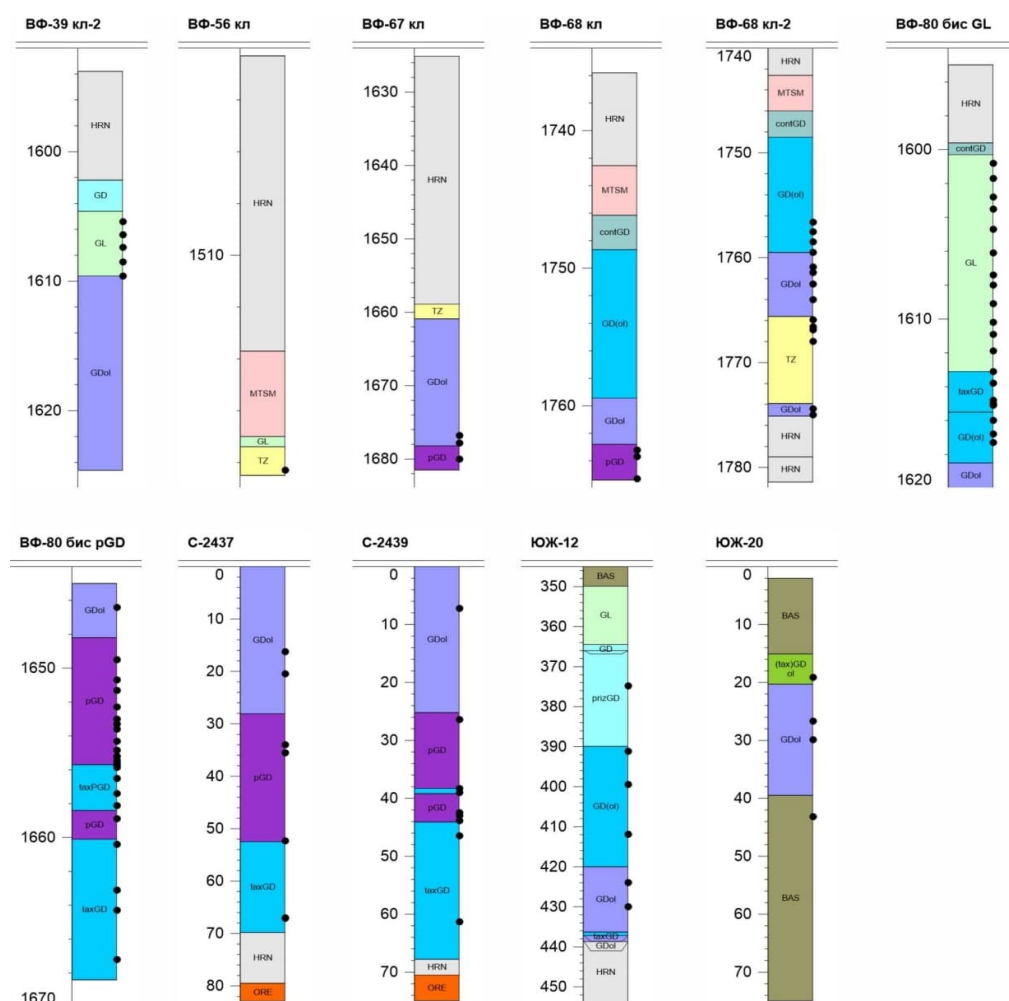


Рис. 2.4. Колонки скважин с точками отбора образцов. Обозначения пород: GDol — оливиновый габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; PGD — пикритовый габбродолерит; taxGD — такситовый габбродолерит; GL — лейкогаббро; contGD — контактовый габбродолерит; prizGD — призматическизернистый габбродолерит; BAS — базальт; HRN — роговик; MTSM — метасоматит; TZ — тектоническая зона; taxlkGD — такситовидный габбродолерит; ORE — массивная сульфидная руда

## 2.2. Выделение рентгеноплотных фаз с помощью 3D-рентгеновской томографии

Определение 3D-фрактальной размерности различных фаз (групп фаз) было проведено с помощью рентгеновской компьютерной томографии. Это метод, позволяющий проводить регистрацию и анализ внутренней структуры объекта без нарушения его строения и целостности, был предложен в 1972 г. Годфри Хаунсфилдом и Алланом Кормаком, удостоенными за его разработку Нобелевской премии (Hounsfield 1995). Он основан на измерении и компьютерной обработке разности ослабления рентгеновского излучения в зависимости от изменения плотности и атомного состава вещества.

Рентгеновское излучение образуется в источнике, которым в лабораторных условиях является специальная рентгеновская трубка, представляющая вакуумную емкость с помещенными внутрь двумя электродами — отрицательным катодом, выполненным в виде вольфрамовой нити, и положительным анодом, выполненным в виде пластинки, расположенной под углом. При прохождении тока по катоду из раскаленной нити вылетают электроны и направляются к аноду. Рентгеновское излучение возникает при торможении этих электронов, оно фокусируется специальной мишенью и направляется к исследуемому образцу (Савицкий 2015).

Принцип действия метода рентгеновской томографии основан на получении серии рентгеновских изображений объекта, из которых с помощью программных методов получают объемное изображение. Для создания серии снимков образец помещают в держатель, который медленно вращается вокруг одной из осей, как правило вертикальной, на  $360^\circ$ . От скорости вращения зависит количество снимков и качество итоговой модели. Снимок формируется на цифровой кремниевой матрице, установленной напротив рентгеновской пушки, и представляет собой пиксельное изображение. Таким образом создается серия рентгеновских снимков, которая преобразуется в объемную модель. Снимок представляет собой полутоновые изображения, в которых яркость характеризует степень поглощения рентгеновского излучения в результате фотоэффекта и комптоновского рассеяния. Степень поглощения зависит от физических свойств горной породы, чаще всего плотности. Преобразование двумерных снимков в трехмерное изображение происходит с помощью алгоритмов, разработанных на основании преобразования Радона. Применение математического алгоритма стало возможным благодаря тому, что экспоненциальный закон ослабления излучения в рентгеновском диапазоне выполняется с большой точностью (Савицкий 2015).

Минимальной единицей, определяющей разрешение объемной модели объекта является воксел. Воксели — аналоги пикселей для трехмерного пространства. Реконструированное трехмерное изображение состоит из массива вокселей, ориентированных в координатных осях  $XYZ$ . Единичный срез, толщиной в один воксел, называется слайс. Разрешение — величина, определяющая количество вокселей на единицу длины. Соответственно, значения погрешности метода определяются величиной разрешения: пустоты меньших размеров не определяются. Также к незначительным ошибкам в расчете объемов могут приводить наличие вокселей с переходными рентгеноплотными характеристиками при переходе от воздуха к скелету породы.

В результате анализа получается объемное (трехмерное) изображение, каждому вокселю которого присваивается значение рентгеновской плотности, измеряемое в условных единицах шкалы линейного ослабления излучения по отношению к воздуху (для нашей исследовательской системы она изменяется от 0 до 65535 ед.). Ее визуальным отображением является шкала оттенков серого цвета. В данном исследовании к пустотам строго отнесены лишь воксели, имеющие рентгеноплотные значения, наиболее близкие к значениям воздуха.

Трехмерная рентгеновская томография образцов руд и пород выполнялась в Казанском федеральном университете. Для проведения анализа использовалась микро- и нанофокусная исследовательская рентгеновская система для компьютерной томографии General Electric V|tome|X S 240 (Германия) (рис. 2.5), обладающая следующими характеристиками:

- микрофокусная рентгеновская трубка 240 кВ открытого типа;
- дополнительная нанофокусная трубка высокого напряжения 180 кВ;
- полностью радиационно-защищенная камера;
- пятиосная система манипуляции ( $X, Y, Z$ , поворот —  $0-360^\circ$ , наклон —  $45^\circ$ );
- детектор: DXR250RT-E,  $1024 \times 1024$  п., размер ячейки —  $200 \mu\text{м}$ , 30 скан / с;
- двойное смещение детектора в горизонтальной плоскости;
- максимальная масса образца — 10 кг, максимальный размер —  $230 \text{ мм} \times 420 \text{ мм}$ ;
- максимальное разрешение съемки —  $0,3-0,4 \text{ мкм}$  (достигается для образцов размером  $0,3-0,4 \text{ мм}$ ).

Согласно классификации уровней структуры вещества принято выделять четыре масштабных уровня детализации, которые называют макроструктурой ( $> 1 \text{ мм}$ ), мезоструктурой ( $0,2-1 \text{ мм}$ ), микроструктурой ( $1-100 \text{ мкм}$ ) и наноструктурой ( $< 1 \text{ мкм}$ ) (Brandon and Kaplan 2008). Поскольку разрешение томографии в данных исследованиях преимущественно составляло до  $100 \text{ мкм}$ , оно относится к микроструктурному изучению.



**Рис. 2.5.** Микро- и нанофокусная исследовательская рентгеновская система для компьютерной томографии General Electric V|tome|X S 240

Съемка образцов для данного исследования производилась с помощью микрофокусной трубки при напряжении  $220-230 \text{ кВ}$ , силе тока —  $220-250 \text{ мА}$ . Условия съемки для каждого образца подстраивались оператором отдельно в зависимости от рентгенопоглощающих характеристик минералов, слагающих образец.

Образец помещался в кернодержатель в зону сканирования томографа. Процесс получения объемного изображения в результате рентгеновской компьютерной томографии состоит из трех этапов: съемка, реконструкция и обработка моделей. Реконструкция воксельной модели производилось с помощью программного обеспечения Phoenix Datas|x Reconstruction. Полученное объемное изображение представляет собой массив вокселей, сохраненных в формате .vol и файл метаданных в формате .vgi. Обработка и расчеты характеристик объемной модели производилось в специализированной программе Avizo 7.1.

Для визуального анализа для каждого образца были получены ортогональные срезы в плоскостях  $XY$ ,  $XZ$  и  $YZ$ , а также объемная визуализация образца. Значения оттенков серого, отражающих коэффициент поглощения рентгеновского излучения материалом, в значительной мере зависит от минерального состава пород. Поскольку для каждого образца требуется настройка индивидуальных параметров съемки, это смещает значения оттенков серого для одних и тех же плотностных элементов в разных образцах.

Как было отмечено выше, результатом рентгеновской компьютерной томографии является трехмерное изображение в градациях серого диапазоном от 0 до 65535 цветовых оттенков. Поскольку ослабление рентгеновского излучения в материале растет как третья степень атомного номера элемента и пропорционально его плотности, значения оттенков серого образца будут связаны с его составом. В отличие от синхротронного источника, излучение, создаваемое в лабораторных томографах с помощью рентгеновских трубок, не является когерентным, поэтому данная шкала не является абсолютной. Это означает, что одни и те же химические вещества при сканировании различных образцов могут иметь относительно близкие, но не идентичные значения оттенков серого. Кроме того, на характеристики оттенков томограммы также влияют энергия рентгеновского излучения трубки (напряжение и сила тока), размеры и вещественный состав образца, разрешение съемки и артефакты сканирования (шум) (Кадыров 2020). Последние параметры тесно взаимосвязаны между собой: энергия рентгеновского излучения подбирается в зависимости от размеров и вещественного состава образца — чем больше образец, тем ниже разрешение томографии, чем выше энергия трубки, тем больше шумов и артефактов томографии.

Таким образом, на основе лабораторной томографии существует возможность выделения фаз в образце, объединяющих минералы с близкими характеристиками рентгеновского поглощения. Для этих целей применяется база данных MUCALC (Hanna and Ketcham 2017), в которой представлены коэффициенты поглощения различных минералов в зависимости от энергии рентгеновского излучения. В результате, имея информацию об основных минералах в образце, можно определить их коэффициенты поглощения при данной энергии томографической съемки и отличающиеся относительно друг друга группы минералов объединить в фазы, которые далее можно выделить в объеме образца и проанализировать.

В результате компьютерной томографии мы получаем набор фаз, близких по рентгеновской плотности, для каждой из которых определяются следующие объемные и морфометрические характеристики.

1. Объем фазы ( $\text{мм}^3$ ) и объемная доля в объеме всего образца (%). Объем определяется за счет подсчета количества вокселей, отнесенных к определенной фазе или ко всему образцу. Размеры всех вокселей одинаковы и известны из параметров сканирования.

2. Площадь поверхности фазы ( $\text{мм}^2$ ). Определяется из суммы площадей граней вокселей, не соприкасающихся с гранями других вокселей своей фазы. Размеры всех вокселей одинаковы и известны из параметров сканирования.



3. Фрактальная размерность. Показатель сложности поверхности объекта, который количественно определяет, как поверхность этого объекта заполняет пространство. Истинные фрактальные объекты имеют формы поверхности, которые повторяются во многих пространственных масштабах. Измерение фрактальной размерности производится на основе метода “Box counting 3D” (Chappard et al. 2001). Применительно к трехмерным изображениям фрактальная размерность является довольно эффективным индикатором для измерения и сравнения шероховатости поверхности. Это также хороший индикатор для оценки того, как фаза заполняет пространство. Чем менее гладкая поверхность, тем больше фрактальная размерность. Его также можно интерпретировать как количественную оценку того, насколько сложна поверхность и как она заполняет пространство. Настоящий фрактальный объект, по сути, имеет дробное, нецелочисленное измерение, т. е. представляет собой поверхность, пытающуюся заполнить трехмерное пространство, имеющую размерность где-то между 2 и 3. Однако в случае с фазами, имеющими небольшой объем по сравнению с объемом всего образца и сопоставимым с размерами отдельного вокселя, метод “Box counting 3D” может выдавать значения фрактальной размерности менее 2. Тем не менее даже в этом случае он остается информативным морфометрическим параметром.

4. Степень анизотропии. Данный параметр вычисляет меру трехмерной неоднородности. Это хороший индикатор для обнаружения структурных выравниваний вдоль определенной оси направления. Данная мера основана на анализе собственных значений средней длины пересечения под разными углами. Он заключается в применении метода средней длины перехвата (MPL), в котором набор лучей проходит через исследуемую структуру под большим количеством 3D-ракурсов. MPL для каждого угла рассчитывается как среднее значение для всех линий сетки. Длина пересечения каждого луча с встреченным объектом измеряется и усредняется по сетке лучей. Распределение средней длины пересечения в зависимости от угла анализируется с помощью разложения на собственные значения. Этот анализ позволяет выделить минимальное и максимальное собственное значение. Чем ближе эти значения, тем меньше структурная анизотропия (Hartigan and Mann 1984). Равенство максимальных ( $E_{min}$ ) и минимальных ( $E_{max}$ ) собственных значений векторов означает, что они не являются привилегированным структурным направлением:

$$DA = \left(1 - \frac{E_{min}}{E_{max}}\right), \quad (2.1)$$

степень анизотропии равна 0 для идеальной изотропии и 1 для полной анизотропии.

### 2.3. Электронно-микроскопические исследования.

#### Анализ 2D-фрактальной размерности

Определение 2D-фрактальной размерности было проведено с помощью программы GG\_3 (Чернявский and Степенщиков 2021) по изображениям в обратнорассеянных электронах (BSE-изображения). Эти изображения, а также определение химического состава минералов локальным рентгеноспектральным анализом были получены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Leo 1450 (Carl Zeiss, Германия), оборудованным ЭДС-спектрометром Aztec Ultimmax 100 (Oxford Instruments, Великобритания) в Геологическом институте КНЦ РАН. Для каждого комбинированного шлифа были получены 24 изображения в обратнорассеянных электронах (BSE-изображения): шлиф разбивался на 12 участков (3 по вертикали и 4 по горизонтали) для получения максимально ровной картины — без дефокусировки на периферии и без муара, вызванного мелким масштабом съемки. Для каждого из 12 участков съемка выполнялась в двух режимах контрастности: средняя контрастность — для получения различных изображений силикатной части; высокая контрастность — для получения

различимых изображений оксидов, сульфидов и минералов платиновой группы. Далее для каждого участка были получены карты распределения элементов: Al, Ca, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Na, Ni, P, S, Si, Ti. С помощью рентгеноспектрального анализа выполнялась диагностика всех фаз крупнее 10 мкм и определялся химический состав сульфидов и выборочно — порообразующих минералов. Химический состав определялся в наиболее однородных зонах зерен путем получения спектров в не менее чем трех точках одного зерна и затем, если разница между анализами не превышала 5%, усреднялся.

С помощью программы GG\_3 оценивалась 2D-фрактальная размерность сульфидных агрегатов. При этом минеральные виды в сульфидных агрегатах не выделялись по двум причинам. Первая причина рудогенетическая: сульфидные агрегаты формируются в результате кристаллизации твердого раствора моносulfида (monosulphide solid solution, MSS), и только после кристаллизации MSS разделяется на отдельные виды сульфидов. Паттерн заполнения пространства рудным веществом (т. е. структурно-текстурные характеристики рудной минерализации) сформировался на стадии внедрения / обособления рудоносной жидкости и кристаллизации MSS. Поэтому в исследовании 2D-фрактальной размерности был сделан акцент на сульфидные агрегаты в целом. Вторая причина заключается в том, что целью работы является методическое сопровождение геологоразведочных работ, а выделение и идентификация отдельных минеральных видов в ходе этих работ весьма трудозатратно.

#### **2.4. Определение химического состава руд и пород**

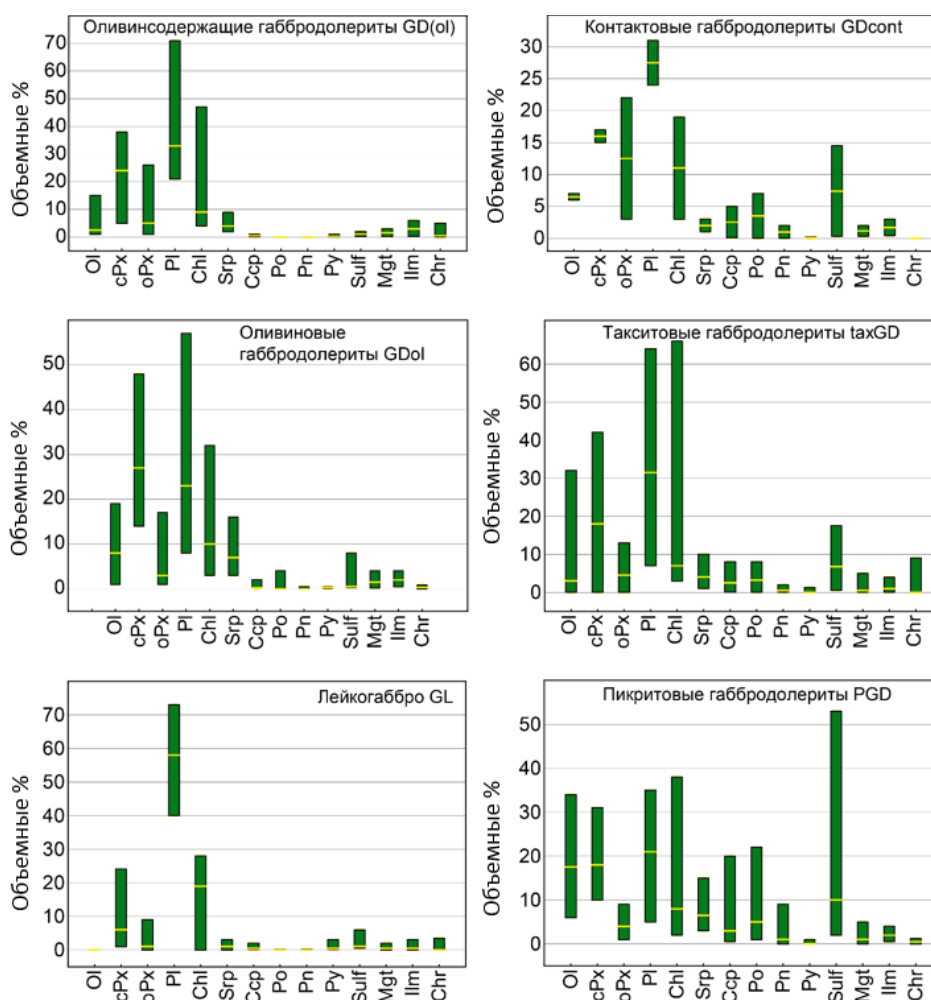
Содержания элементов платиновой группы, золота и серебра определялось в ООО «Институт Гипроникель» масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой по МИ 04-06-62, СТП 35-12-282, а также атомно-абсорбционным по МИ 04-06-64. Оборудование: 1) масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой iCAP Q модели iCAP Qc, свидетельство о поверке выдано ФГУП ВНИИМ им. Д. И. Менделеева № 242 / 10849-2020, действительно до 17.12.2021 г.; 2) спектрометр атомно-абсорбционный модели iCE 3300, свидетельство о поверке выдано ФГУП ВНИИМ им. Д. И. Менделеева № 242 / 10852-2020, действительно до 17.12.2021 г. Исполнители: Д. А. Симонова, И. В. Бутов, В. С. Никитина, Е. В. Щербинина. Контроль точности проведен с использованием ГСО 10289, ГСО 10291.

Определение прочих элементов выполнялось в Институте химии и технологии редких элементов КНЦ РАН. Определение кремния проводили методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ИСП АЭС) на приборе ICPE 9000 (Шимадзу, Япония) после сплавления. Номер свидетельства о поверке С-ВД / 12-05-2021 / 63258299, поверен до 11.05.2022 г. Низкие концентрации кремния дополнительно измеряли методом спектрофотометрии (реагент — гетеромолибденовая поликислота, по синей окраске). Определение потерь при прокаливании (п. п. п.) проводилось при температуре 1000 °С. Определение углерода и серы — на автоматизированном анализаторе ELTRA CS-2000 (производитель ELTRA, Германия). Процедура измерений основана на сжигании образца и последующем анализе газов сгорания при помощи инфракрасной абсорбции (поглощения образующихся SO<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub> в ИК-области). Определение остальных 42 элементов проводили методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС), прибор ELAN 9000 DRC-e (производитель Perkin Elmer, США), номер свидетельства о поверке С-ВД / 12-05-2021 / 63258299, поверен до 11.05.2022 г. Погрешность измерения РЗЭ и редких элементов — 20–25 % в зависимости от концентрации, порообразующих — 5–10 % в зависимости от концентрации. Исполнители: С. В. Дрогобужская, А. И. Морогина, А. Г. Пузанова, Н. П. Литвинова, Р. Г. Кушляева, Т. А. Соснова, И. В. Глуховская. Контроль точности проведен с использованием ГСО 8670-2005, 8671-2005, 10135-2012, 8770-2006.

### 3. ТИПЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ. ВЗАИМОСВЯЗИ СТРУКТУРНЫХ И ВЕЩЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Общими особенностями исследуемых дифференциатов являются четко выраженная расслоенность, трехчленное строение основной расслоенной серии (безоливиновые, оливиновые, пикритовые габбродолериты), развитие верхней и нижней расслоенных габбровых серий, отвечающих соответствующим эндоконтактовым зонам.

В ходе данного исследования были изучены образцы пород следующих разновидностей: оливиновые габбродолериты, оливинсодержащие габбродолериты, пикритовые габбродолериты, контактовые габбродолериты, призматическизернистые габбродолериты, такситовые габбродолериты, лейкогаббро. Данные о модальном составе перечисленных пород приведены на рис. 3.1.



**Рис. 3.1.** Модальный состав изученных пород. Высота колонок — от минимального до максимального значения, желтая линия на каждой колонке — медианное значение содержания данного минерала; Ol — оливин; cPx — клинопироксен; oPx — ортопироксен; Pl — плагиоклаз; Chl — хлорит; Srp — серпентин; Ccp — халькопирит; Po — пирротин; Pn — пентландит; Py — пирит; Sulf — суммарное содержание сульфидов; Mgt — магнетит; Ilm — ильменит; Chr — хромит

Все типы исследованных пород содержат сульфидную вкрапленность различной морфологии — сульфидные агрегаты заполняют интерстиции между зернами породообразующих силикатов и / или образуют отдельные крупные капли. На основе морфологии сульфидных агрегатов среди изученных образцов было выделено три типа оруденения, четко отличающихся друг от друга. Первый тип оруденения — *интерстициально-каплевидная сульфидная вкрапленность* (тип минерализации 1). Этот тип характеризуется присутствием относительно крупных (до 4 см в поперечнике) капель сульфидов. Форма капель округлая, неправильная, иногда вытянутая. Кроме капель, сульфиды заполняют интерстиции между зернами силикатных минералов. В целом морфологию этого типа оруденения можно описать так: крупные капли, которые либо частично соединены между собой тонкими ветвящимися сульфидными прожилками, либо окружены ветвящимися сульфидными апофизами.

Второй тип оруденения — *интерстициальная сульфидная вкрапленность* (тип минерализации 2). В нем капли отсутствуют, сульфиды расположены исключительно в интерстициях породообразующих силикатов.

Оруденение третьего типа — *неравномерная каплевидно-интерстициальная сульфидная вкрапленность* (тип минерализации 3). Его можно считать промежуточным между первым и вторым типами. Здесь сульфиды образуют и капли, и интерстициальную вкрапленность как в первом типе оруденения. Но капли, в отличие от оруденения первого типа, распределены неравномерно и имеют меньший размер.

Статистические характеристики 2D-фрактальной размерности рудных агрегатов по типам рудной минерализации обобщены в табл. 3.1. В среднем наибольшие значения 2D-фрактальной размерности характерны для первого типа рудной минерализации, а минимальные — для второго типа. Также первый тип характеризуется максимальным разбросом значений. В целом распределение фрактальных размерностей близко к нормальному для всех трех типов рудной минерализации.

Таблица 3.1

Статистические характеристики 2D-фрактальной размерности сульфидных агрегатов

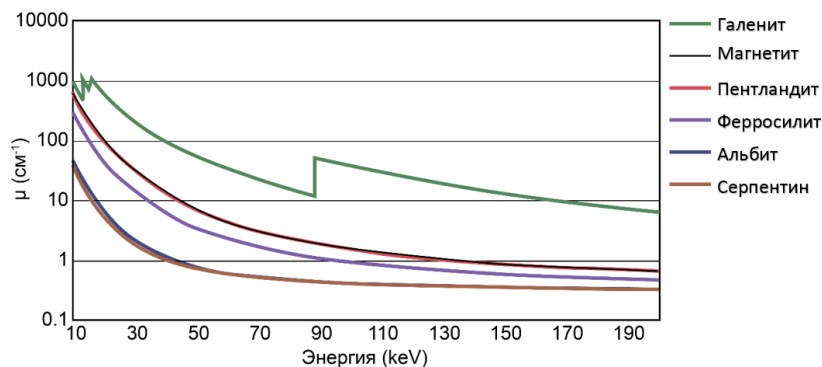
Тип минерализации	Минимум	Нижний квартиль	Медиана	Среднее арифм.	Верхний квартиль	Максимум	Стандартное отклонение
1	0,72	1,01	1,12	1,15	1,25	1,40	0,15
2	0,66	0,81	0,85	0,86	0,95	1,15	0,12
3	0,77	0,85	1,05	1,04	1,12	1,32	0,15

По данным трехмерной рентгеновской томографии собран несоизмеримо больший объем информации об устройстве объекта по сравнению с анализом двумерных срезов (шлифов, аншлифов, полированных шлифов). Для исследуемых образцов на основе предварительной информации о минеральном составе и энергии рентгеновского излучения ( $\approx 190$  КэВ) было выделено четыре различающиеся относительно друг друга фазы (рис. 3.2 и табл. 3.2). Одна из этих фаз, а именно вторая, объединяющая в себе сульфиды и окислы, отражает динамику рудообразующего вещества в целом. На рис. 3.3 для примера представлен один из образцов, где показаны фазы в соответствии с цветами табл. 3.2.

Объемные и морфометрические характеристики (объем, площадь поверхности, 3D-фрактальная размерность и анизотропия) четырех выделенных фаз для образцов с разным типом минерализации приведены в табл. 3.3.

Статистические характеристики химического состава пород по типам минерализации приведены в табл. 3.4.

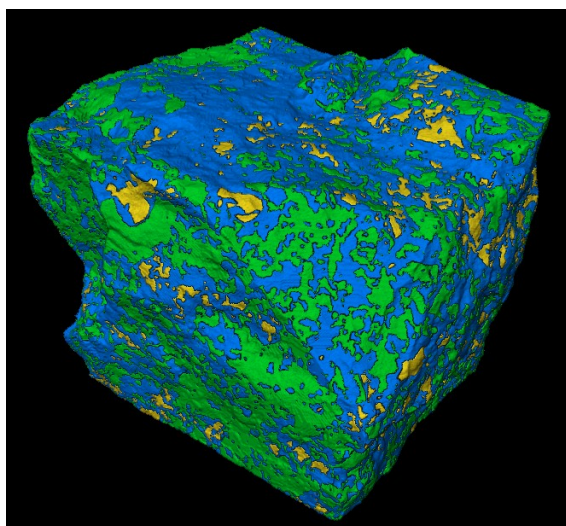
На рисунках 3.4–3.14 приведены геологические колонки по изученным скважинам с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фазы 1 и фазы 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2.



**Рис. 3.2.** Коэффициенты поглощения  $\mu$  исследуемых минералов, группируемые в 4 отдельные фазы  
Таблица 3.2

Выделяемые в изученных образцах фазы

Группа	Минералы	Цвет на изображениях
Фаза 1	Минералы платиновой группы, галенит	Красный
Фаза 2	Сульфиды и оксиды железа: пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, пирит, ильменит, минералы группы шпинели	Желтый
Фаза 3	Оливин, пироксен, амфибол, биотит, мусковит	Синий
Фаза 4	Плагиоклазы, тальк, серпентин	Зеленый



**Рис. 3.3.** Пример распределения фаз 1–4 в образце такситового габбродолерита (обр. СК-4; Талнахская интрузия). Цвета фаз на рисунке соответствуют табл. 3.2

Данные о химическом и минеральном составе пород и их количественные структурные характеристики были исследованы методами статистики. Прежде всего был проведен корреляционный анализ. Корреляции структурных характеристик с минеральным составом по типам пород приведены в табл. 3.5, с химическим составом — в табл. 3.6–3.8. Уровень значимости  $p < 0,05$  был выбран в соответствии с рекомендациями ГКЗ МПР РФ (2007). Эти рекомендации обязательны при разведке, эксплуатации и учете движения руд на месторождениях России.

Наблюдаются значимые корреляции между структурными и вещественными (химический и минеральный состав) характеристиками пород, причем для разных типов минерализации набор коррелирующих переменных уникальней.



Таблица 3.3

## Объемные и морфометрические характеристики выделенных фаз

Номер образца		СК-4	СК-24	СК-25	СК-26	СК-27	СК-28	СК-29	СК-30	
Тип минерализации		1	3	3	1	1	1	1	3	
Фаза 1	Объем	Мм <sup>3</sup>	0,1174	1,2289	–	0,0069	–	0,0351	0,0715	–
		%	0,0002	0,0023	–	0,0000	–	0,0001	0,0001	–
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	3,2643	37,3263	–	0,1807	–	0,7858	1,6647	–
	Фрактальная размерность		0,5145	0,8024	–	0,2236	–	0,5953	0,4801	–
	Анизотропия		0,5252	0,4898	–	0,5540	–	0,5590	0,5490	–
Фаза 2	Объем	Мм <sup>3</sup>	3889,1065	656,3016	288,1032	2048,2874	2481,1892	1843,3669	6614,0503	943,4604
		%	7,4716	1,2525	0,5385	2,9991	3,7571	3,1262	9,4736	1,8806
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	25083,2090	9886,4600	3734,4080	10317,3252	10912,6768	9261,3467	14088,0039	9516,6514
	Фрактальная размерность		2,2228	2,0178	1,7973	2,0053	2,0418	2,0120	2,0584	2,0326
	Анизотропия		0,5040	0,4977	0,4915	0,5951	0,5567	0,5313	0,5481	0,5055
Фаза 3	Объем	Мм <sup>3</sup>	28652,1113	24455,2930	42080,5039	30945,4062	43405,0664	26211,9668	34361,9258	25668,3340
		%	55,0452	46,6700	78,6504	45,3097	65,7255	44,4527	49,2184	51,1639
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	127033,2190	220924,9380	159349,6880	247427,0470	220800,8120	151183,5000	136757,1090	162697,3280
	Фрактальная размерность		2,5801	2,7333	2,7323	2,7180	2,6673	2,5891	2,5269	2,7080
	Анизотропия		0,5000	0,4964	0,4950	0,5051	0,4986	0,5021	0,5044	0,5034
Фаза 4	Объем	Мм <sup>3</sup>	19541,4590	27297,1660	11143,7754	35328,8320	20168,3262	30945,7910	28866,1953	23565,2109
		%	37,5422	52,0934	20,8282	51,7279	30,5396	52,4808	41,3466	46,9718
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	102250,4060	213918,4380	152469,0000	239642,5160	208460,2660	143827,6250	123018,5160	154684,7500
	Фрактальная размерность		2,5240	2,7477	2,6287	2,7262	2,6017	2,5762	2,4952	2,6987
	Анизотропия		0,5085	0,4883	0,4912	0,5094	0,5077	0,5163	0,5126	0,5018

Номер образца		СК-31	СК-32	СК-33	СК-34	СК-35	СК-36	СК-37	СК-38	
Тип минерализации		1	1	1	1	1	1	1	1	
Фаза 1	Объем	Мм <sup>3</sup>	–	0,5925	0,0395	–	3,6859	–	5,6924	–
		%	–	0,0007	0,0001	–	0,0056	–	0,0068	–
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	–	13,3220	1,2652	–	77,6361	–	0,2288	–
	Фрактальная размерность		–	0,7636	0,4325	–	1,0875	–	1,0956	–
	Анизотропия		–	0,5481	0,5065	–	0,5531	–	0,4961	–
Фаза 2	Объем	Мм <sup>3</sup>	4226,1821	11263,5713	2647,4800	7441,9214	1347,1256	7269,6016	5721,5977	1789,7954
		%	7,7359	12,5443	3,7669	11,3408	2,0501	9,4129	6,8290	3,4741
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	26834,2129	61742,1914	19929,9844	34184,7500	15567,3662	10279,0879	29,8866	8355,0752
	Фрактальная размерность		2,2669	2,3397	2,1449	2,2669	2,0819	1,9957	2,1668	2,0345
	Анизотропия		0,5602	0,5348	0,5169	0,5467	0,5365	0,5892	0,5938	0,5174
Фаза 3	Объем	Мм <sup>3</sup>	42982,5469	40977,9688	38013,9219	44926,8164	37280,8242	55736,0273	57598,2969	23445,7891
		%	78,6783	45,6373	54,0876	68,4646	56,7338	72,1690	68,7460	45,5099
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	141386,0620	240581,4060	147367,3440	207352,5780	189356,1250	148655,1720	178,5662	150352,1880
	Фрактальная размерность		2,7376	2,6151	2,5924	2,6718	2,6435	2,5788	2,5965	2,6850
	Анизотропия		0,5040	0,5133	0,5010	0,4955	0,5030	0,5015	0,5027	0,5008
Фаза 4	Объем	Мм <sup>3</sup>	7430,3989	37600,1758	29650,7754	13263,7754	27096,5781	14243,5508	20473,6875	26291,2012
		%	13,6011	41,8754	42,1882	20,2129	41,2355	18,4431	24,4362	51,0331
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	111237,0310	185580,0470	129150,3910	172758,6410	175155,3750	139238,7190	150,8890	144846,3440
	Фрактальная размерность		2,5531	2,5836	2,5570	2,5578	2,6025	2,4726	2,5051	2,6906
	Анизотропия		0,5083	0,5291	0,5283	0,4851	0,5102	0,5220	0,5505	0,5006

Номер образца		39 / 1608,5	39 / 1609,6	56 / 1518,3	67 / 1676,8	67 / 1677,8	67 / 1680,0	68 / 1763,2	68 / 1763,7	
Тип минерализации		2	2	3	1	1	1	1	1	
Фаза 1	Объем	Мм <sup>3</sup>	18,3709	0,2893	7,2970	0,0000	–	–	–	–
		%	0,0243	0,0005	0,0102	0,0000	–	–	–	–
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	175,3310	6,8724	130,3716	0,0000	–	–	–	–
	Фрактальная размерность		1,1847	0,6360	1,0950	0,0000	–	–	–	–
	Анизотропия		0,5167	0,4960	0,5030	0,0000	–	–	–	–
Фаза 2	Объем	Мм <sup>3</sup>	367,4047	266,8394	1105,8041	2245,1777	1771,3214	2820,0945	2867,5276	3714,7578
		%	0,4852	0,4305	1,5402	2,5610	1,9471	2,9433	5,4231	4,0293
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	4769,3960	2110,5740	10150,3330	27985,0254	346,1501	22063,1641	16315,4736	18567,2637
	Фрактальная размерность		1,7780	1,6880	1,9623	2,1408	2,0496	2,1859	2,1315	2,0686
	Анизотропия		0,5113	0,5111	0,5071	0,5088	0,4945	0,5214	0,5440	0,5203
Фаза 3	Объем	Мм <sup>3</sup>	21401,8086	24189,0625	45242,6875	40216,3242	65366,1836	71832,4766	14922,6562	38470,7617
		%	28,2636	39,0211	63,0161	45,8742	71,8522	74,9700	28,2219	41,7285
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	103173,9380	69293,1562	133826,4380	286588,6880	520,1420	140158,8280	108066,0080	260900,7970
	Фрактальная размерность		2,4392	2,4467	2,5170	2,6273	2,5724	2,6367	2,5189	2,5873
	Анизотропия		0,5106	0,5151	0,4968	0,5020	0,4906	0,4984	0,5137	0,5067
Фаза 4	Объем	Мм <sup>3</sup>	53948,6406	37564,4648	25461,0137	45226,2227	23858,0977	21189,9590	35098,3906	50039,0781
		%	71,2454	60,5980	35,4632	51,5889	26,2254	22,1155	66,3785	54,2764
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	104651,6170	73415,1016	124827,148	262764,7500	497,6812	115753,1170	98929,5703	245707,8590
	Фрактальная размерность		2,4999	2,4636	2,4862	2,6221	2,4947	2,5412	2,5390	2,5943
	Анизотропия		0,5137	0,5198	0,5193	0,5206	0,5435	0,5366	0,5149	0,5045

Номер образца		68-2 / 1766,6	68-2 / 1766,9	68-2 / 1768	68-2 / 1774,4	68-2 / 1775	80 / 1600,8	80 / 1601,7	80 / 1604,7	
Тип минерализации		1	1	1	1	1	2	2	2	
Фаза 1	Объем	Мм <sup>3</sup>	–	0,0071	–	–	0,0204	0,8276	0,0384	0,2759
		%	–	0,0000	–	–	0,0000	0,0017	0,0001	0,0006
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	–	0,2464	–	–	0,4274	15,4368	0,8353	5,0712
	Фрактальная размерность		–	0,2801	–	–	0,4340	0,8483	0,4558	0,6907
	Анизотропия		–	0,6588	–	–	0,6468	0,5401	0,5464	0,5400
Фаза 2	Объем	Мм <sup>3</sup>	2595,7485	1462,4283	2053,2539	455,3890	992,5594	221,0769	313,8125	278,2632
		%	3,6037	2,2190	5,3068	1,1499	2,0769	0,4650	0,5717	0,6196
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	24857,6562	18361,0332	18239,2988	2171,5505	2512,2737	3280,9468	3026,7764	3095,9155
	Фрактальная размерность		2,1382	2,1105	2,1554	1,6950	1,7769	1,8026	1,7589	1,7721
	Анизотропия		0,5226	0,5405	0,5230	0,5525	0,5588	0,5147	0,5137	0,5151
Фаза 3	Объем	Мм <sup>3</sup>	28313,5820	22778,4512	17673,8535	18836,1875	18821,2266	13484,0742	21998,0000	22134,9980
		%	39,3081	34,5622	45,6797	47,5640	39,3828	28,3595	40,0737	49,2911
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	226217,6880	259411,1410	167056,9690	97555,8984	63521,4883	102178,1560	148058,0000	134540,7340
	Фрактальная размерность		2,5774	2,6233	2,5908	2,5848	2,4688	2,5086	2,5451	2,5494
	Анизотропия		0,5140	0,4970	0,5034	0,5108	0,5063	0,5197	0,5089	0,5066
Фаза 4	Объем	Мм <sup>3</sup>	41144,7695	41687,9492	18976,2031	20322,5703	27989,6504	33851,0781	32611,2148	22511,4609
		%	57,1218	63,2540	49,0458	51,3173	58,5674	71,1952	59,4078	50,1294
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	207159,1410	248805,3280	151406,5620	96853,6797	62039,8984	102519,4380	148507,7190	132579,5470
	Фрактальная размерность		2,5937	2,6631	2,5874	2,5880	2,4777	2,5698	2,5832	2,5746
	Анизотропия		0,5201	0,5326	0,5064	0,5058	0,4983	0,5020	0,5075	0,5035

Номер образца		80 / 1610,9	80 / 1613,1	80 / 1613,8	80 / 1614,8	80 / 1615,0	80 / 1615,1	80 / 1616,0	80 / 1617,3	
Тип минерализации		2	2	2	2	2	2	3	3	
Фаза 1	Объем	Мм <sup>3</sup>	–	–	–	–	0,0840	0,1339	0,3615	0,0179
		%	–	–	–	–	0,0002	0,0003	0,0007	0,0000
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	–	–	–	–	1,4270	3,5527	9,1902	0,5907
	Фрактальная размерность		–	–	–	–	0,5960	0,5476	0,6640	0,3826
	Анизотропия		–	–	–	–	0,5126	0,5505	0,5487	0,6437
Фаза 2	Объем	Мм <sup>3</sup>	1223,9638	627,9930	741,9792	417,8564	779,1899	1867,4564	3111,4629	2423,1045
		%	1,5668	1,1526	1,4406	0,7688	1,5321	3,7173	5,8063	4,4352
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	6963,1748	4402,8828	4927,2925	3404,2981	5102,6509	18285,9102	21783,6230	31125,2637
	Фрактальная размерность		1,8659	1,9441	1,8628	1,8046	1,8682	2,1379	2,1763	2,2548
	Анизотропия		0,5198	0,5433	0,5105	0,5129	0,5533	0,5192	0,5072	0,5107
Фаза 3	Объем	Мм <sup>3</sup>	44968,8008	25127,6582	17815,9590	19848,1309	29053,7500	37590,2812	19504,5020	36844,9570
		%	57,5661	46,1183	34,5908	36,5200	57,1268	74,8254	36,3972	67,4409
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	129714,2890	143772,2500	205013,7030	165673,6410	184960,8750	79911,4844	152600,3440	209860,0780
	Фрактальная размерность		2,5634	2,6629	2,5744	2,5666	2,6058	2,5175	2,5512	2,6711
	Анизотропия		0,5040	0,5108	0,4862	0,5088	0,4917	0,5082	0,5049	0,5083
Фаза 4	Объем	Мм <sup>3</sup>	32082,3398	28775,5625	33039,3633	34184,3008	21120,6836	10789,7324	10789,7324	15386,2402
		%	41,0697	52,8135	64,1481	62,8982	41,5284	21,4775	57,8138	28,1629
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	123025,5940	140712,5620	204796,6880	164682,9060	181926,1560	60628,5117	136556,9220	179234,5470
	Фрактальная размерность		2,5405	2,6488	2,6073	2,6113	2,5768	2,3945	2,5698	2,5888
	Анизотропия		0,5141	0,5332	0,4989	0,5067	0,5120	0,5696	0,5076	0,5176

Номер образца		80 / 1651,3	80 / 1652,3	80 / 1653,0	80 / 1653,3	80 / 1653,6	80 / 1654,3	80 / 1654,85	80 / 1655,2	
Тип минерализации		1	1	1	1	1	1	1	1	
Фаза 1	Объем	Мм <sup>3</sup>	0,0000	0,0149	0,0098	0,0506	0,5242	0,0921	0,0266	0,1732
		%	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0009	0,0002	0,0001	0,0003
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	0,0000	0,4096	0,3782	1,4809	9,1099	2,6607	0,8527	3,3721
	Фрактальная размерность		0,0000	0,3961	0,2506	0,4600	0,7860	0,5429	0,3923	0,6030
	Анизотропия		0,0000	0,6396	0,7428	0,5609	0,6059	0,5431	0,5120	0,6074
Фаза 2	Объем	Мм <sup>3</sup>	729,6731	5622,3965	2877,43188	4248,8604	4927,5503	6812,6606	6427,1260	6949,2690
		%	1,3762	9,0906	5,3064	7,5829	8,2682	11,6980	15,5067	10,3823
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	7264,6397	29117,5918	16103,1338	23787,0273	12296,6934	31742,8945	20533,9121	22681,0234
	Фрактальная размерность		1,9549	2,3265	2,1035	2,1835	2,1783	2,2566	2,2196	2,2555
	Анизотропия		0,5333	0,5421	0,5507	0,5549	0,5736	0,5350	0,5385	0,5587
Фаза 3	Объем	Мм <sup>3</sup>	45005,3828	41350,7695	35239,1953	35345,3945	23615,4902	37781,0781	19616,3848	38217,7305
		%	84,8826	66,8582	64,9862	63,0802	39,6258	64,8739	47,3284	57,0979
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	114197,2890	163472,4530	184499,7030	228394,8590	167237,7340	167232,3750	120183,9140	155980,4840
	Фрактальная размерность		2,6128	2,7131	2,6215	2,6495	2,6765	2,6211	2,5570	2,6600
	Анизотропия		0,5068	0,4997	0,5012	0,4901	0,5109	0,5031	0,5121	0,5117
Фаза 4	Объем	Мм <sup>3</sup>	7297,7588	14895,0654	16128,4912	16453,6152	31070,8184	13660,4395	15424,7422	21783,4590
		%	13,7640	24,0832	29,7433	29,3644	52,1355	23,4564	37,2152	32,5448
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	104468,6950	133574,2970	168921,6410	204046,0310	157396,1880	134256,5940	100391,4450	133113,6410
	Фрактальная размерность		2,4787	2,6109	2,5523	2,5755	2,6851	2,5250	2,5093	2,5938
	Анизотропия		0,5390	0,5274	0,5376	0,4967	0,5226	0,5132	0,5239	0,5249

Номер образца		80 / 1655,85	80 / 1656,5	80 / 1657,4	80 / 1658,1	80 / 1658,9	80 / 1660,4	80 / 1663,1	80 / 1664,3	
Тип минерализации		1	1	1	1	1	1	1	1	
Фаза 1	Объем	Мм <sup>3</sup>	0,1453	0,1092	0,0383	–	–	–	0,1747	–
		%	0,0003	0,0002	0,0001	–	–	–	0,0003	–
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	2,7833	1,7928	1,0400	–	–	–	3,2420	–
	Фрактальная размерность		0,6519	0,5806	0,4216	–	–	–	0,4965	–
	Анизотропия		0,5638	0,5405	0,5966	–	–	–	0,5170	–
Фаза 2	Объем	Мм <sup>3</sup>	6258,4395	6592,6777	5249,5908	2445,5806	1876,0056	2144,5857	8004,1260	3125,6841
		%	12,9726	10,0263	8,9463	3,3987	3,1972	3,6457	12,6350	3,4639
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	16077,2842	15448,4609	17002,7344	9189,2305	17724,9570	19690,2598	14685,7217	7082,5068
	Фрактальная размерность		2,1464	2,2350	2,2175	1,9869	2,2320	2,1267	2,1249	1,8873
	Анизотропия		0,5792	0,5527	0,5330	0,5624	0,5208	0,5031	0,5764	0,6194
Фаза 3	Объем	Мм <sup>3</sup>	25439,1992	29642,1582	31654,2305	33791,0234	46582,0391	43593,9531	25833,8730	34904,6211
		%	52,7310	45,0806	53,9447	46,9603	79,3870	74,1073	40,7804	38,6817
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	116030,8980	125768,8050	124288,6020	118659,1250	144009,5160	168658,3120	68590,6016	117517,6480
	Фрактальная размерность		2,5637	2,6762	2,6431	2,5942	2,7268	2,6212	2,4773	2,5292
	Анизотропия		0,5092	0,5101	0,5139	0,5031	0,4989	0,5012	0,5253	0,4992
Фаза 4	Объем	Мм <sup>3</sup>	16564,2598	29544,5332	21786,6582	35746,2578	10233,1475	13100,2979	29544,7969	52215,7500
		%	34,3348	44,9321	37,1285	49,6775	17,4397	22,2698	46,6384	57,8661
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	100112,6250	111176,5940	107224,8120	109876,0470	124554,5310	147933,1560	59114,4844	114521,5940
	Фрактальная размерность		2,5035	2,6455	2,5950	2,5747	2,6036	2,5253	2,4504	2,5482
	Анизотропия		0,5201	0,5075	0,5219	0,5357	0,5263	0,5265	0,5219	0,5104



Номер образца			12 / 424	20 / 19,1	20 / 29,9
Тип минерализации			3	3	3
Фаза 1	Объем	Мм <sup>3</sup>	–	–	–
		%	–	–	–
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	–	–	–
	Фрактальная размерность		–	–	–
	Анизотропия		–	–	–
Фаза 2	Объем	Мм <sup>3</sup>	358,1040	247,8936	669,6489
		%	1,2089	0,7924	2,2219
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	3339,7185	4583,6743	5268,6616
	Фрактальная размерность		1,8450	1,8783	1,9580
	Анизотропия		0,5050	0,5053	0,5053
Фаза 3	Объем	Мм <sup>3</sup>	14502,6924	22313,2676	14939,2666
		%	48,9577	71,3206	49,5682
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	62240,4922	62332,5273	65746,6562
	Фрактальная размерность		2,5562	2,5906	2,5660
	Анизотропия		0,5080	0,5236	0,5080
Фаза 4	Объем	Мм <sup>3</sup>	14766,9844	8730,5850	14534,0684
		%	49,8499	27,9059	48,2237
	Площадь поверхности	Мм <sup>2</sup>	59461,5938	56697,5586	60882,9766
	Фрактальная размерность		2,5475	2,5103	2,5542
	Анизотропия		0,5120	0,5137	0,5146

Примечание. Прочерк означает, что фаза не обнаружена.

Таблица 3.4

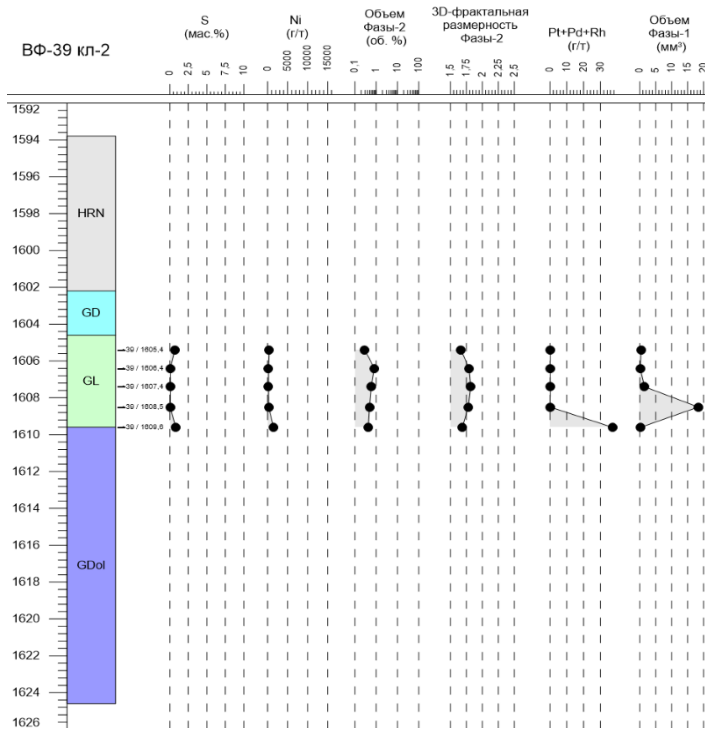
Статистические характеристики химического состава пород по типам минерализации

Компонент	Минимум	Нижний квартиль	Медиана	Среднее	Верхний квартиль	Максимум	Станд. отклон.
1	2	3	4	5	6	7	9
Тип минерализации 1							
SiO <sub>2</sub>	19,71	35,88	38,34	38,95	41,84	49,44	4,92
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,48	0,55	0,59	0,64	1,35	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	6,82	7,84	8,43	10,83	15,09	3,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	6,32	14,81	19,03	18,46	22,56	29,08	5,40
MnO	0,06	0,17	0,18	0,17	0,20	0,32	0,05
MgO	4,71	11,00	16,84	15,62	19,94	24,91	5,60
CaO	1,57	4,21	5,46	5,60	6,84	10,64	1,99
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,62	0,91	0,95	1,17	3,14	0,45
K <sub>2</sub> O	0,12	0,25	0,29	0,45	0,45	3,96	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,07	0,08	0,08	0,09	0,23	0,03
П. п. п.	1,51	3,93	4,90	5,64	6,66	11,96	2,60
C	0,04	0,08	0,10	0,10	0,12	0,15	0,03
S	0,30	1,47	3,15	3,15	4,25	8,23	2,03
Sc	4,6	14,3	16,7	17,4	19,2	35,1	5,9
V	69,6	122,6	138,0	154,8	163,3	412,9	68,4
Cr	210,0	654,2	2008,7	2064,3	3467,7	4593,9	1429,5
Co	63,2	143,6	197,5	208,0	267,3	434,6	85,7
Ni	452,9	3336,7	5974,3	6165,6	8411,1	15822,8	3511,3
Cu	151,5	5029,3	10805,3	10393,0	15074,1	28308,3	6437,7
Zn	52,0	91,3	100,0	102,9	113,1	244,9	29,3
Rb	2,2	4,8	5,7	9,1	8,0	108,0	15,3
Sr	37,9	74,7	107,9	113,6	143,4	238,3	51,3
Y	3,8	7,0	8,7	9,5	10,3	27,2	4,4
Zr	16,3	27,5	34,7	39,4	42,7	127,3	21,5
Ba	20,5	48,5	62,9	69,4	84,3	286,3	43,4
La	1,46	2,66	3,15	4,13	3,90	15,92	3,09
Ce	3,27	6,15	7,19	9,24	9,12	35,45	6,52
Pr	0,44	0,83	0,98	1,20	1,23	4,36	0,78
Nd	2,23	3,91	4,73	5,59	6,00	17,55	3,25
Sm	0,63	1,11	1,32	1,55	1,76	4,64	0,80
Eu	0,21	0,36	0,47	0,50	0,58	1,20	0,20
Gd	0,80	1,10	1,27	1,62	1,82	6,47	1,00
Tb	0,12	0,21	0,27	0,29	0,33	0,90	0,14
Dy	0,80	1,39	1,71	1,88	2,19	5,81	0,86
Ho	0,16	0,29	0,34	0,38	0,44	1,15	0,18
Er	0,51	0,85	1,07	1,17	1,31	3,44	0,53
Tm	0,07	0,11	0,15	0,16	0,18	0,48	0,08
Yb	0,48	0,79	1,00	1,13	1,24	3,22	0,56
Lu	0,07	0,13	0,14	0,16	0,18	0,45	0,08
Hf	0,48	0,72	0,99	1,11	1,18	3,66	0,63
Pb	1,68	5,92	9,36	13,96	16,79	71,69	13,84
Th	0,19	0,34	0,41	0,67	0,52	3,52	0,76
U	0,09	0,16	0,19	0,29	0,23	2,10	0,34
Pt	0,0426	0,3921	0,6566	0,7107	0,9983	1,7459	0,4150
Pd	0,0688	1,4241	2,2778	2,5787	3,8148	6,2833	1,4800
Rh	0,0010	0,0536	0,0900	0,0967	0,1516	0,2149	0,0573
Ru	0,0010	0,0190	0,0322	0,0335	0,0490	0,0700	0,0190
Ir	0,0006	0,0061	0,0099	0,0108	0,0158	0,0246	0,0065
Au	0,0020	0,0752	0,1431	0,1427	0,2058	0,3397	0,0825
Ag	0,1049	1,4345	2,4933	2,7829	4,1687	7,2924	1,6994
Os	0,0020	0,0020	0,0020	0,0042	0,0020	0,0160	0,0044
ΣЭПГ	0,1249	1,9760	3,0737	3,4346	4,8632	8,3524	1,9328

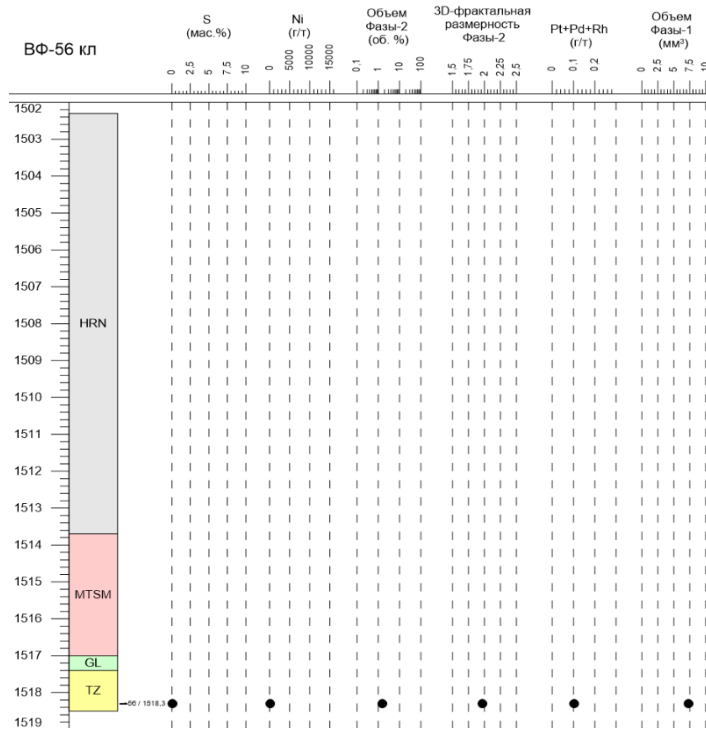
Продолжение табл. 3.4

1	2	3	4	5	6	7	8
Тип минерализации 2							
SiO <sub>2</sub>	31,29	43,26	44,36	43,78	46,33	49,88	4,09
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,42	0,56	0,55	0,67	0,93	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,19	11,62	17,57	16,26	19,98	22,49	4,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3Г</sub>	4,26	8,43	9,33	9,33	11,13	13,19	2,19
MnO	0,06	0,14	0,24	0,22	0,27	0,43	0,09
MgO	2,79	5,07	7,01	6,98	7,45	18,45	3,32
CaO	3,44	4,43	6,40	6,80	9,68	10,63	2,60
Na <sub>2</sub> O	0,79	1,17	2,33	2,22	3,14	3,62	0,96
K <sub>2</sub> O	0,54	0,83	0,99	1,26	1,86	2,35	0,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	0,05	0,07	0,07	0,31	0,06
П. п. п.	3,73	5,03	5,74	5,63	6,03	8,01	0,95
C	0,05	0,08	0,11	0,14	0,13	0,64	0,12
S	0,06	0,22	0,36	0,49	0,69	1,67	0,40
Sc	10,1	14,4	21,2	22,5	28,1	43,8	9,7
V	59,7	104,4	128,6	140,9	170,3	301,2	55,4
Cr	125,7	167,2	225,7	2737,5	447,9	19827,5	6012,8
Co	26,8	35,6	43,3	52,3	59,0	157,7	28,7
Ni	195,8	245,1	364,9	923,3	880,5	6886,4	1506,5
Cu	69,9	424,0	709,1	1160,2	1638,4	5289,2	1257,3
Zn	35,1	67,5	119,7	187,5	183,2	959,1	212,0
Rb	9,0	14,0	24,4	27,1	37,8	57,0	14,8
Sr	113,8	180,9	234,4	264,2	348,2	457,7	105,5
Y	2,8	4,8	6,5	7,5	8,7	22,0	4,3
Zr	16,9	22,1	27,9	32,7	32,4	85,5	16,1
Ba	56,7	97,6	162,2	177,9	257,8	325,1	85,4
La	1,90	2,26	2,45	2,94	3,20	9,07	1,49
Ce	4,50	5,38	5,93	7,05	7,76	21,02	3,41
Pr	0,56	0,70	0,84	0,96	1,05	2,83	0,47
Nd	2,61	3,27	3,97	4,59	4,93	13,25	2,23
Sm	0,72	1,26	1,55	1,68	1,92	4,39	0,75
Eu	0,28	0,42	0,52	0,54	0,63	1,11	0,17
Gd	0,80	1,08	1,36	1,49	1,51	4,02	0,70
Tb	0,13	0,18	0,24	0,26	0,26	0,70	0,13
Dy	0,86	1,13	1,48	1,62	1,63	4,35	0,80
Ho	0,17	0,22	0,30	0,33	0,34	0,90	0,17
Er	0,54	0,65	0,92	0,98	1,03	2,64	0,50
Tm	0,07	0,09	0,13	0,14	0,17	0,38	0,07
Yb	0,44	0,63	0,82	0,93	1,08	2,50	0,48
Lu	0,06	0,09	0,12	0,14	0,17	0,37	0,07
Hf	0,42	0,61	0,85	0,95	1,04	2,42	0,49
Pb	1,15	3,34	10,49	44,22	28,77	566,12	120,99
Th	0,19	0,27	0,38	0,47	0,46	1,73	0,36
U	0,08	0,12	0,17	0,32	0,24	1,87	0,41
Pt	0,0170	0,0340	0,0459	2,0700	0,1983	19,1439	4,8275
Pd	0,0266	0,0935	0,1414	4,2166	0,5169	36,3265	9,6186
Rh	0,0010	0,0010	0,0058	0,3358	0,0356	2,8777	0,7721
Ru	0,0010	0,0010	0,0010	0,1005	0,0092	0,8327	0,2279
Ir	0,0006	0,0006	0,0006	0,0364	0,0006	0,3139	0,0833
Au	0,0020	0,0261	0,0408	0,1470	0,1043	0,9295	0,2540
Ag	0,0200	0,1804	0,3072	0,3778	0,5465	1,0023	0,2809
Os	0,0020	0,0020	0,0020	0,0169	0,0020	0,1280	0,0343
ΣЭПГ	0,0482	0,1380	0,1913	6,7761	0,7425	59,6227	15,5333

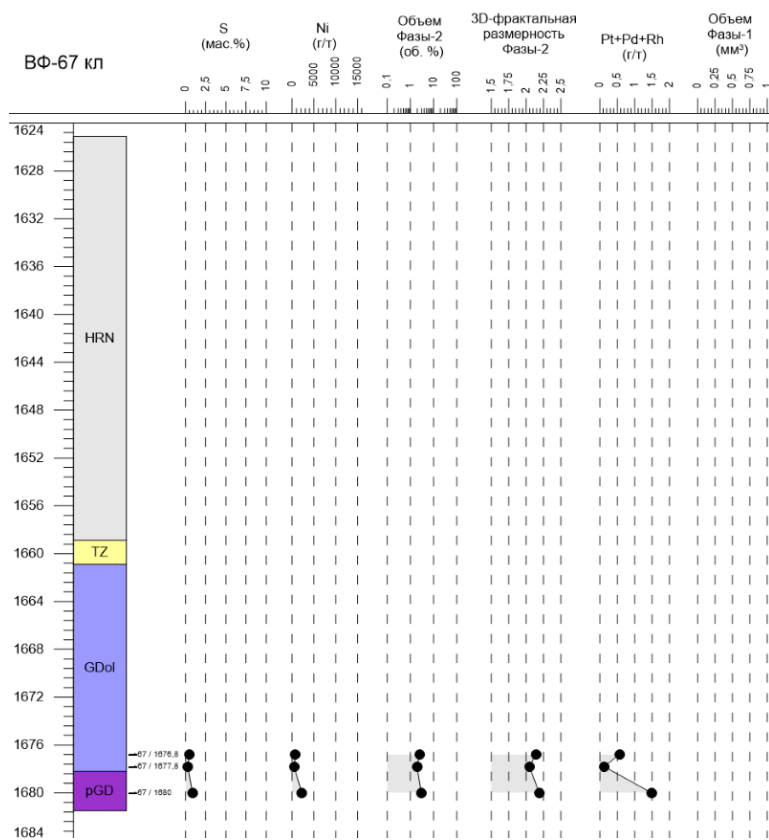
1	2	3	4	5	6	7	8
Тип минерализации 3							
SiO <sub>2</sub>	44,36	45,97	47,42	47,48	48,41	51,65	1,88
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,78	0,82	0,98	1,16	2,65	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,98	12,51	13,92	14,33	16,20	20,56	2,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	8,70	10,25	10,89	11,14	11,47	19,11	1,93
MnO	0,11	0,15	0,16	0,17	0,17	0,26	0,03
MgO	3,97	4,93	6,02	6,17	7,09	10,25	1,64
CaO	2,02	7,91	9,47	9,49	11,25	15,01	2,80
Na <sub>2</sub> O	0,99	1,87	2,10	2,14	2,38	4,09	0,60
K <sub>2</sub> O	0,05	0,43	0,57	0,60	0,78	1,19	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,08	0,11	0,12	0,14	0,40	0,07
П. п. п.	0,92	1,82	2,54	2,98	4,18	6,22	1,56
C	0,03	0,05	0,05	0,07	0,08	0,29	0,05
S	0,02	0,06	0,07	0,08	0,10	0,22	0,04
Se	6,4	22,0	29,8	29,2	38,3	50,9	11,3
V	48,9	180,0	203,3	213,2	232,1	527,6	90,2
Cr	50,2	174,4	330,0	574,6	585,4	3813,8	837,7
Co	19,2	36,4	42,7	44,9	54,6	92,0	16,9
Ni	33,5	83,3	120,9	167,2	229,3	658,7	140,1
Cu	36,5	78,7	98,8	120,8	123,1	422,8	84,1
Zn	37,0	67,6	86,4	125,7	105,6	1047,4	192,1
Rb	0,8	6,1	9,6	9,6	13,9	18,0	4,9
Sr	57,4	123,5	187,4	205,7	257,4	437,0	97,1
Y	6,2	9,4	11,9	14,2	14,2	43,3	8,9
Zr	23,0	44,1	51,9	67,8	73,4	226,3	48,9
Ba	6,2	77,7	91,2	95,9	111,5	220,5	44,7
La	3,10	3,65	4,39	5,64	5,63	18,33	3,66
Ce	7,27	8,78	10,81	13,58	13,76	40,85	8,56
Pr	0,90	1,22	1,41	1,80	1,83	5,38	1,15
Nd	4,02	5,64	6,59	8,22	8,55	23,87	5,06
Sm	1,14	1,63	1,95	2,37	2,47	6,37	1,32
Eu	0,40	0,61	0,70	0,80	0,84	1,99	0,33
Gd	0,97	1,65	2,01	2,52	2,83	7,37	1,57
Tb	0,22	0,35	0,41	0,49	0,48	1,35	0,28
Dy	1,36	2,18	2,53	2,99	3,04	8,10	1,67
Ho	0,28	0,46	0,54	0,64	0,66	1,73	0,36
Er	0,80	1,30	1,53	1,84	1,89	5,23	1,06
Tm	0,12	0,19	0,23	0,26	0,26	0,75	0,15
Yb	0,79	1,20	1,45	1,73	1,80	4,92	0,98
Lu	0,12	0,18	0,23	0,27	0,29	0,73	0,15
Hf	0,71	1,27	1,51	1,98	2,42	5,67	1,23
Pb	0,97	1,51	1,84	3,58	3,27	14,34	3,71
Th	0,36	0,45	0,61	0,91	0,79	5,61	1,07
U	0,16	0,26	0,32	0,48	0,46	2,63	0,52
Pt	0,0020	0,0122	0,0159	0,0329	0,0308	0,2646	0,0578
Pd	0,0020	0,0200	0,0313	0,0669	0,0580	0,5324	0,1176
Rh	0,0010	0,0010	0,0010	0,0037	0,0010	0,0381	0,0087
Ru	0,0010	0,0010	0,0010	0,0017	0,0010	0,0136	0,0029
Ir	0,0005	0,0006	0,0006	0,0008	0,0006	0,0042	0,0008
Au	0,0020	0,0020	0,0159	0,0265	0,0447	0,0828	0,0291
Ag	0,0200	0,0200	0,1242	0,1175	0,1928	0,2697	0,0867
Os	0,0005	0,0020	0,0020	0,0019	0,0020	0,0020	0,0003
ΣЭПГ	0,0194	0,0389	0,0513	0,1078	0,0871	0,8548	0,1870



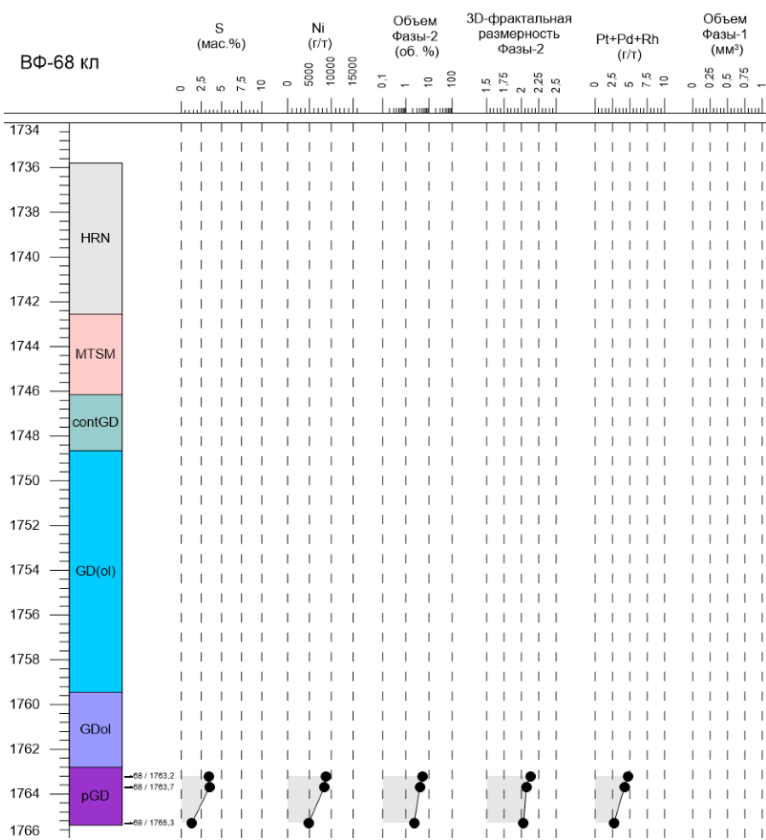
**Рис. 3.4.** Геологическая колонка по скважине ВФ-39 кл-2 (фрагмент) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фаз 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород: GDol — оливиновый габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; PGD — пикритовый габбродолерит; taxGD — такситовый габбродолерит; GL — лейкогаббро; contGD — контактовый габбродолерит; prizGD — призматическизернистый габбродолерит; BAS — базальт; HRN — роговик; MTSM — метасоматит; TZ — тектоническая зона; taxlkGD — такситовидный габбродолерит; ORE — массивная сульфидная руда



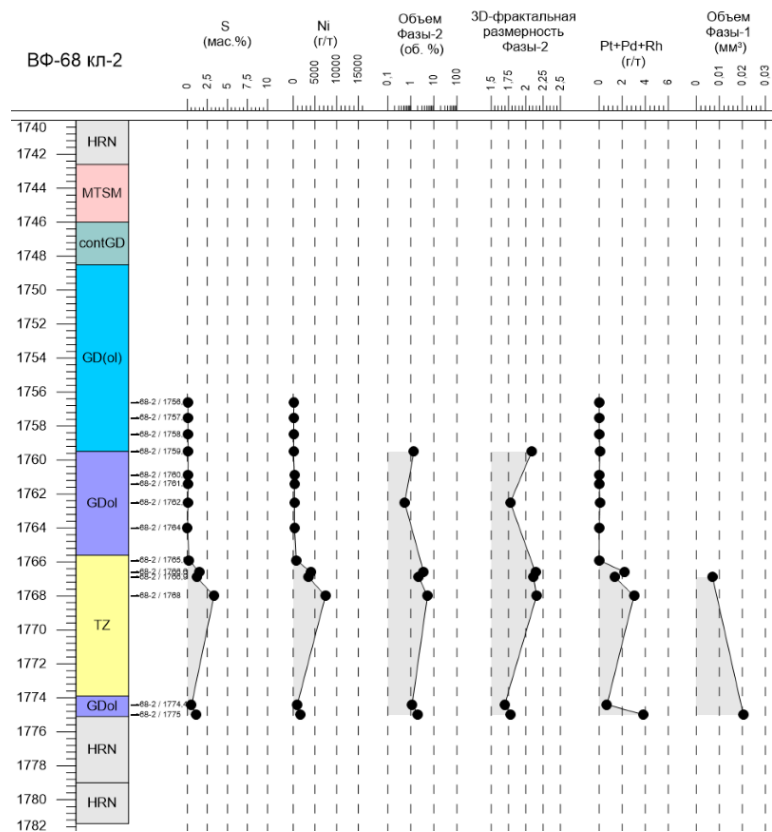
**Рис. 3.5.** Геологическая колонка по скважине ВФ-56 кл (фрагмент) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фаз 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород см. на рис. 3.4



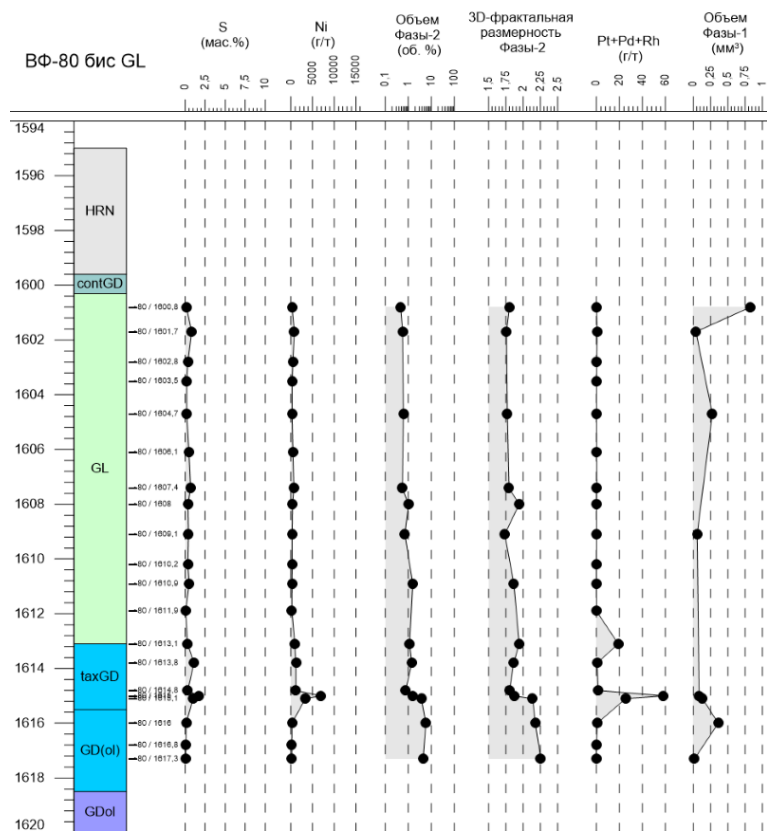
**Рис. 3.6.** Геологическая колонка по скважине ВФ-67 кл (фрагмент) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фаз 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород см. на рис. 3.4



**Рис. 3.7.** Геологическая колонка по скважине ВФ-68 кл (фрагмент) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фаз 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород см. на рис. 3.4

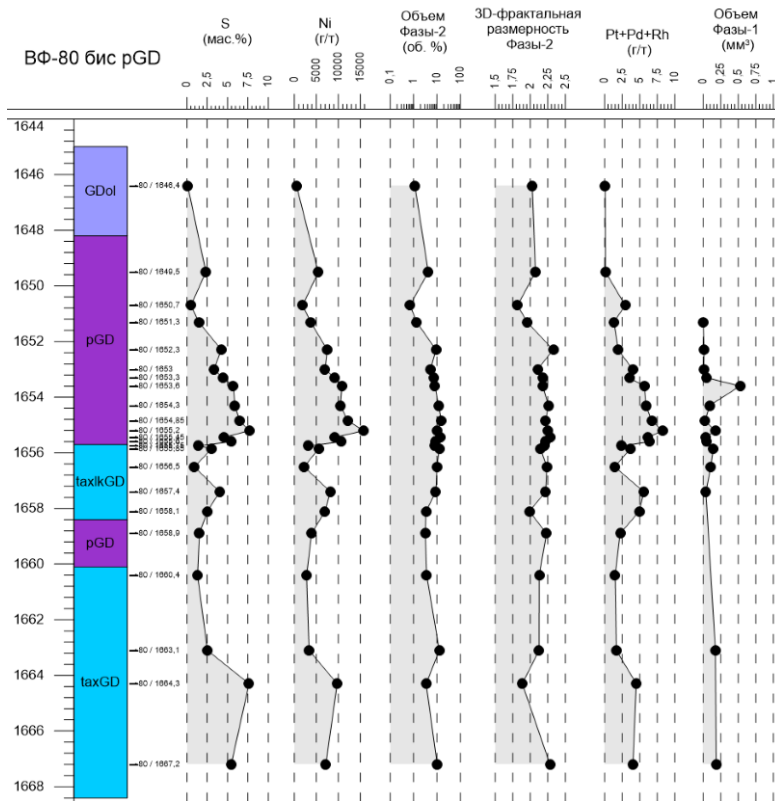


**Рис. 3.8.** Геологическая колонка по скважине ВФ-68 кл-2 (фрагмент) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фаз 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород см. на рис. 3.4

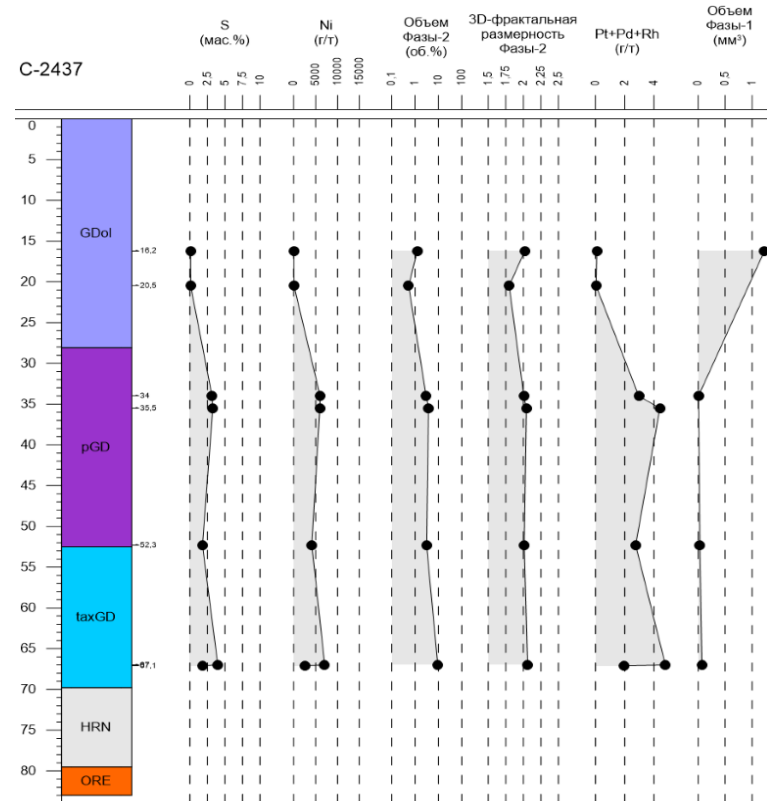


**Рис. 3.9.** Геологическая колонка по скважине ВФ-80 бис (фрагмент из интервала лейкогаббро) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фаз 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород см. на рис. 3.4

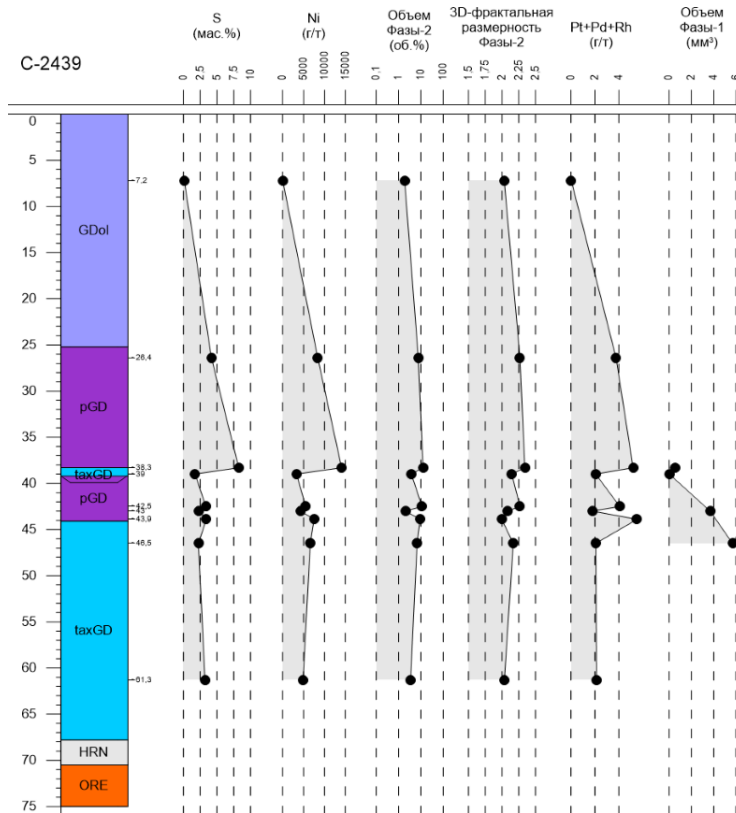




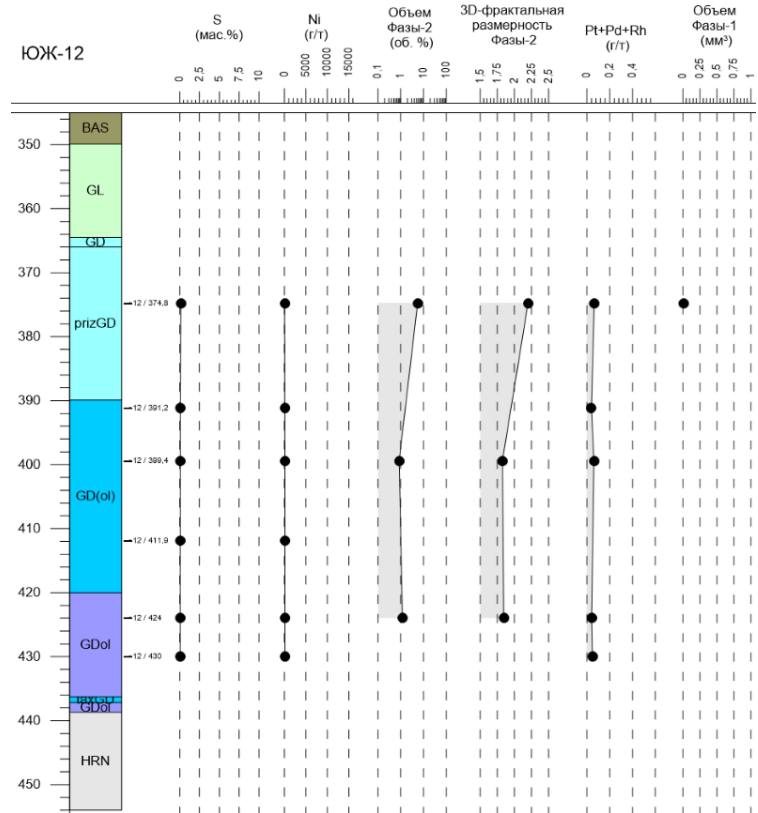
**Рис. 3.10.** Геологическая колонка по скважине ВФ-80 бис (фрагмент из интервала пикритового габбродолерита) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фаз 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород см. на рис. 3.4



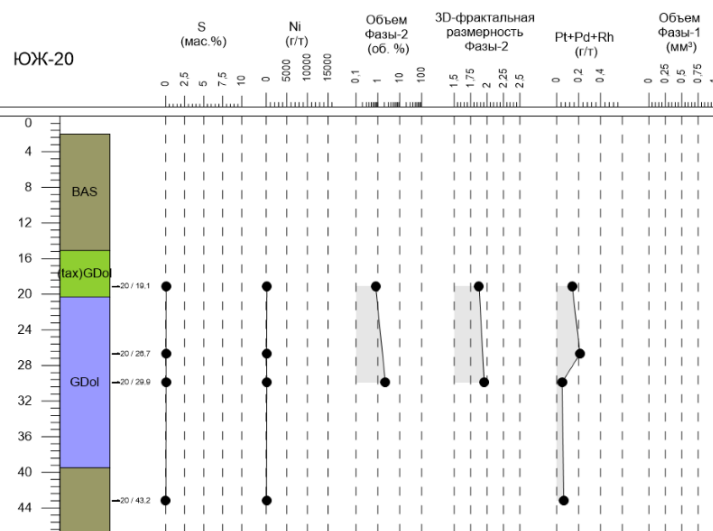
**Рис. 3.11.** Геологическая колонка по скважине С-2437 (фрагмент) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фаз 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород см. на рис. 3.4



**Рис. 3.12.** Геологическая колонка по скважине С-2439 (фрагмент из интервала пикритового габбродолерита) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фаз 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород см. на рис. 3.4



**Рис. 3.13.** Геологическая колонка по скважине ЮЖ-12 (фрагмент) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фаз 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород см. на рис. 3.4



**Рис. 3.14.** Геологическая колонка по скважине ЮЖ-20 (фрагмент) с вариациями серы, никеля, ЭПГ, объема выделенных по результатам рентгеновской компьютерной томографии фазы 1 и 2, а также 3D-фрактальной размерности фазы 2. Шкала глубин — в метрах. Обозначения пород см. на рис. 3.4

Таблица 3.5

Корреляция структурных характеристик с минеральным составом пород

Минералы	Объем фазы 2	Площадь поверхности фазы 2	Фрактальная размерность фазы 2	Анизотропия фазы 2	Объем фазы 3	Площадь поверхности фазы 3	Фрактальная размерность фазы 3	Анизотропия фазы 3	Объем фазы 4	Площадь поверхности фазы 4	Фрактальная размерность фазы 4	Анизотропия фазы 4
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Тип минерализации 1												
Оливин	-0,19	-0,13	-0,15	0,26	0,48	0,07	0,22	-0,22	-0,41	0,08	-0,10	0,22
Клинопироксены	0,00	-0,09	-0,11	0,12	0,04	-0,15	0,07	-0,11	-0,04	-0,15	0,08	0,06
Ортопироксены	-0,04	-0,14	0,01	-0,17	0,22	-0,25	0,04	-0,37	-0,20	-0,25	-0,08	0,05
Плагиоклазы	0,09	-0,11	0,01	-0,10	-0,25	-0,28	-0,19	0,11	0,22	-0,27	-0,03	-0,15
Хлорит	-0,12	0,02	-0,03	-0,17	-0,39	0,19	-0,26	0,19	0,41	0,22	0,05	0,06

Продолжение табл. 3.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Серпентин	-0,33	0,11	-0,02	-0,23	0,19	0,31	0,10	-0,25	-0,09	0,31	0,06	0,07
Прочие силикаты	-0,22	-0,20	-0,40	-0,12	-0,19	-0,01	-0,28	0,03	0,24	0,03	-0,10	-0,21
Халькопирит	0,45	0,37	0,47	0,02	0,02	0,02	0,21	0,20	-0,14	-0,05	0,08	-0,10
Пирротин	0,43	0,28	0,39	0,15	0,06	0,07	0,31	0,21	-0,17	0,01	0,14	-0,12
Пентландит	0,51	0,26	0,40	0,15	0,04	-0,03	0,19	0,19	-0,17	-0,09	0,02	-0,11
Пирит	-0,22	-0,10	-0,16	-0,32	-0,19	0,11	-0,16	0,07	0,24	0,14	0,03	0,07
Прочие сульфиды	0,32	0,28	0,33	-0,00	0,16	0,10	0,28	-0,20	-0,24	0,04	0,08	-0,30
Сумма сульфидов	0,48	0,33	0,45	0,09	0,04	0,04	0,27	0,20	-0,17	-0,02	0,10	-0,13
Магнетит	0,05	0,45	0,17	0,10	0,07	0,33	0,19	0,04	-0,08	0,27	0,14	0,13
Ильменит	0,14	0,28	0,14	-0,14	-0,04	0,12	-0,09	0,07	0,00	0,08	-0,08	-0,00
Хромит	-0,10	-0,19	-0,22	0,12	0,11	-0,09	-0,10	-0,02	-0,08	-0,07	-0,20	-0,01
Прочие оксиды	0,04	0,09	0,24	-0,19	0,31	0,02	0,15	-0,24	-0,31	-0,01	-0,08	-0,03
Сумма оксидов	0,09	0,40	0,19	-0,04	0,12	0,24	0,08	-0,01	-0,14	0,19	-0,01	0,07
Тип минерализации 2												
Клинопироксены	-0,39	-0,40	-0,39	-0,07	-0,28	-0,16	-0,17	0,31	0,28	-0,10	-0,05	0,02
Ортопироксены	-0,09	-0,21	0,19	0,38	0,16	0,20	0,58	0,04	-0,14	0,20	0,58	-0,24
Плагиоклазы	-0,73	-0,63	-0,76	-0,57	-0,75	-0,13	-0,45	0,23	0,76	-0,03	0,03	-0,64
Хлорит	0,76	0,69	0,70	0,45	0,68	0,20	0,29	-0,42	-0,69	0,10	-0,13	0,50
Серпентин	0,41	0,39	0,58	0,08	0,42	-0,02	0,35	-0,08	-0,42	-0,08	0,07	0,40
Прочие силикаты	0,22	0,10	0,48	0,54	0,48	0,12	0,69	-0,00	-0,47	0,07	0,46	0,24
Халькопирит	0,54	0,49	0,35	0,41	0,55	0,14	0,08	-0,32	-0,56	0,07	-0,27	0,40
Пирротин	0,85	0,93	0,70	-0,07	0,62	-0,38	-0,11	0,09	-0,64	-0,48	-0,58	0,87
Пентландит	-0,18	-0,19	-0,32	-0,20	-0,06	-0,41	-0,32	0,29	0,07	-0,36	-0,31	0,08
Пирит	-0,33	-0,30	-0,31	0,13	-0,21	0,22	0,10	0,01	0,22	0,25	0,27	-0,32
Прочие сульфиды	0,83	0,90	0,67	0,05	0,68	-0,25	-0,03	0,02	-0,70	-0,37	-0,50	0,79
Сумма сульфидов	0,57	0,60	0,40	0,27	0,55	0,01	0,06	-0,13	-0,55	-0,07	-0,30	0,50
Магнетит	0,07	0,10	-0,06	-0,26	0,08	-0,21	-0,12	0,29	-0,08	-0,22	-0,18	0,17
Ильменит	-0,39	-0,31	-0,33	-0,22	-0,38	-0,04	-0,16	0,39	0,39	0,02	0,11	-0,34
Хромит	0,58	0,56	0,61	0,20	0,46	-0,26	0,17	0,24	-0,48	-0,33	-0,22	0,82
Прочие оксиды	-0,29	-0,35	-0,17	0,00	-0,20	0,09	0,22	-0,09	0,20	0,11	0,42	-0,46
Сумма оксидов	0,41	0,42	0,46	0,09	0,33	-0,29	0,15	0,38	-0,34	-0,34	-0,14	0,65

Окончание табл. 3.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Тип минерализации 3												
Оливин	-0,40	-0,19	-0,15	0,05	-0,09	0,47	0,54	-0,31	0,16	0,50	0,67	-0,55
Клинопироксены	0,21	-0,18	-0,08	-0,01	-0,01	-0,25	0,08	-0,08	-0,02	-0,25	0,02	-0,14
Ортопироксены	0,29	0,61	0,50	0,12	0,13	0,36	0,29	0,22	-0,18	0,28	0,17	0,04
Плагиоклазы	0,02	0,01	0,14	-0,40	-0,38	-0,37	-0,38	0,13	0,40	-0,37	-0,16	0,11
Хлорит	-0,22	0,02	-0,21	0,44	0,38	0,50	-0,06	-0,27	-0,37	0,54	-0,19	0,17
Серпентин	-0,43	-0,28	-0,53	0,49	0,19	0,45	0,23	-0,13	-0,13	0,52	0,18	-0,00
Прочие силикаты	-0,11	0,05	-0,06	0,14	0,42	-0,21	-0,08	0,83	-0,42	-0,24	-0,34	0,46
Халькопирит	0,33	0,13	0,12	-0,21	-0,35	-0,33	-0,54	0,14	0,32	-0,34	-0,36	0,24
Пирротин	-0,25	-0,26	-0,36	-0,44	0,56	0,08	0,47	-0,38	-0,55	0,09	0,13	-0,51
Пирит	-0,04	0,03	0,02	0,22	-0,01	0,07	-0,52	-0,14	0,02	0,08	-0,42	0,34
Прочие сульфиды	-0,09	0,08	0,03	-0,05	0,29	-0,13	-0,45	-0,01	-0,29	-0,14	-0,55	0,48
Сумма сульфидов	0,11	0,08	0,04	-0,07	-0,05	-0,17	-0,63	-0,04	0,03	-0,17	-0,55	0,38
Магнетит	0,21	-0,14	0,08	-0,42	-0,05	-0,24	0,28	-0,33	0,02	-0,25	0,26	-0,40
Ильменит	0,33	-0,06	0,10	-0,14	-0,20	-0,56	-0,17	-0,01	0,16	-0,59	-0,15	0,22
Хромит	-0,21	-0,21	-0,23	0,14	0,46	-0,35	-0,25	0,76	-0,45	-0,34	-0,52	0,34
Прочие оксиды	0,20	0,12	0,10	-0,10	0,47	0,14	0,16	-0,38	-0,53	0,11	-0,14	-0,19
Сумма оксидов	0,24	-0,13	0,03	-0,21	0,10	-0,49	-0,04	0,04	-0,14	-0,51	-0,17	0,04

Примечание. Красным цветом выделены коэффициенты корреляции с уровнем значимости  $p < 0,05$ .

Таблица 3.6

Корреляция структурных характеристик с химическим составом пород для первого типа рудной минерализации

Компонент	Объем фазы 2	Площадь поверхности фазы 2	Фрактальная размерность фазы 2	Анизотропия фазы 2	Объем фазы 3	Площадь поверхности фазы 3	Фрактальная размерность фазы 3	Анизотропия фазы 3	Объем фазы 4	Площадь поверхности фазы 4	Фрактальная размерность фазы 4	Анизотропия фазы 4
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	-0,26	-0,38	-0,36	0,03	0,13	-0,34	0,00	-0,05	-0,05	-0,30	0,01	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,14	-0,13	-0,28	0,07	-0,19	-0,37	-0,38	0,17	0,14	-0,38	-0,27	-0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,05	0,03	0,01	-0,06	-0,31	-0,19	0,03	-0,02	-0,36	-0,22	-0,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	0,39	0,41	0,35	0,04	-0,01	0,17	0,06	0,06	-0,09	0,09	-0,05	0,04

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
MnO	-0,38	-0,29	-0,46	0,07	-0,01	-0,12	-0,30	-0,17	0,11	-0,07	-0,27	-0,07
MgO	-0,39	-0,14	-0,03	-0,11	0,39	0,30	0,38	-0,26	-0,27	0,34	0,15	0,15
CaO	0,35	0,23	0,17	-0,16	0,08	-0,12	0,05	0,02	-0,17	-0,19	-0,04	-0,19
Na <sub>2</sub> O	0,43	0,17	0,21	0,06	-0,08	-0,10	-0,09	0,21	-0,03	-0,15	-0,10	0,03
K <sub>2</sub> O	-0,19	-0,23	-0,48	0,01	-0,22	-0,34	-0,41	0,10	0,26	-0,32	-0,24	-0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	-0,18	-0,21	0,31	-0,13	-0,37	-0,39	0,22	0,07	-0,37	-0,35	0,02
П. п. п.	-0,26	0,12	0,06	-0,12	-0,30	0,44	-0,07	0,04	0,35	0,48	0,18	-0,06
C	-0,10	-0,01	0,19	0,05	0,25	0,20	0,15	-0,12	-0,21	0,22	-0,04	0,13
S	0,56	0,52	0,44	0,13	-0,12	0,17	0,08	0,12	-0,03	0,08	0,06	0,01
Sc	-0,16	-0,22	-0,29	-0,03	-0,09	-0,26	-0,21	0,26	0,12	-0,23	-0,08	0,05
V	-0,05	-0,16	-0,24	-0,15	-0,18	-0,30	-0,33	0,03	0,19	-0,29	-0,21	-0,24
Cr	0,01	-0,01	0,15	0,09	0,12	0,29	0,30	-0,13	-0,12	0,31	0,22	0,03
Co	0,36	0,37	0,34	0,15	-0,18	0,20	0,04	0,11	0,08	0,15	0,10	0,01
Ni	0,52	0,49	0,49	0,10	-0,06	0,21	0,15	0,13	-0,08	0,13	0,09	0,11
Cu	0,55	0,35	0,38	0,17	-0,06	0,05	0,06	0,10	-0,09	-0,02	-0,02	-0,07
Zn	-0,13	-0,28	-0,38	0,14	-0,26	-0,36	-0,41	0,13	0,29	-0,33	-0,20	-0,20
Rb	-0,19	-0,21	-0,41	0,01	-0,20	-0,31	-0,41	0,04	0,24	-0,30	-0,25	-0,28
Sr	0,11	-0,13	-0,23	-0,01	-0,10	-0,47	-0,22	0,15	0,07	-0,49	-0,16	-0,29
Y	0,09	-0,08	-0,10	0,10	-0,19	-0,17	-0,32	0,26	0,15	-0,16	-0,20	0,03
Zr	0,25	-0,18	-0,17	0,27	-0,12	-0,35	-0,36	0,19	0,05	-0,35	-0,31	-0,01
Ag	0,56	0,19	0,33	0,15	-0,06	-0,05	0,11	0,10	-0,09	-0,10	0,06	-0,21
Ba	-0,04	-0,25	-0,45	0,15	-0,16	-0,50	-0,39	0,19	0,16	-0,50	-0,29	-0,24
La	-0,02	-0,29	-0,32	0,16	-0,07	-0,41	-0,44	0,07	0,07	-0,39	-0,40	-0,07
Ce	0,01	-0,27	-0,31	0,15	-0,07	-0,40	-0,45	0,09	0,06	-0,39	-0,42	-0,05
Pr	0,08	-0,24	-0,29	0,19	-0,11	-0,40	-0,45	0,12	0,08	-0,39	-0,40	-0,07
Nd	0,14	-0,21	-0,25	0,20	-0,12	-0,39	-0,43	0,15	0,08	-0,39	-0,38	-0,07

Окончание табл. 3.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sm	0,16	-0,14	-0,27	0,18	-0,16	-0,35	-0,41	0,19	0,11	-0,36	-0,34	-0,12
Eu	0,18	-0,17	-0,25	0,19	-0,15	-0,42	-0,37	0,20	0,09	-0,43	-0,29	-0,10
Gd	0,22	-0,08	-0,11	0,14	-0,17	-0,25	-0,29	0,19	0,10	-0,26	-0,21	-0,05
Tb	0,23	-0,10	-0,14	0,15	-0,14	-0,29	-0,33	0,21	0,07	-0,30	-0,27	-0,04
Dy	0,25	-0,06	-0,09	0,14	-0,15	-0,24	-0,30	0,24	0,08	-0,25	-0,23	-0,02
Ho	0,22	-0,07	-0,10	0,13	-0,17	-0,22	-0,30	0,25	0,11	-0,23	-0,21	-0,01
Er	0,18	-0,04	-0,09	0,10	-0,19	-0,18	-0,32	0,28	0,14	-0,18	-0,20	0,00
Tm	0,13	-0,02	-0,08	0,06	-0,23	-0,11	-0,32	0,31	0,18	-0,12	-0,17	0,00
Yb	0,06	-0,01	-0,09	0,02	-0,25	-0,06	-0,32	0,31	0,22	-0,06	-0,14	0,01
Lu	0,09	-0,03	-0,09	0,02	-0,26	-0,08	-0,33	0,31	0,22	-0,08	-0,14	0,00
Hf	0,30	-0,12	-0,16	0,23	-0,12	-0,32	-0,33	0,21	0,04	-0,34	-0,30	-0,08
Pb	0,09	-0,15	-0,23	0,04	-0,05	-0,30	-0,29	0,45	0,02	-0,29	-0,29	0,08
Th	-0,06	-0,25	-0,38	0,14	-0,18	-0,32	-0,50	0,10	0,19	-0,30	-0,38	-0,16
U	0,11	-0,24	-0,22	0,23	-0,06	-0,36	-0,41	0,05	0,03	-0,35	-0,39	0,04
Pt	0,58	0,36	0,36	0,08	0,03	0,11	0,04	0,10	-0,18	0,03	-0,12	-0,12
Pd	0,51	0,29	0,28	0,04	-0,12	0,05	-0,09	0,22	-0,02	-0,01	-0,11	0,05
Rh	0,51	0,43	0,40	-0,03	-0,10	0,17	0,02	0,21	-0,04	0,09	-0,01	0,14
Ru	0,50	0,38	0,37	0,05	-0,10	0,21	0,03	0,16	-0,04	0,15	0,01	0,13
Ir	0,52	0,45	0,41	0,03	0,01	0,25	0,10	0,17	-0,15	0,17	-0,02	0,14
Au	0,46	0,28	0,28	0,05	-0,01	0,03	-0,04	0,15	-0,12	-0,03	-0,14	0,06
Ag	0,47	0,20	0,22	0,07	-0,17	-0,01	-0,16	0,19	0,04	-0,05	-0,14	-0,05
Os	0,33	0,03	0,16	0,20	-0,01	0,05	0,05	0,15	-0,08	0,04	0,02	-0,02
ΣЭПГ	0,54	0,32	0,31	0,05	-0,09	0,07	-0,06	0,20	-0,06	0,00	-0,11	0,02

Примечание. Красным цветом выделены коэффициенты корреляции с уровнем значимости  $p < 0,05$ ; п. п. п. — потери при прокаливании; ΣЭПГ — суммарное содержание элементов платиновой группы.



Таблица 3.7

Корреляция структурных характеристик с химическим составом пород для второго типа рудной минерализации

Компонент	Объем фазы 2	Площадь поверхности фазы 2	Фрактальная размерность фазы 2	Анизотропия фазы 2	Объем фазы 3	Площадь поверхности фазы 3	Фрактальная размерность фазы 3	Анизотропия фазы 3	Объем фазы 4	Площадь поверхности фазы 4	Фрактальная размерность фазы 4	Анизотропия фазы 4
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	-0,51	-0,30	-0,12	-0,77	-0,69	-0,41	-0,40	0,51	0,69	-0,37	-0,00	-0,36
TiO <sub>2</sub>	-0,51	-0,37	-0,25	-0,21	-0,36	-0,41	-0,19	0,55	0,37	-0,39	0,07	-0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,02	0,20	0,15	-0,59	-0,28	-0,23	-0,16	0,14	0,28	-0,24	-0,01	-0,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	-0,19	-0,24	-0,21	0,19	0,10	-0,01	-0,11	0,21	-0,09	0,02	-0,12	0,28
MnO	-0,37	-0,29	-0,35	-0,29	-0,26	-0,13	-0,14	0,42	0,26	-0,10	0,10	-0,23
MgO	0,45	0,20	0,24	0,58	0,45	0,45	0,30	-0,41	-0,46	0,44	0,03	0,30
CaO	0,04	0,10	0,01	-0,19	-0,04	-0,15	0,13	-0,21	0,04	-0,19	0,13	-0,08
Na <sub>2</sub> O	-0,40	-0,28	-0,07	-0,17	-0,18	-0,33	0,09	0,51	0,20	-0,32	0,31	-0,40
K <sub>2</sub> O	-0,10	0,29	-0,05	-0,75	-0,40	-0,50	-0,75	0,27	0,39	-0,49	-0,66	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0,41	-0,30	-0,22	-0,20	-0,52	-0,23	-0,39	0,56	0,52	-0,18	-0,09	-0,39
П. п. п.	0,32	0,13	0,33	0,33	0,11	0,40	0,11	-0,18	-0,12	0,41	0,02	-0,04
C	-0,42	-0,32	-0,16	-0,11	-0,48	-0,28	-0,36	0,61	0,48	-0,24	-0,09	-0,32
S	0,63	0,24	0,21	0,58	0,35	0,72	0,38	-0,76	-0,37	0,73	0,15	-0,04
Sc	-0,47	-0,42	-0,25	0,20	-0,08	-0,54	0,19	0,37	0,10	-0,56	0,31	-0,03
V	-0,38	-0,39	-0,10	0,25	-0,08	-0,33	0,24	0,36	0,09	-0,33	0,38	-0,31
Cr	0,49	0,28	0,23	0,67	0,50	0,39	0,24	-0,45	-0,51	0,38	-0,08	0,24
Co	0,58	0,25	0,25	0,60	0,41	0,61	0,30	-0,62	-0,43	0,61	0,04	0,16
Ni	0,51	0,22	0,24	0,63	0,41	0,53	0,27	-0,52	-0,42	0,53	0,00	0,16
Cu	0,48	0,09	0,19	0,60	0,28	0,64	0,33	-0,59	-0,29	0,66	0,16	0,05
Zn	-0,06	-0,37	-0,16	0,12	-0,41	0,11	0,19	-0,28	0,41	0,14	0,39	-0,05
Rb	-0,20	0,14	-0,08	-0,80	-0,54	-0,40	-0,77	0,30	0,54	-0,38	-0,58	-0,05
Sr	0,00	0,12	0,03	-0,54	-0,47	0,05	-0,27	0,28	0,46	0,07	0,01	-0,50
Y	-0,43	-0,28	-0,16	-0,28	-0,46	-0,27	-0,34	0,62	0,46	-0,24	-0,04	-0,45
Zr	-0,48	-0,33	-0,24	-0,25	-0,50	-0,34	-0,38	0,60	0,50	-0,31	-0,08	-0,36
Ag	-0,38	-0,26	-0,02	0,23	-0,04	-0,60	0,03	0,66	0,05	-0,59	0,13	-0,03

Окончание табл. 3.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ba	-0,06	0,24	-0,05	-0,68	-0,49	-0,38	-0,68	0,20	0,48	-0,37	-0,53	-0,01
La	-0,40	-0,23	-0,07	-0,25	-0,51	-0,39	-0,42	0,62	0,51	-0,35	-0,15	-0,33
Ce	-0,41	-0,24	-0,10	-0,22	-0,49	-0,37	-0,41	0,62	0,49	-0,34	-0,14	-0,33
Pr	-0,42	-0,26	-0,12	-0,21	-0,49	-0,35	-0,38	0,64	0,49	-0,31	-0,10	-0,36
Nd	-0,44	-0,29	-0,14	-0,22	-0,49	-0,34	-0,36	0,65	0,50	-0,30	-0,06	-0,39
Sm	-0,42	-0,22	-0,18	-0,20	-0,41	-0,42	-0,34	0,68	0,42	-0,40	-0,07	-0,33
Eu	-0,43	-0,26	-0,03	-0,28	-0,48	-0,40	-0,30	0,62	0,48	-0,37	-0,00	-0,44
Gd	-0,46	-0,31	-0,18	-0,22	-0,46	-0,32	-0,32	0,65	0,47	-0,29	-0,01	-0,42
Tb	-0,49	-0,33	-0,19	-0,25	-0,45	-0,36	-0,32	0,68	0,46	-0,33	-0,02	-0,40
Dy	-0,47	-0,31	-0,17	-0,23	-0,43	-0,33	-0,29	0,66	0,44	-0,30	0,00	-0,42
Ho	-0,48	-0,31	-0,18	-0,25	-0,43	-0,36	-0,31	0,67	0,44	-0,33	-0,02	-0,40
Er	-0,47	-0,30	-0,18	-0,24	-0,43	-0,33	-0,30	0,65	0,44	-0,30	-0,01	-0,42
Tm	-0,50	-0,28	-0,19	-0,33	-0,44	-0,43	-0,39	0,68	0,44	-0,39	-0,11	-0,33
Yb	-0,48	-0,28	-0,16	-0,32	-0,45	-0,37	-0,37	0,66	0,46	-0,34	-0,08	-0,38
Lu	-0,50	-0,27	-0,17	-0,32	-0,43	-0,43	-0,39	0,69	0,43	-0,40	-0,11	-0,33
Hf	-0,52	-0,34	-0,25	-0,25	-0,47	-0,43	-0,37	0,64	0,47	-0,40	-0,08	-0,31
Pb	-0,17	-0,45	-0,12	0,23	-0,34	-0,14	0,21	-0,15	0,34	-0,11	0,39	0,12
Th	-0,43	-0,24	-0,17	-0,28	-0,49	-0,36	-0,42	0,64	0,49	-0,33	-0,14	-0,37
U	-0,47	-0,30	-0,25	-0,25	-0,51	-0,36	-0,44	0,65	0,52	-0,32	-0,14	-0,34
Pt	0,49	0,26	0,25	0,65	0,47	0,42	0,24	-0,46	-0,48	0,41	-0,07	
Pd	0,49	0,26	0,25	0,65	0,47	0,42	0,24	-0,46	-0,48	0,42	-0,06	0,23
Rh	0,49	0,26	0,25	0,65	0,47	0,41	0,24	-0,46	-0,48	0,41	-0,06	0,23
Ru	0,49	0,26	0,25	0,65	0,47	0,42	0,24	-0,46	-0,48	0,41	-0,06	0,23
Ir	0,49	0,26	0,25	0,65	0,48	0,41	0,24	-0,45	-0,48	0,41	-0,07	0,23
Au	0,53	0,28	0,24	0,64	0,49	0,48	0,26	-0,48	-0,50	0,47	-0,05	0,22
Ag	0,53	0,09	0,19	0,48	0,14	0,75	0,36	-0,68	-0,16	0,77	0,26	-0,05
Os	0,49	0,26	0,25	0,65	0,48	0,41	0,24	-0,46	-0,49	0,40	-0,07	0,23
ΣЭПГ	0,49	0,26	0,25	0,65	0,47	0,42	0,24	-0,46	-0,48	0,41	-0,06	0,23

Примечание. Красным цветом выделены коэффициенты корреляции с уровнем значимости  $p < 0,05$ ; п. п. п. — потери при прокаливании; ΣЭПГ — суммарное содержание элементов платиновой группы

Таблица 3.8

Корреляция структурных характеристик с химическим составом пород для третьего типа рудной минерализации

Компонент	Объем фазы 2	Площадь поверхности фазы 2	Фрактальная размерность фазы 2	Анизотропия фазы 2	Объем фазы 3	Площадь поверхности фазы 3	Фрактальная размерность фазы 3	Анизотропия фазы 3	Объем фазы 4	Площадь поверхности фазы 4	Фрактальная размерность фазы 4	Анизотропия фазы 4
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	0,57	0,41	0,46	-0,06	-0,24	-0,06	-0,04	0,02	0,16	-0,11	0,03	-0,08
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,22	0,40	-0,04	-0,23	-0,45	-0,07	0,16	0,13	-0,49	-0,10	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,59	-0,50	-0,58	0,22	0,14	0,31	0,20	-0,45	-0,04	0,36	0,23	0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3Т</sub>	0,58	0,28	0,48	-0,14	-0,29	-0,36	0,04	0,06	0,20	-0,39	0,02	-0,11
MnO	0,51	0,48	0,58	-0,11	-0,15	-0,10	-0,09	-0,26	0,06	-0,13	-0,09	-0,05
MgO	-0,21	-0,28	-0,50	0,53	-0,04	0,30	-0,03	-0,34	0,08	0,34	0,04	0,22
CaO	-0,24	0,04	0,09	-0,34	-0,35	0,23	0,29	-0,20	0,43	0,25	0,44	-0,31
Na <sub>2</sub> O	-0,01	0,23	0,34	-0,46	-0,27	-0,03	0,08	-0,12	0,30	-0,03	0,18	-0,23
K <sub>2</sub> O	0,25	0,11	-0,07	0,53	0,16	0,06	-0,41	-0,36	-0,23	0,04	-0,41	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	0,41	0,47	0,01	-0,28	-0,26	-0,12	0,01	0,19	-0,30	-0,12	-0,01
П. п. п.	-0,22	0,24	-0,08	0,22	0,25	0,42	-0,15	-0,13	-0,24	0,43	-0,19	0,14
C	-0,28	0,10	0,09	-0,31	0,11	0,08	-0,02	0,15	-0,07	0,10	-0,03	-0,11
S	0,88	0,91	0,88	-0,13	-0,58	0,21	0,09	-0,37	0,48	0,13	0,24	-0,34
Sc	0,67	0,37	0,27	0,25	-0,09	-0,39	-0,73	0,20	-0,03	-0,43	-0,68	0,50
V	0,73	0,33	0,35	0,19	-0,27	-0,36	-0,28	0,07	0,16	-0,40	-0,27	0,21
Cr	0,27	0,37	-0,02	0,57	0,05	0,35	-0,44	-0,22	-0,11	0,33	-0,38	0,34
Co	0,46	0,22	0,01	0,58	0,09	-0,19	-0,58	0,07	-0,18	-0,20	-0,62	0,56
Ni	0,03	0,02	-0,37	0,74	0,31	0,12	-0,50	0,27	-0,35	0,14	-0,57	0,54
Cu	0,76	0,55	0,48	0,01	-0,29	-0,33	-0,44	0,40	0,18	-0,38	-0,38	0,17
Zn	-0,01	0,28	0,33	-0,41	-0,21	0,05	0,02	-0,05	0,24	0,05	0,10	-0,22
Rb	0,31	0,18	-0,05	0,62	0,05	0,21	-0,23	-0,49	-0,12	0,19	-0,24	0,35
Sr	0,35	0,34	-0,05	0,77	0,10	0,34	-0,32	-0,28	-0,18	0,33	-0,34	0,37
Y	0,31	0,36	0,46	-0,31	-0,28	-0,17	-0,02	-0,05	0,25	-0,18	0,02	-0,13
Zr	0,36	0,36	0,48	-0,34	-0,39	-0,21	-0,09	-0,10	0,36	-0,23	0,01	-0,13
Ag	-0,15	0,01	0,10	-0,33	-0,16	0,46	0,63	-0,36	0,20	0,46	0,67	-0,75

Окончание табл. 3.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ba	0,48	0,22	0,17	0,36	0,09	-0,16	-0,41	-0,25	-0,19	-0,19	-0,45	0,42
La	0,43	0,31	0,48	-0,26	-0,33	-0,27	-0,05	-0,04	0,28	-0,30	-0,00	-0,07
Ce	0,38	0,29	0,46	-0,29	-0,32	-0,28	-0,06	-0,01	0,28	-0,30	-0,01	-0,07
Pr	0,36	0,30	0,46	-0,31	-0,31	-0,27	-0,07	0,01	0,28	-0,29	-0,02	-0,07
Nd	0,35	0,31	0,46	-0,32	-0,31	-0,27	-0,07	0,02	0,27	-0,29	-0,02	-0,08
Sm	0,31	0,25	0,40	-0,35	-0,32	-0,34	-0,11	0,05	0,29	-0,35	-0,05	-0,04
Eu	0,47	0,29	0,43	-0,20	-0,27	-0,39	-0,19	0,08	0,21	-0,41	-0,16	0,07
Gd	0,36	0,32	0,46	-0,35	-0,30	-0,32	-0,12	0,06	0,26	-0,34	-0,07	-0,05
Tb	0,35	0,34	0,46	-0,32	-0,29	-0,26	-0,09	0,04	0,25	-0,28	-0,04	-0,07
Dy	0,33	0,31	0,44	-0,34	-0,28	-0,28	-0,09	0,06	0,25	-0,30	-0,04	-0,07
Ho	0,32	0,29	0,42	-0,34	-0,27	-0,31	-0,11	0,08	0,24	-0,32	-0,07	-0,04
Er	0,29	0,28	0,42	-0,35	-0,27	-0,28	-0,10	0,07	0,25	-0,30	-0,05	-0,06
Tm	0,31	0,33	0,44	-0,33	-0,28	-0,23	-0,07	0,01	0,25	-0,25	-0,03	-0,08
Yb	0,30	0,30	0,43	-0,36	-0,29	-0,26	-0,08	0,03	0,26	-0,27	-0,02	-0,08
Lu	0,27	0,27	0,40	-0,34	-0,27	-0,28	-0,09	0,05	0,24	-0,29	-0,04	-0,05
Hf	0,34	0,28	0,43	-0,36	-0,39	-0,33	-0,15	-0,01	0,36	-0,34	-0,05	-0,06
Pb	0,11	0,34	0,36	-0,29	-0,06	-0,03	-0,02	0,13	0,05	-0,04	-0,04	-0,17
Th	0,10	0,32	0,40	-0,41	-0,28	-0,00	0,06	-0,12	0,29	-0,01	0,14	-0,23
U	0,20	0,34	0,45	-0,41	-0,31	-0,10	-0,01	-0,07	0,30	-0,12	0,07	-0,20
Pt	0,63	0,63	0,45	0,01	-0,45	0,07	-0,30	0,07	0,37	0,03	-0,12	-0,02
Pd	0,60	0,62	0,44	-0,01	-0,41	0,07	-0,27	0,15	0,34	0,03	-0,11	-0,05
Rh	0,67	0,68	0,47	0,06	-0,48	0,11	-0,29	0,02	0,40	0,06	-0,10	-0,03
Ru	0,67	0,68	0,47	0,06	-0,48	0,11	-0,29	0,02	0,40	0,06	-0,10	-0,03
Ir	0,67	0,68	0,47	0,06	-0,48	0,11	-0,29	0,02	0,40	0,06	-0,10	-0,03
Au	0,29	0,16	0,05	-0,08	-0,39	-0,30	-0,45	0,28	0,38	-0,31	-0,27	0,15
Ag	0,51	0,55	0,50	-0,35	-0,38	-0,04	0,01	0,22	0,32	-0,09	0,09	-0,29
Os												
ΣЭПГ	0,62	0,63	0,44	-0,00	-0,43	0,08	-0,28	0,11	0,35	0,03	-0,11	-0,04

Примечание. Красным цветом выделены коэффициенты корреляции с уровнем значимости  $p < 0,05$ ; п. п. — потери при прокаливании; ΣЭПГ — суммарное содержание элементов платиновой группы.

То, что наборы коррелирующих переменных уникальны для каждого типа минерализации, позволяет найти значения, позволяющие разграничить типы по структурным параметрам. Для этого мы использовали один из регрессионных методов, позволяющий свернуть структурную информацию, характеризующую конкретный тип минерализации, в одно уравнение.

Ранее нами было показано, что наилучшим методом для решения задачи регрессии для геолого-минералогических данных является метод многомерных адаптивных регрессионных сплайнов (МАРС) (Kalashnikov et al. 2021). МАРС — это один из видов регрессионного анализа. Он является непараметрической регрессией, его можно рассматривать как расширение линейной множественной регрессии, которое автоматически моделирует нелинейности и взаимодействие между переменными. Основой метода МАРС являются так называемые шарнирные функции — функции вида:

$$y = a * \max(0; x - b) + \dots, \quad (3.1)$$

где  $y$  — искомый (прогнозируемый) параметр (в нашем случае — тип рудной минерализации);  $x$  — предиктор (переменная, через которую рассчитывается прогнозируемый параметр; в нашем случае — структурные характеристики, фрактальная размерность или анизотропия);  $a$  и  $b$  — параметры регрессии (Friedman 1991). Оператор  $\max$  обозначает выбор максимального значения из двух: 0 или  $x - b$ . По сути, шарнирная функция — это комбинация арифметического и логического вычислений, т. к. оператор  $\max$  можно записать в виде логического оператора «если» (приводится в синтаксисе MS Excel):

$$\max(0; x - b) = \text{ЕСЛИ}(x > b; x - b; 0). \quad (3.2)$$

Регрессионная модель строится как многочлен: первый член является константой, последующие — шарнирными функциями. Параметры поиска регрессионных моделей, которые применялись в работе: максимальное число базисных функций = 21, степень взаимодействия = 2, пенальти = 2, порог — 0,0005.

Для определения типов рудной минерализации использовались значения фрактальной размерности и анизотропии рентгеноплотностных фаз 2–4. Фаза 1 встречалась редко, поэтому ее количественные характеристики были исключены из расчетов. Уравнения регрессии МАРС, позволяющие распознать тип минерализации по структурным характеристикам, таковы:

$$\begin{aligned} \text{тип оруденения}_1 = & 0,234527531165922 - 8,20170741335861 * \max \\ & (0; D_2 - 2,03255248) + 5,11122463978063 * \max \\ & (0; A_2 - 0,519826472) - 12,4731199696609 * \max \\ (0; 0,519826472 - A_2) - & 1,92300464691396 * \max(0; 0,519826472 - A_2) * \max \\ & (0; A_4 - 0,519826472) - 4,65736015971003 * \max \\ & (0; D_4 - 2,51692748) + 8,11937252948478 * \max \\ & (0; 2,51692748 - D_4) + 34,2928573651867 * \max \\ (0; D_2 - 1,94192874) - & 5,64579856425065 * \max(0; D_3 - 2,56344271) * \max(0; 2,51692748 - \\ & D_4); \end{aligned} \quad (3.3)$$

$$\begin{aligned} \text{тип оруденения}_2 = & 0,721479481552693 + 8,33605343209577 * \max \\ & (0; D_2 - 2,03255248) - 3,70842948510946 * \max \\ & (0; A_2 - 0,519826472) - 15,3341567369961 * \max \\ (0; 0,519826472 - A_2) + & 1,05295462055471e+000 * \max(0; 0,519826472 - A_2) * \max \\ & (0; A_4 - 0,512014866) + 5,62683152216777 * \max \\ & (0; D_4 - 2,51692748) - 8,04242310528347 * \max \\ & (0; 2,51692748 - D_4) - 362,392598982517 * \max \\ (0; D_2 - 1,94192874) + & 27,6799569539238 * \max(0; D_3 - 2,56344271) * \max \\ & (0; 2,51692748 - D_4); \end{aligned} \quad (3.4)$$

$$\begin{aligned}
& \text{тип оруденения}_3 = 0,0439929872813844 - 0,134346018737158 * \max \\
& \quad (0; D_2 - 2,03255248) - 1,40279515467118 * \max \\
& \quad (0; A_2 - 0,519826472) + 27,807276706657 * \max \\
(0; 0,519826472 - A_2) + 8,70050026359246e-001 * \max & (0; 0,519826472 - A_2) * \max \\
& \quad (0; A_4 - 0,512014866) - 0,969471362457742 * \max \\
& \quad (0; D_4 - 2,51692748) - 0,0769494242013039 * \max \\
& \quad (0; 2,51692748 - D_4) + 1,94640253306504 * \max \\
(0; D_2 - 1,94192874) - 0,0232842844965265 * \max & (0; D_3 - 2,56344271) * \max \\
& \quad (0; 2,51692748 - D_4),
\end{aligned} \tag{3.5}$$

где  $D_2, D_3, D_4$  — фрактальная размерность фаз 2–4 соответственно;  $A_2, A_3, A_4$  — анизотропия фаз 2–4 соответственно. Результатом расчетов будут значения 0 или 1 (1 означает принадлежность образца к данному типу рудной минерализации).

Уравнения регрессии, получаемые методом МАРС хороши тем, что из них легко получить информацию о граничных значениях неких характеристик, позволяющих отнести объект к той или иной группе. В каждом из приведенных выше уравнений регрессии граничными параметрами являются слагаемые в шарнирной функции ( $b$  в уравнении 3.1). Если  $a$  положительно, то к данному типу минерализации относятся породы со значениями характеристики выше  $b$ , если  $a$  отрицательно — то ниже. Если в уравнении встречается значения как больше, так и меньше одного и того же порога, то это значения считается амбивалентным и игнорируется для дальнейших выводов. На основе приведенных уравнений регрессии мы составили таблицу, показывающую граничные значения структурных характеристик для разных типов минерализации (табл. 3.9).

Таблица 3.9

Граничные значения структурных характеристик для разных типов оруденения

Тип оруденения	Рентгеноплотностная фаза 2		Рентгеноплотностная фаза 3		Рентгеноплотностная фаза 4	
	$A_2$	$D_2$	$A_3$	$D_3$	$A_4$	$D_4$
1	> 0,52	> 1,94	–	< 2,56	< 0,51	< 2,52
2		> 2,03   < 1,94	–	> 2,56	> 0,51	> 2,52
3	< 0,52	1,94 < $D_2$ < 2,03	–	< 2,56	> 0,51	

Примечания: 1.  $A$  — анизотропия;  $D$  — фрактальная размерность соответствующих фаз.

2. Прочерк означает, что данный предиктор не дал вклад в регрессию; пустые ячейки означают, что данные предикторы дают амбивалентные значения и напрямую не интерпретируются.

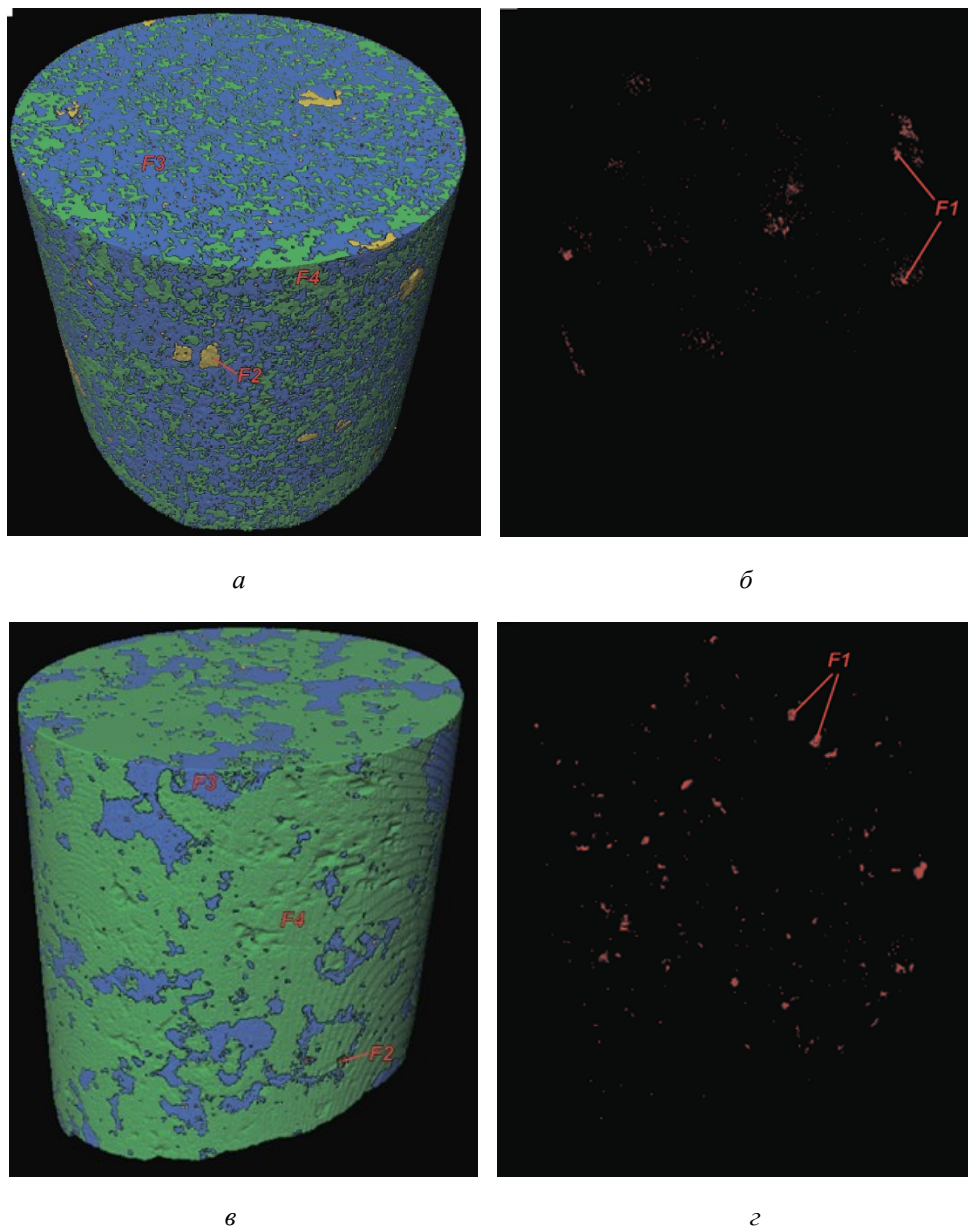
Выделенные типы оруденения так или иначе разделяются по количественным структурным характеристикам — анизотропии и фрактальной размерности фаз 2–4. Таким образом, в табл. 3.9 приведены индикаторные структурные критерии для оценки типов минерализации, которые, в свою очередь, отражают качество руд.

В следующей главе мы детально рассмотрим вещественное наполнение фаз 1–4 по типам рудной минерализации, оценим взаимосвязи между составами породообразующих и рудных минералов и структурными характеристиками.

## 4. ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНЫХ (РЕНТГЕНОПЛОТНЫХ) ФАЗ

### 4.1. Рентгеноплотная фаза 1

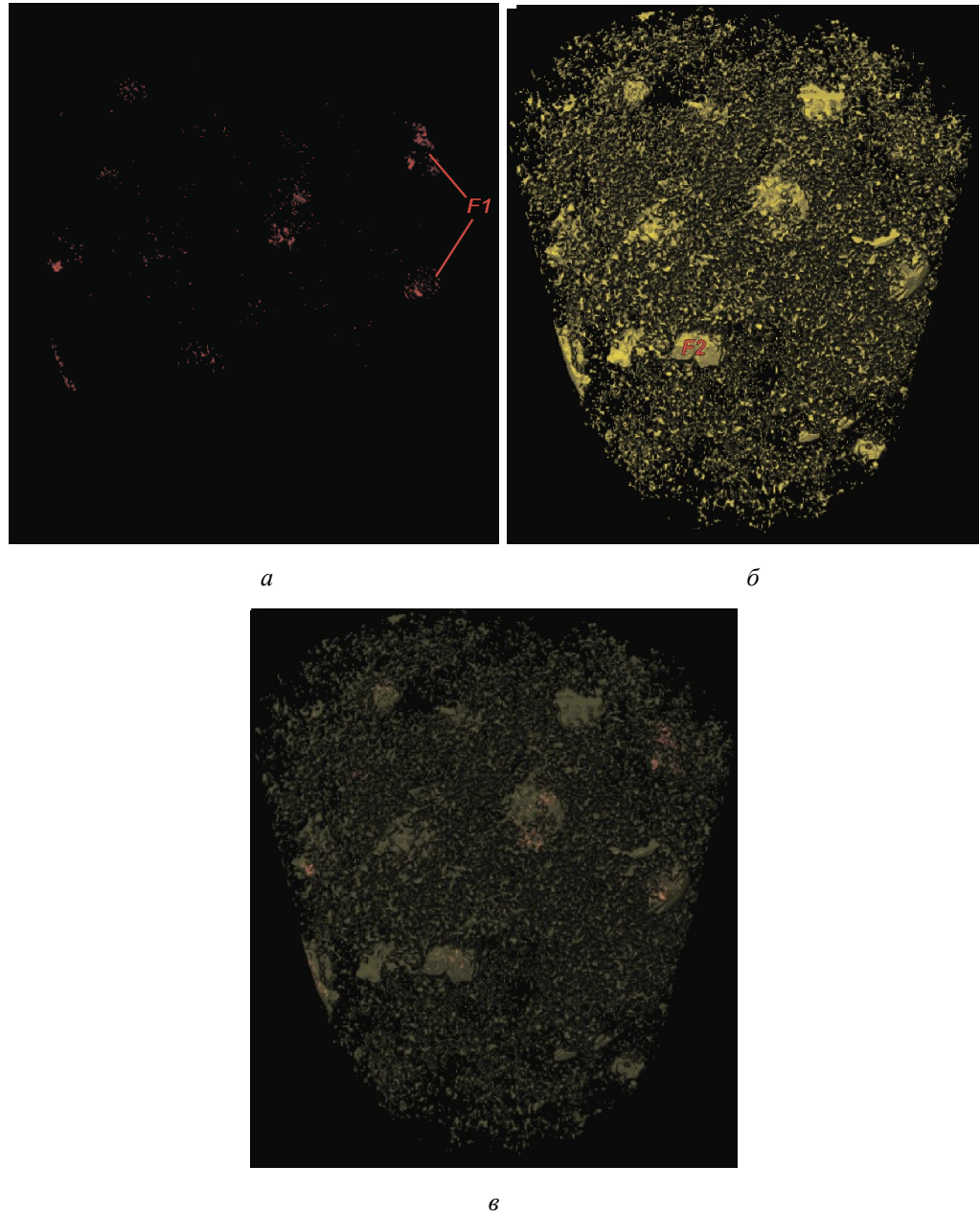
Определяемая по рентгеновской плотности фаза 1 объединяет минералы элементов платиновой группы и галенит. Ее внутреннее строение показано на рис. 4.1.



**Рис. 4.1.** Внутреннее строение фазы 1: *а* — объемная визуализация трех фаз (F2, F3, F4) в образце такситового габбро-долерита (обр. СК-35; Талнахская интрузия); *б* — трехмерная визуализация фазы 1 (F1) в образце СК-35; *в* — объемная визуализация трех фаз в образце лейкогаббро (обр. 39/1608,5; Харахлахская интрузия); *г* — трехмерная визуализация фазы 1 (F1) в образце 39/1608,5

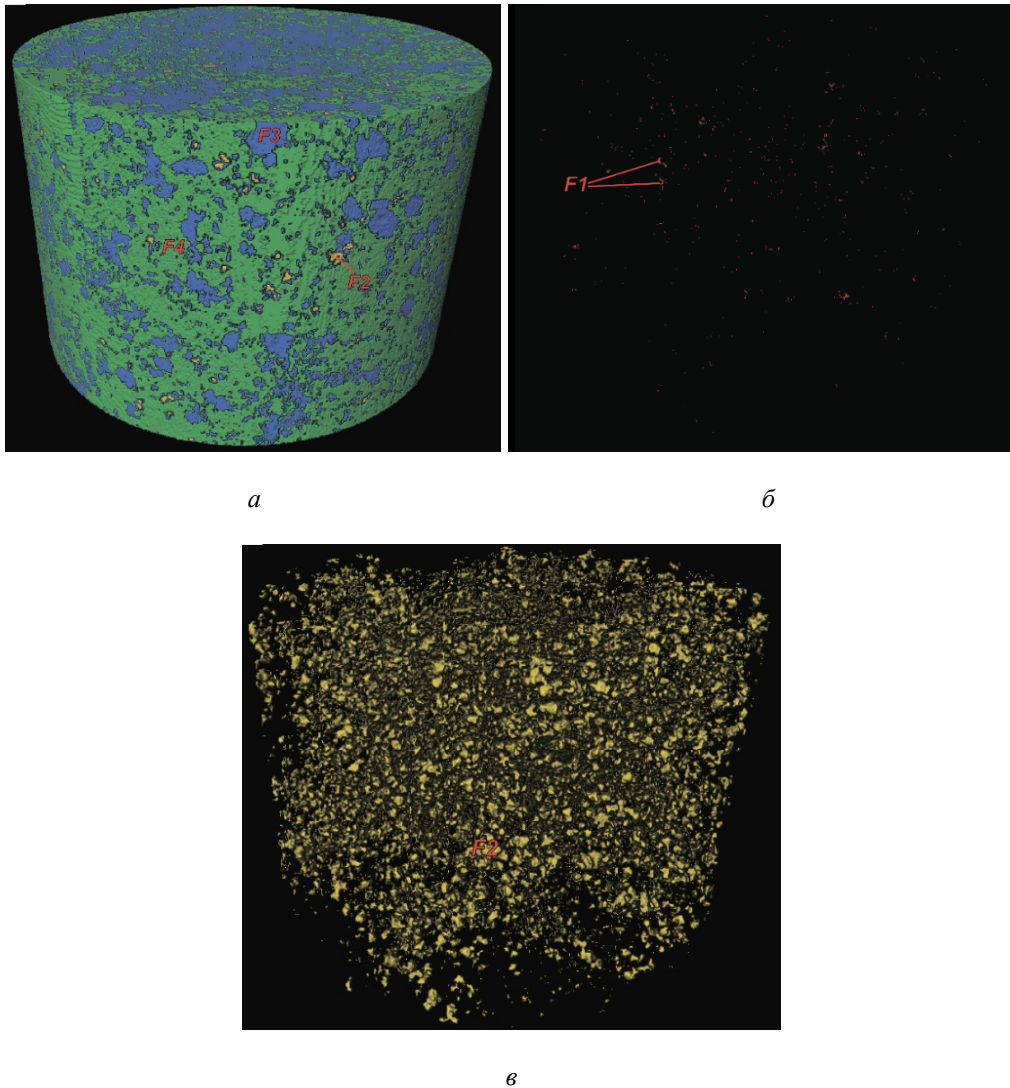


Фаза 1 в породах с оруденением первого и второго типов представляет собой мелкие неправильной формы зерна, расположенные чаще всего скоплениями (рис. 4.1 б). В таких скоплениях обычно присутствуют одно или несколько относительно более крупных зерен и множество мелких. При сопоставлении расположения фазы 1 с расположением фазы 2 хорошо видно, что скопления зерен фазы 1 приурочены к каплям, т. е. крупным округлым обособлениям, сложенным фазой 2 (рис. 4.2).



**Рис. 4.2.** Сопоставление расположения в пространстве фаз 1 и 2 в образце такситового габбродолерита (обр. СК-35; Талнахская интрузия): *а* — трехмерная визуализация фазы 1; *б* — трехмерная визуализация фазы 2; *в* — совмещенная трехмерная визуализация фаз 1 и 2

В породах с оруденением третьего типа фаза 1 идентифицируется редко (в половине изученных образцов) и представлена редкими мелкими зернами, равномерно рассеянными в объеме породы (рис. 4.3). В данных породах также отсутствуют крупные каплевидные скопления фазы 2 (см. ниже), пространственной взаимосвязи фаз 1 и 2 не обнаружено.



**Рис. 4.3.** *А* — объемная визуализация трех фаз (F2, F3, F4) в образце оливинового габбродолерита (обр. СК-24; Талнахская интрузия); *б* — трехмерная визуализация фазы 1 (F1) в образце СК-24; *в* — трехмерная визуализация фазы 2 (F2) в образце СК-24

В вещественном плане фаза 1 — это галенит и минералы элементов платиновой группы (табл. 3.2). В отличие от галенита, зерна которого встречаются в каждом образце, где присутствует фаза 1, из минералов элементов платиновой группы был найден только сперрилит в двух образцах с оруденением первого типа (табл. 4.1).

## Химический состав сперрилита

Компонент	Номер образца	
	68 / 1765,3	80 / 1667,2
Fe	0,93	0,79
Cu	0,52	1,50
As	42,83	40,78
Sn	0,00	0,20
Sb	0,00	0,77
Pt	55,94	56,61
сумма	100,23	100,65
Коэффициенты в формуле		
Fe	0,06	0,05
Cu	0,03	0,09
As	2,00	2,00
Sn	0,00	0,01
Sb	0,00	0,02
Pt	1,00	1,07

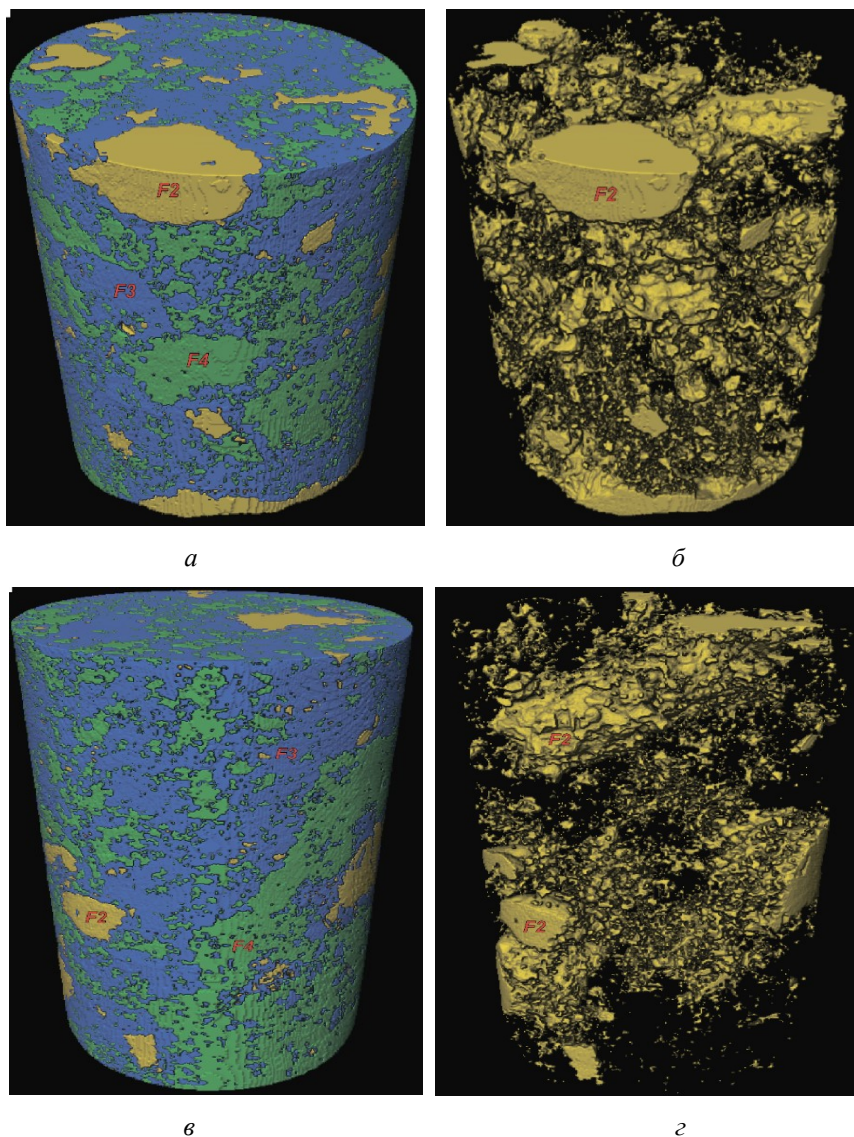
**4.2. Рентгеноплотностная фаза 2**

Определяемая по рентгеновской плотности фаза 2 представляет собой собственно рудное вещество — это сульфиды и их сростания, а также различные окислы такие, как минералы группы шпинели и ильменит.

Внутреннее строение фазы 2 очень разнообразно, но прослеживается четкая взаимосвязь ее морфологии с типом оруденения. Оруденение первого типа, связано преимущественно с габбродолеритами. Эти породы сложены идиоморфными кристаллами оливина (форстерита), аллотриоморфными зернами клинопироксена (диопсида) с многочисленными пойкилитовыми включениями призматических зерен плагиоклаза. Среди габбродолеритов выделяются пикритовые, такситовые, лейкократовые разновидности. Фаза 2 в породах, несущих оруденение первого типа, представлена крупными каплями, пространство между которыми заполнено мелкими и тонкими ветвящимися прожилками. Типичная морфология фазы 2 в породах первого типа оруденения представлена на рис. 4.4.

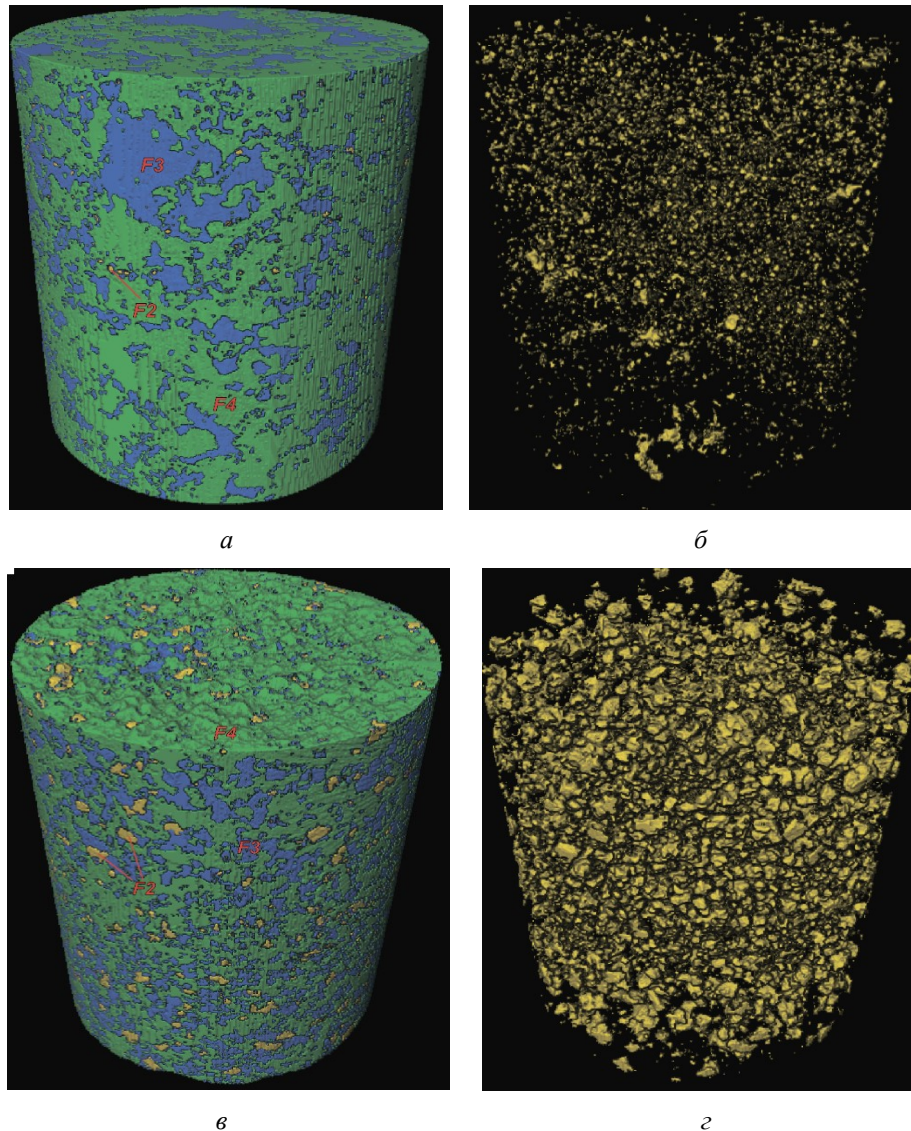
Оруденение второго типа связано преимущественно с лейкогаббро. Крупных гнезд или капель, сложенных фазой 2 здесь, как правило, нет. Вместо этого наблюдается относительно равномерная вкрапленность рудных минералов. Характерный облик фазы 2 в породах, несущих оруденение второго типа представлен на рис. 4.5 а, б. Оруденение третьего типа связано с оливиновыми или оливинсодержащими габбродолеритами, обычно пойкилоофитовой структуры. Оруденение третьего типа по морфологии фазы 2 можно рассматривать как переходное между оруденением первого и второго типов. Здесь отсутствуют крупные капли или изометричные скопления рудных минералов, но, однако, наблюдается тенденция к разделению относительно более крупных обособлений и мелких тонких прожилков, заполняющих основной объем образца. Типичный облик фазы 2 в породах, несущих оруденение третьего типа, представлен на рис. 4.5 в, г.

Как было сказано выше, фаза 2 представляет собой собственно рудное вещество — сульфиды и различные окислы, главным образом из группы шпинели. Детальные сведения о морфологии и анатомии сульфидов и их агрегатов из пород с различным типом оруденения были получены при в ходе электронно-микроскопических исследований. В первом и третьем типах оруденения сульфиды заполняют интерстиции породообразующих минералов (рис. 4.6 *a, d, e*), а сульфидные капли, характерные для первого типа оруденения, имеют многочисленные апофизы (рис. 4.6 *б*). Во втором типе оруденения отдельные мелкие обособления сульфидов расположены, как правило, внутри зерен клинопироксенов (рис. 4.6 *в, з*).



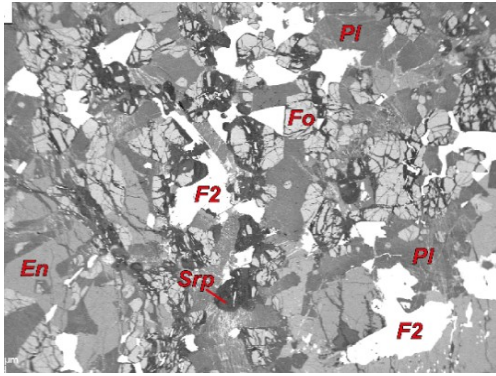
**Рис. 4.4.** *А* — объемная визуализация трех фаз (F2, F3, F4) в образце габбродолерита (обр. 80/1655,85; Хараелахская интрузия); *б* — трехмерная визуализация фазы 2 (F2) в образце 80 / 1655,85; *в* — объемная визуализация трех фаз в образце габбродолерита (обр. 80 / 1656,5; Хараелахская интрузия); *з* — трехмерная визуализация фазы 2 (F2) в образце 80 / 1656,5



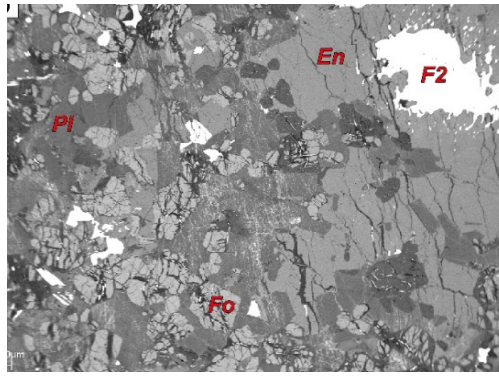


**Рис. 4.5.** *А* — объемная визуализация трех фаз (F2, F3, F4) в образце лейкогаббро (обр. 80 / 1600,8; Хараелахская интрузия); *б* — трехмерная визуализация фазы 2 (F2) в образце 80 / 1600,8; *в* — объемная визуализация трех фаз в образце оливинсодержащего габбро-долерита (обр. 80 / 1616,0; Хараелахская интрузия); *г* — трехмерная визуализация фазы 2 (F2) в образце 80 / 1616,0

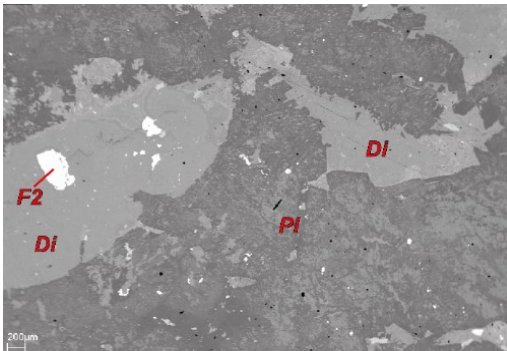
Структурные характеристики фазы 2 коррелируют с содержанием в породе сульфидов и минералов группы шпинели, причем характер корреляций зависит от типа минерализации. В первом типе минерализации объем и фрактальная размерность фазы 2 положительно коррелируют с содержанием халькопирита, пентландита и пирротина. При увеличении содержания магнетита в первом типе оруденения увеличивается лишь площадь поверхности второй фазы. Во втором типе минерализации объем, площадь поверхности и фрактальная размерность фазы 2 положительно коррелируют с содержанием пирротина и халькопирита, а также с содержанием хромита. В третьем типе минерализации корреляции между содержанием сульфидов или минералов группы шпинели и структурными характеристиками отсутствуют.



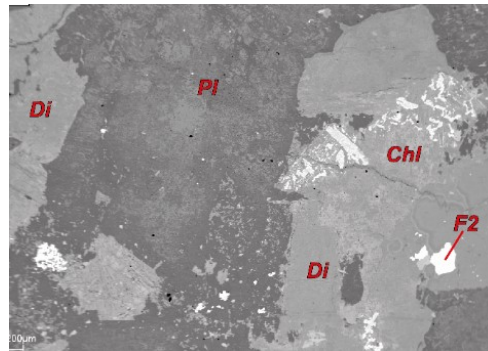
*a*



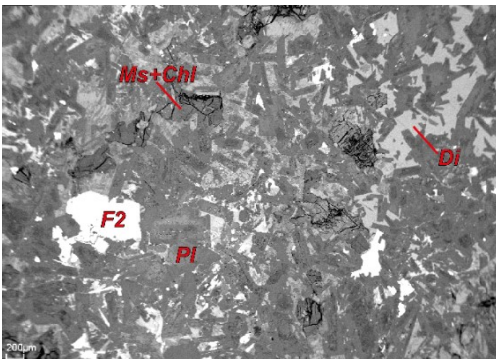
*б*



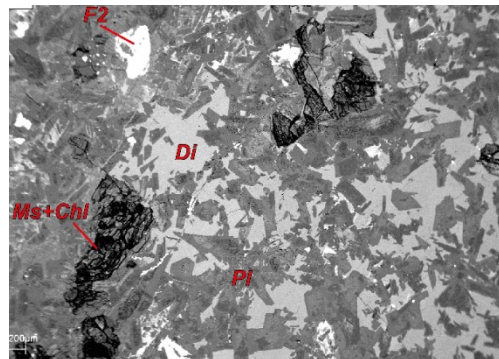
*в*



*г*



*д*



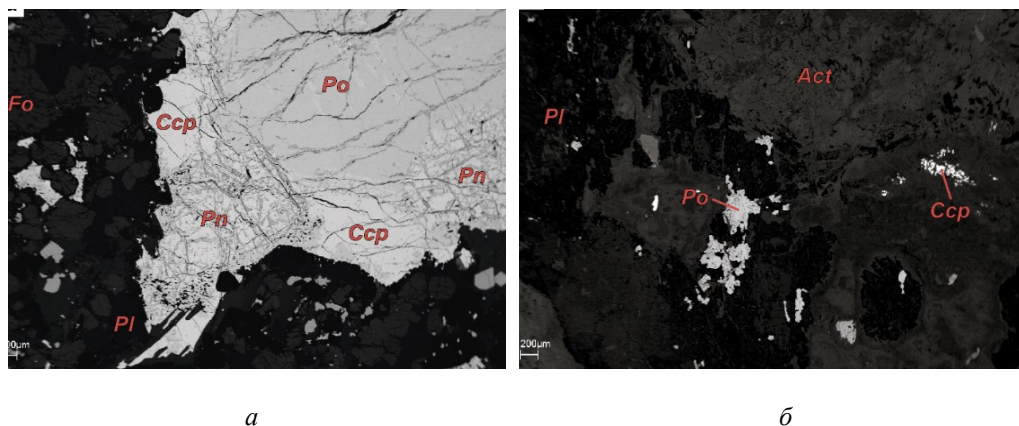
*е*

**Рис. 4.6.** Сульфидные агрегаты (F2) в такситовом габбродолерите (обр. 80 / 1660,4; Хараелахская интрузия): *a* — интерстициальная вкрапленность сульфидов; *б* — отдельная капля сульфидов. Сульфидная вкрапленность (F2) в лейкогаббро (обр. 80 / 1604,7; Хараелахская интрузия): *в, г* — мелкие капли сульфидов внутри зерен пироксена. Сульфидная вкрапленность (F2) в оливиновом габбродолерите (обр. 68-2/1761,4; Хараелахская интрузия): *д, е* — сульфиды в интерстициях породообразующих силикатов. Изображения в обратнорассеянных электронах. Chl — клинохлор, Di — диопсид, En — энстатит, Fo — форстерит, Ms — мусковит, Pl — плагиоклаз, Srp — серпентин



Главными сульфидами являются халькопирит, пентландит, пирротин и пирит. Реже встречаются сфалерит, кубанит, миллерит и аргентопентландит. Разные типы оруденения отличаются по модальному содержанию сульфидов и их соотношениям. Так, в первом типе оруденения содержание халькопирита варьирует от 0,1 до 20 об. %, содержание пирротина изменяется в пределах от 0 до 22 об. %, содержание пентландита — от 0 до 9 об. %, а содержание пирита меняется от 0 до 1 об. %. При этом соотношение содержания халькопирита к пирротину меняется в пределах от 0,29 до 2,67 при медианном значении 0,60. Соотношение содержания пирротина к содержанию пентландита изменяется от 2 до 15 при медианном значении равном 5. Во втором типе оруденения содержание сульфидов значительно ниже и составляет 0,1–3 % объема породы для халькопирита, 0–1 % объема породы для пирротина, 0–0,2 % объема породы для пентландита и 0–3 % объема породы для пирита. Во третьем типе оруденения содержание халькопирита составляет 0,1–0,7 % объема породы, пирротина — 0–0,2 % объема породы, а содержание пентландита и пирита варьирует от 0 до 0,8% и от 0,1 до 1% объема породы соответственно.

Халькопирит во всех типах оруденения образует выделения неправильной формы, размер которых варьирует от 0,05–1 мм (во втором и третьем типах оруденения) до 7 мм (в первом типе оруденения). В породах, несущих оруденение первого типа халькопирит обычно находится в сростаниях с другими сульфидами, главным образом пирротинном и пентландитом (рис. 4.7 а). В породах, содержащих оруденение второго и третьего типов, халькопирит образует мелкие изолированные зерна или агрегаты мелких зерен (рис. 4.7 б).



**Рис. 4.7.** А — зерна халькопирита (Ccp) в сростаниях с пирротинном (Po) и пентландитом (Pn) в пикритовом габбродолерите (обр. 80 / 1654,85; Хараелахская интрузия); б — мелкие зерна халькопирита (Ccp) в ассоциации с пирротинном (Po) среди кристаллов актинолита (Act) в лейкогаббро (обр. 80/1608; Хараелахская интрузия). Изображения в обратнорассеянных электронах. Fo — форстерит, Pl — плагиоклаз

Репрезентативные химические анализы халькопирита представлены в табл. 4.2. Халькопирит практически не содержит примесей, за исключением цинка, содержание которого может достигать 0,98 мас. % Zn. Халькопирит в породах, относящихся к первому типу оруденения, характеризуется максимальным содержанием железа, в то время как состав халькопирита из второго и третьего типов оруденения более широко варьирует в отношении концентраций железа и меди (рис. 4.8).

Таблица 4.2

## Репрезентативные химические анализы халькопирита

№ образца	Тип оруд.	Мас. % элементов				Сумма	Кэфф. в формуле				Порода
		Fe	Zn	S	Cu		Fe	Zn	S	Cu	
68-2 / 1766,6	1	31,22	0,00	34,43	34,35	100,00	1,03	0,00	1,98	0,99	PGD
68 / 1763,2	1	31,42	0,00	34,43	34,15	100,00	1,04	0,00	1,98	0,99	PGD
80 / 1653,3	1	31,27	0,00	34,51	34,22	100,00	1,03	0,00	1,98	0,99	PGD
80 / 1653,6	1	31,21	0,00	34,54	34,25	100,00	1,03	0,00	1,98	0,99	PGD
67 / 1676,8	1	31,36	0,00	34,39	34,26	100,00	1,03	0,00	1,97	0,99	GDol
67 / 1677,8	1	31,26	0,00	34,28	34,46	100,00	1,03	0,00	1,97	1,00	GDol
39 / 1609,6	2	30,66	0,00	34,94	34,40	100,00	1,01	0,00	2,00	0,99	GL
80 / 1600,8	2	30,32	0,00	34,60	35,08	100,00	1,00	0,00	1,99	1,02	GL
39 / 1606,4	2	31,23	0,00	34,59	34,18	100,00	1,03	0,00	1,98	0,99	GL
39 / 1607,4	2	31,03	0,00	34,54	34,42	100,00	1,02	0,00	1,98	1,00	GL
39 / 1608,5	2	31,27	0,00	34,61	34,12	100,00	1,03	0,00	1,98	0,99	GL
68-2 / 1761,4	3	31,12	0,00	34,53	34,35	100,00	1,02	0,00	1,98	0,99	GDol
56 / 1518,3	3	31,11	0,00	34,88	34,01	100,00	1,02	0,00	2,00	0,98	GD(ol)
80 / 1616	3	29,98	0,00	34,99	35,04	100,00	0,99	0,00	2,00	1,01	GD(ol)
20 / 26,7	3	31,17	0,38	34,51	33,93	100,00	1,03	0,01	1,98	0,98	GDol
20 / 29,9	3	31,38	0,00	34,59	34,02	100,00	1,03	0,00	1,98	0,98	GDol

Примечание. PGD — пикритовый габбродолерит; GDol — оливинный габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; GL — лейкогаббро.

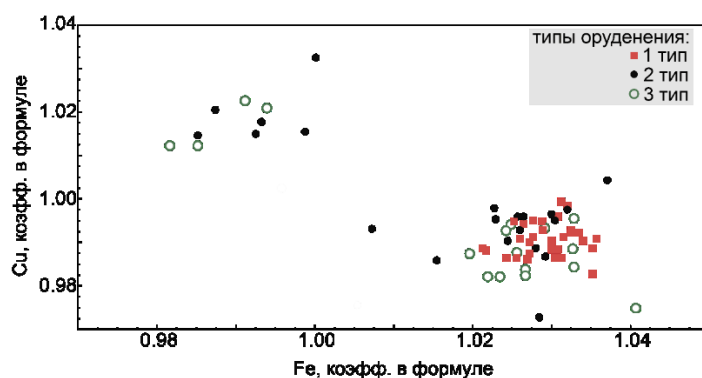
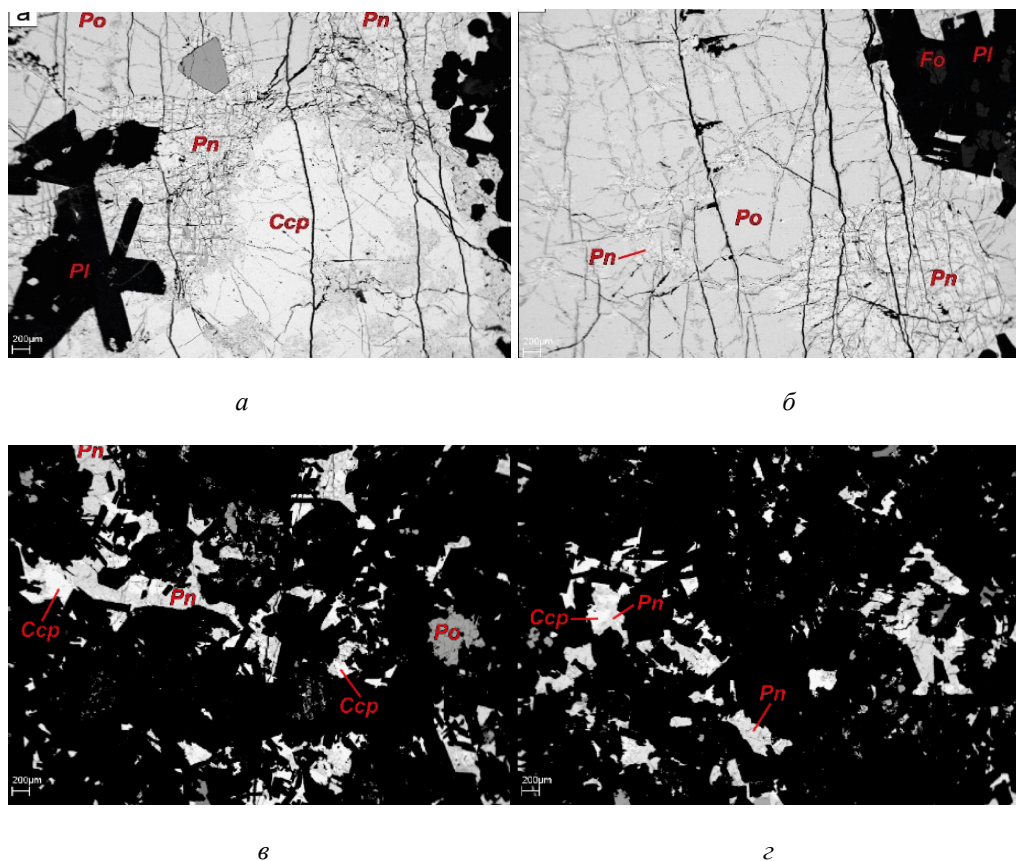


Рис. 4.8. Соотношение содержаний железа и меди в халькопирите из пород с разным типом оруденения

Пентландит является характерным сульфидом только первого типа оруденения, в породах, несущих оруденение второго и третьего типов, этот минерал относительно редок и встречен только в 12 % образцов. Для пентландита из пород всех типов оруденения более всего характерны сростания с другими сульфидами (рис. 4.9), прежде всего халькопиритом и пирротинном (рис. 4.9 а). Пентландит часто образует тонкие ветвящиеся прожилки внутри зерен пирротина (рис. 4.9 б). Зерна пентландита, как и других сульфидов, разбиты многочисленными тонкими ветвящимися трещинами, пересекающими границы соседних зерен.

Репрезентативные химические анализы пентландита представлены в табл. 4.3. Содержание кобальта варьирует от 0,11 до 21,06 мас. %, редкой примесью является медь, содержание которой может достигать 0,87 мас. % Cu. Других примесей в составе пентландита не обнаружено. Состав пентландита в породах, содержащих разный тип оруденения, отличается: в первом типе оруденения содержание кобальта минимально, во втором типе наблюдаются максимальные концентрации кобальта, а пентландит из третьего типа оруденения характеризуется промежуточными значениями концентраций кобальта (рис. 4.10).





**Рис. 4.9.** Морфология зерен пентландита в породах первого типа оруденения: *а* — зерна пентландита (Pn) в сростаниях с пирротинном (Po) и халькопиритом (Ccp) в пикритовом габбродолерите (обр. 80 / 1655,2; Хараелахская интрузия); *б* — прожилки пентландита (Pn) в пирротине (Po) из пикритового габбродолерита (обр. 80 / 1655,2; Хараелахская интрузия); *в, з* — сростания халькопирита (Ccp) и пентландита (Pn) в оливиновом габбродолерите (обр. 67 / 1676,8; Хараелахская интрузия). Черный фон на рисунках *в, з* — силикатные минералы. Изображения в обратнорассеянных электронах. Fo — форстерит, Pl — плагиоклаз

Состав пентландита тесно связан с модальным составом пород. Так, содержание железа и никеля в пентландите максимально при низком содержании в породе плагиоклаза. Кроме того, установлены положительные корреляции между содержанием железа в пентландите и содержанием сульфидов (халькопирита, пирротина и, собственно, пентландита) в породе. Некоторые наиболее важные корреляции между составом пентландита и содержанием минералов в породе (для оруденения первого типа) представлены в табл. 4.4. Содержание железа в пентландите, кроме того, коррелирует с концентрацией элементов платиновой группы, серебра и золота в породе. Для элементов платиновой группы эти корреляции отрицательны, тогда как корреляция между концентрацией железа в пентландите и содержанием серебра в породе положительна (табл. 4.5).

Таблица 4.3

## Репрезентативные химические анализы пентландита

№ образца	Тип оруденения / порода	Мас. % элементов					Сумма	Коэфф. в формуле				
		Fe	Ni	S	Co	Cu		Fe	Ni	S	Co	Cu
68-2 / 1766,6	1/PGD	30,79	35,48	32,40	1,33	0,00	100,0	4,36	4,78	8	0,17	0
67 / 1676,8	1/GDol	30,82	35,66	32,40	1,12	0,00	100,0	4,36	4,81	8	0,15	0
67 / 1677,8	1/GDol	32,22	34,33	32,46	0,99	0,00	100,0	4,55	4,62	8	0,13	0
67 / 1680	1/PGD	30,48	34,96	32,50	2,06	0,00	100,0	4,30	4,70	8	0,27	0
80 / 1649,5	1/PGD	32,52	33,69	32,55	1,24	0,00	100,0	4,58	4,52	8	0,16	0
80 / 1650,7	1/PGD	33,48	32,84	32,57	1,11	0,00	100,0	4,72	4,40	8	0,14	0
80 / 1651,3	1/PGD	33,60	32,58	32,55	1,27	0,00	100,0	4,74	4,37	8	0,16	0
80 / 1652,3	1/PGD	33,88	32,49	32,65	0,98	0,00	100,0	4,76	4,34	8	0,13	0
80 / 1653,6	1/PGD	34,53	31,84	32,61	1,02	0,00	100,0	4,86	4,26	8	0,13	0
39 / 1609,6	2/GL	5,26	36,93	42,00	15,81	0,00	100,0	0,57	3,84	8	1,63	0
39 / 1605,4	2/GL	4,33	33,67	41,05	20,07	0,87	100,0	0,48	3,58	8	2,12	0,08
80 / 1607,4	2/GL	3,75	39,31	41,41	15,53	0,00	100,0	0,41	4,15	8	1,63	0
68-2 / 1756,6	3/GD(ol)	6,12	31,35	41,46	21,06	0,00	100,0	0,67	3,30	8	2,21	0
68-2 / 1757,5	3/GD(ol)	4,47	39,01	41,44	15,08	0,00	100,0	0,49	4,11	8	1,58	0
80 / 1616,8	3/GD(ol)	25,74	39,67	32,73	1,86	0,00	100,0	3,61	5,29	8	0,24	0
80 / 1646,4	3/GDol	31,28	33,30	32,48	2,94	0,00	100,0	4,42	4,48	8	0,39	0
12 / 399,4	3/GD(ol)	27,33	31,76	32,33	8,33	0,26	100,0	3,88	4,29	8	1,12	0,03
12 / 411,9	3/GD(ol)	28,40	34,30	32,99	4,31	0,00	100,0	3,95	4,54	8	0,56	0

Примечание. PGD — пикритовый габбродолерит; GDol — оливиновый габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; GL — лейкогаббро.

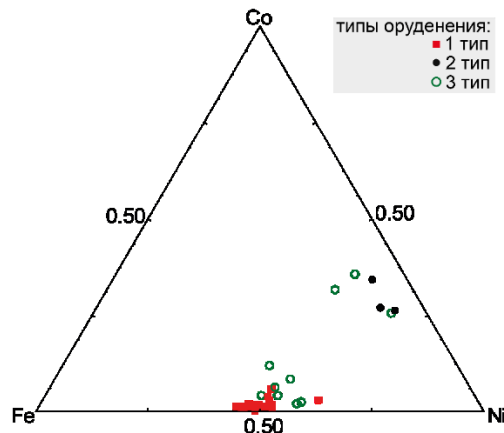


Рис. 4.10. Соотношения содержаний железа, кобальта и никеля (коэфф. в формуле) в пентландите из пород с разным типом оруденения

Таблица 4.4

Корреляции между составом пентландита и содержанием минералов в породе (для оруденения первого типа)

Коэфф. в формуле	Содержание минералов в породе (об. %)									
	Ol	cPx	oPx	Pl	Chl	Srp	Csp	Po	Pn	Py
Fe	0,542	0,064	-0,004	-0,629	-0,031	0,315	0,344	0,445	0,315	-0,511
Ni	0,010	-0,065	-0,005	-0,365	0,381	0,177	-0,064	-0,006	-0,066	-0,304
Co	-0,501	0,007	0,091	0,620	-0,100	-0,311	-0,310	-0,421	-0,290	0,538
Cu	-0,275	-0,338	-0,218	0,533	0,043	-0,186	-0,059	-0,117	-0,066	0,783

Примечания: 1. В таблице приведены значения коэффициентов корреляции ( $r$ ).  
2. Красным цветом выделены коэффициенты, для которых  $p < 0,05$ .

Таблица 4.5

Корреляции между составом пентландита и содержаниями ЭПГ, Ag, Au  
(для оруденения первого типа)

Коэфф. в формуле	Содержание элемента в породе, ppm							
	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Au	Ag	Os
Fe	-0,332	-0,228	-0,364	-0,340	-0,344	0,012	0,395	-0,352
Ni	-0,235	-0,227	-0,260	-0,260	-0,261	-0,191	0,043	-0,267
Co	0,254	0,160	0,292	0,270	0,274	-0,036	-0,385	0,289

Примечания: 1. В таблице приведены значения коэффициентов корреляции ( $r$ ).  
2. Красным цветом выделены коэффициенты, для которых  $p < 0,05$ .

Пирротин, как и пентландит, является характерным сульфидом только первого типа оруденения, а в породах, несущих оруденение второго и третьего типов, этот минерал относительно редок и встречается не во всех образцах. Для пирротина характерны сростания с пентландитом и халькопиритом (рис. 4.9 а, б), типичны ветвящиеся тонкие прожилки пентландита, расположенные внутри зерен пирротина. Характерной примесью в составе пирротина является никель. Его содержание достигает 2,5 мас. %. Репрезентативные химические анализы пирротина представлены в табл. 4.6. Состав пирротина зависит от типа оруденения: в породах, содержащих оруденения первого типа пирротин наиболее чистый — примесь никеля в нем минимальна (рис. 4.11). Состав пирротина связан с содержанием элементов платиновой группы: наблюдается положительная корреляция между содержанием железа в пирротине (т. е. чистотой пирротина) и содержанием элементов платиновой группы, а также золота и серебра (табл. 4.7).

Таблица 4.6

Репрезентативные химические анализы пирротина

№ образца	Тип оруденения / порода	Мас. % элементов				Сумма	Коэфф. в формуле			
		Fe	Ni	S	Cu		Fe	Ni	S	Cu
68-2/1766,6	1/PGD	60,83	0,37	38,81	0,00	100,00	0,90	0,01	1,00	0,00
67/1676,8	1/GDol	60,82	0,54	38,64	0,00	100,00	0,90	0,01	1,00	0,00
68/1763,7	1/PGD	60,90	0,45	38,65	0,00	100,00	0,90	0,01	1,00	0,00
68/1765,3	1/PGD	59,96	0,30	39,75	0,00	100,00	0,87	0,00	1,00	0,00
80/1654,85	1/PGD	62,26	0,09	37,65	0,00	100,00	0,95	0,00	1,00	0,00
80/1655,6	1/PGD	62,17	0,16	37,66	0,00	100,00	0,95	0,00	1,00	0,00
80/1655,75	1/PGD	62,23	0,00	37,77	0,00	100,00	0,95	0,00	1,00	0,00
80/1655,85	1/PGD	62,66	0,00	37,34	0,00	100,00	0,96	0,00	1,00	0,00
80/1656,5	1/taxGD	61,61	0,38	38,01	0,00	100,00	0,93	0,01	1,00	0,00
80/1658,9	1/PGD	61,95	0,13	37,58	0,33	100,00	0,95	0,00	1,00	0,00
80/1660,4	1/taxGD	62,26	0,00	37,74	0,00	100,00	0,95	0,00	1,00	0,00
12/399,4	3/GD(ol)	59,80	0,71	39,20	0,29	100,00	0,88	0,01	1,00	0,00
12/411,9	3/GD(ol)	59,74	0,67	39,59	0,00	100,00	0,87	0,01	1,00	0,00
20/29,9	3/GDol	60,67	0,45	38,89	0,00	100,00	0,90	0,01	1,00	0,00
80/1616,8	3/GD(ol)	58,64	2,50	38,86	0,00	100,00	0,87	0,04	1,00	0,00
80/1617,3	3/GD(ol)	58,69	1,50	39,81	0,00	100,00	0,85	0,02	1,00	0,00
80/1646,4	3/GDol	61,78	0,47	37,75	0,00	100,00	0,94	0,01	1,00	0,00

Примечание. PGD — пикритовый габбродолерит; GDol — оливиновый габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; taxGD — такситовый габбродолерит.

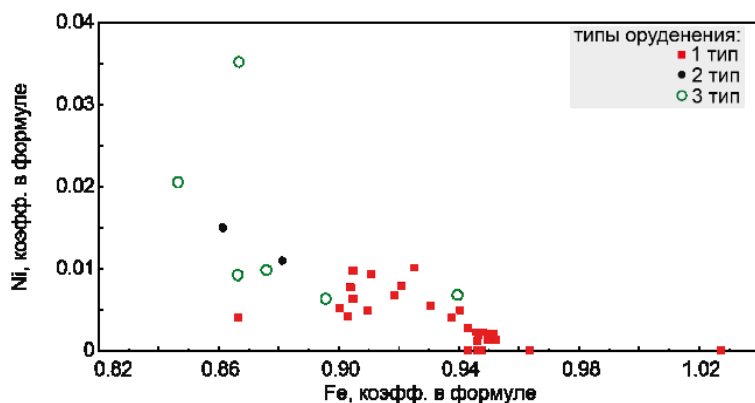


Рис. 4.11. Соотношение содержаний железа и никеля в пирротине из пород с разным типом оруденения

Таблица 4.7

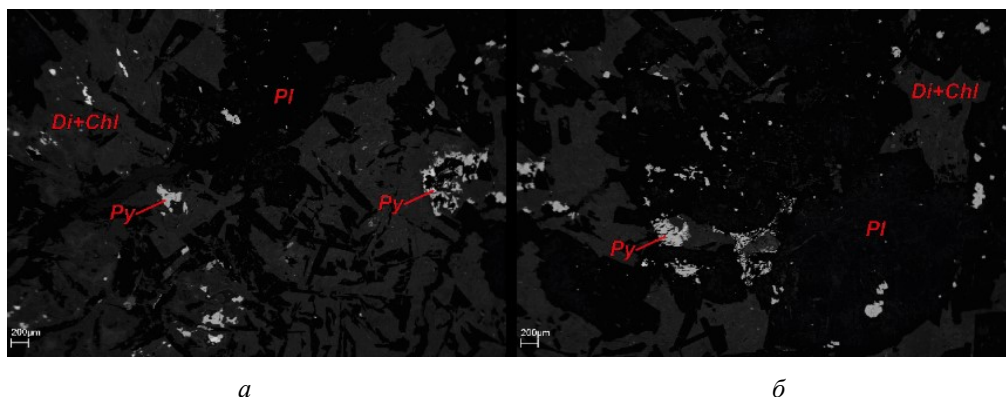
Корреляции между составом пирротина и содержаниями ЭПГ, Ag, Au

Коэфф. в формуле	Содержание элемента в породе, ppm							
	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Au	Ag	Os
Fe	0,489	0,489	0,521	0,513	0,511	0,461	0,405	0,257
Ni	-0,469	-0,458	-0,465	-0,454	-0,466	-0,383	-0,382	-0,282

Примечания: 1. В таблице приведены значения коэффициентов корреляции ( $r$ ).  
2. Красным цветом выделены коэффициенты, для которых  $p < 0,05$ .

Пирит является характерным аксессуарным сульфидом пород с оруденением второго и третьего типов, тогда как в породах, несущих оруденение первого типа, этот минерал встречен лишь в 15 % образцов. Пирит образует редкую вкрапленность округлых зерен размером до 0,05 мм (рис. 4.12). Репрезентативные химические анализы пирита приведены в табл. 4.8. Характерными примесями в составе пирита являются никель (до 9,27 мас. %) и кобальт (до 9,79 мас. %).

Халькопирит, пентландит, пирротин и пирит являются главными сульфидами исследованных пород, кроме них, встречаются сфалерит, аргентопентландит, борнит, кубанит и миллерит. Эти минералы образуют единичные мелкие зерна, обычно находящиеся в сростаниях с другими сульфидами.



а

б

Рис. 4.12. Морфология выделений пирита (Py) в лейкогаббро (оруденение второго типа). Обр. 80 / 1601,7; Хараелахская интрузия. Изображение в обратнорассеянных электронах. Chl — клинохлор, Di — диопсид, Pl — плагиоклаз

## Репрезентативные анализы пирита

№ образца	Тип оруд.	Мас. % элементов				Сумма	Кэфф. в формуле			
		Fe	Ni	S	Co		Fe	Ni	S	Co
80 / 1600,8	2/GL	38,32	8,02	52,62	1,04	100,00	0,83	0,16	2,00	0,02
80 / 1601,7	2/GL	47,40	0,18	52,43	0,00	100,00	1,03	0,00	2,00	0,00
80 / 1602,8	2/GL	38,32	8,46	52,73	0,50	100,00	0,83	0,17	2,00	0,01
39 / 1605,4	2/GL	45,92	0,63	52,35	1,10	100,00	1,00	0,01	2,00	0,02
80 / 1604,7	2/GL	46,89	0,00	53,11	0,00	100,00	1,01	0,00	2,00	0,00
80 / 1604,7	2/GL	38,14	7,78	52,66	1,42	100,00	0,83	0,16	2,00	0,03
68-2 / 1761,4	3/GDoI	47,48	0,00	52,37	0,15	100,00	1,04	0,00	2,00	0,00
68-2 / 1762,5	3/GDoI	41,08	6,53	52,01	0,38	100,00	0,90	0,13	2,00	0,01
56 / 1518,3	3/GD(ol)	46,41	0,41	52,28	0,91	100,00	1,01	0,00	2,00	0,02
68-2 / 1756,6	3/GD(ol)	47,60	0,00	52,40	0,00	100,00	1,04	0,00	2,00	0,00
68-2 / 1759,5	3/GD(ol)	38,16	0,00	52,05	9,79	100,00	0,84	0,00	2,00	0,20

Примечание. GDoI — оливиновый габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; GL — лейкогаббро.

Второй важной составляющей фазы 2, выделенной по рентгеновской плотности, являются минералы группы шпинели такие, как хромит, магнетит и титаномагнетит. Минералы группы шпинели образуют вкрапленность мелких (до 0,03 мм в поперечнике) округлых зерен, которые могут быть как равномерно рассеяны в объеме образца, так и располагаться скоплениями (рис. 4.13). Значимых корреляций между содержанием сульфидов и минералов группы шпинели не обнаружено.

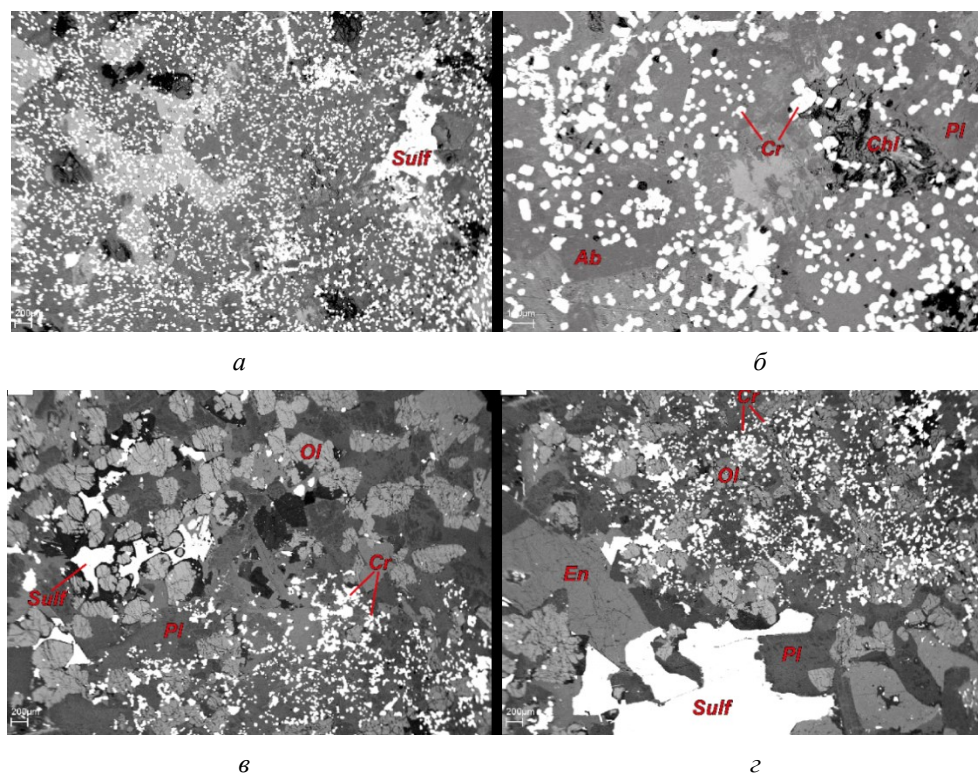


Рис. 4.13. Морфология выделений хромита: а, б — зерна хромита (белое) в габбродолерите (обр. 80/1613,1; Хараелахская интрузия); в, з — скопления зерен хромита в ассоциации с сульфидными агрегатами (Sulf) в пикритовом габбродолерите (обр. 80/1654,3). Изображения в обратнорассеянных электронах. Chl — хлорит, Cr — хромит, En — энстатит, Ol — оливин, Pl — плагиоклаз



Репрезентативные химические анализы минералов группы шпинели приведены в табл. 4.9.

Таблица 4.9

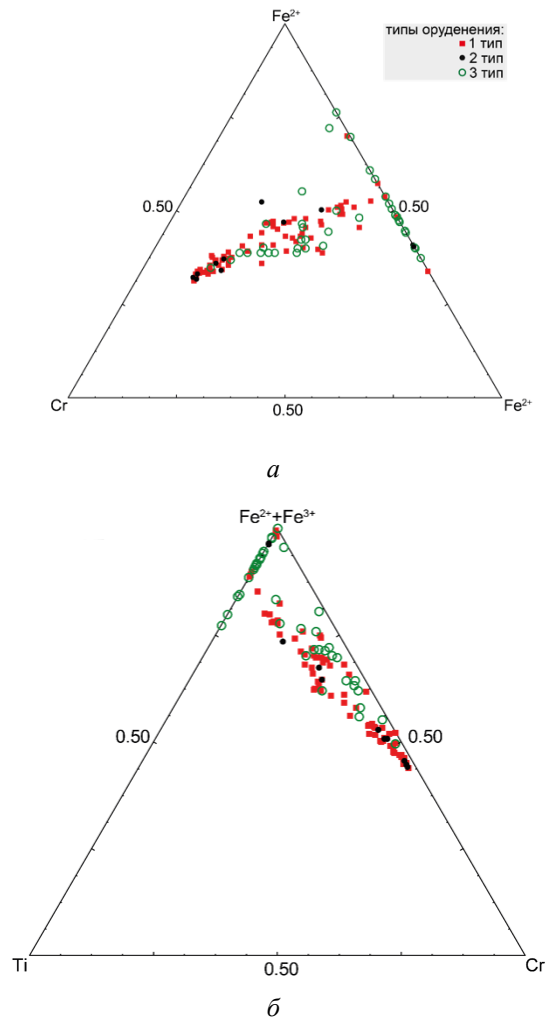
Репрезентативные химические анализы минералов группы шпинели

№ образца	80/1651,3	68/1763,2	68-2/1766,6	68-2/1766,9	68-2/1768	80/1610,2	39/1608,5	39/1609,6	68-2/1758,5	80/1617,3	68-2/1761,4	68-2/1765,9	80/1646,4
Тип оруденения / порода	1/PGD	1/PGD	1/PGD	1/PGD	1/PGD	2/GL	2/GL	2/GL	3/GD(ol)	3/GD(ol)	3/GDol	3/GDol	3/GDol
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	3,19	4,85	1,14	6,43	6,99	10,90	1,30	7,71	2,63	0,28	2,43	9,33	1,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,52	10,87	21,59	7,68	2,97	3,94	20,83	6,21	12,24	56,22	11,38	7,03	8,83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,84	34,91	36,48	31,59	20,07	12,40	37,67	22,59	29,03	1,13	30,12	24,59	29,84
FeO	42,59	40,15	29,05	45,74	64,47	59,70	28,99	58,42	51,23	27,86	50,14	51,45	54,01
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	7,33	0,00	0,38	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00
MgO	5,35	7,42	10,60	6,20	2,79	0,00	10,81	2,05	3,43	13,32	4,08	5,35	3,01
CaO	0,19	0,17	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,16	0,04	0,06	0,00	0,00
NiO	0,20	0,16	0,15	0,27	0,25	0,10	0,12	0,26	0,00	0,14	0,14	0,27	0,13
ZnO	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	2,12	0,00	0,07	0,16	0,12	0,00	0,00	0,21
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,67	0,77	0,45	0,93	1,02	1,72	0,45	0,84	0,44	0,34	0,56	0,98	0,97
Сумма	99,72	99,30	99,46	98,84	99,08	98,48	100,17	98,53	99,32	99,74	98,91	99,00	98,90
Коэффициенты в формуле													
Ti	0,08	0,12	0,03	0,17	0,19	0,30	0,03	0,21	0,07	0,01	0,06	0,24	0,05
Al	0,50	0,43	0,80	0,31	0,12	0,17	0,77	0,26	0,49	1,79	0,46	0,29	0,36
Cr	0,93	0,92	0,90	0,86	0,57	0,36	0,93	0,64	0,78	0,02	0,82	0,67	0,82
Fe <sup>3+</sup>	0,37	0,35	0,22	0,43	0,86	0,73	0,21	0,63	0,56	0,16	0,56	0,49	0,65
Fe <sup>2+</sup>	0,83	0,78	0,55	0,88	1,06	1,10	0,54	1,12	0,90	0,47	0,87	1,00	0,93
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,23	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,27	0,37	0,50	0,32	0,15	0,00	0,50	0,11	0,17	0,54	0,21	0,28	0,16
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
V	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02

Примечание. PGD — пикритовый габбродолерит; GDol — оливинный габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; GL — лейкогаббро.

Существенными примесями в магнетите, титаномагнетите и хромите являются никель (до 0,5 мас. % NiO), цинк (до 2,2 мас. % ZnO) и ванадий (до 2,0 мас. % V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Состав минералов группы шпинели несколько варьирует в зависимости от типа оруденения (рис. 4.14). Породы с первым и вторым типами оруденения содержат хромит и обогащенный хромом титаномагнетит (рис. 4.14 а), а для пород с третьим типом оруденения более характерны магнетит и титаномагнетит (рис. 4.14 б).

Состав минералов группы шпинели коррелирует с содержанием в породе элементов платиновой группы, а также серебра и золота: наблюдается прямая корреляция с содержанием в шпинелях хрома и обратная с содержанием трех- и двухвалентного железа (табл. 4.10).



**Рис. 4.14.** Химический состав минералов группы шпинели (формульные коэффициенты): *a* — соотношение содержаний хрома, двух- и трехвалентного железа; *b* — соотношение содержаний суммарного железа, титана и хрома

Таблица 4.10

Корреляции между составом минералов группы шпинели и содержаниями ЭПГ, Ag, Au в породе

Содержание элемента в породе, ppm	Содержание катионов в минералах группы шпинели (коэфф. в формуле)										
	Si	Ti	Al	Cr	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ni	Zn	V
Pt	-0,074	-0,143	0,155	0,243	-0,224	-0,205	-0,105	0,223	0,191	-0,064	-0,052
Pd	-0,082	-0,138	0,139	0,278	-0,251	-0,207	-0,132	0,240	0,248	-0,089	-0,030
Rh	-0,071	-0,137	0,153	0,224	-0,209	-0,195	-0,093	0,208	0,172	-0,056	-0,053
Ru	-0,076	-0,146	0,159	0,243	-0,225	-0,209	-0,104	0,225	0,183	-0,063	-0,048
Ir	-0,075	-0,146	0,156	0,240	-0,219	-0,207	-0,105	0,222	0,177	-0,061	-0,051
Au	-0,126	-0,153	0,156	0,320	-0,304	-0,226	-0,155	0,276	0,308	-0,107	0,026
Ag	-0,055	-0,033	-0,043	0,268	-0,217	-0,069	-0,193	0,155	0,328	-0,138	0,131
Os	-0,085	-0,128	0,146	0,215	-0,195	-0,192	-0,082	0,201	0,137	-0,052	-0,071

Примечания: 1. В таблице приведены значения коэффициентов корреляции (*r*).  
 2. Красным цветом выделены коэффициенты для которых  $p < 0,05$ .

### 4.3. Рентгеноплотностная фаза 3

Рентгеноплотностная фаза 3 (рис. 4.1 а) объединяет породообразующие железомagneзиальные силикаты: оливин, пироксены, амфиболы, биотит, а также мусковит. Эти минералы составляют основной объем пикритовых, оливиновых, оливинсодержащих, такситовых и контактовых габбродолеритов.

Из перечисленных минералов наибольшее влияние на структурные характеристики фазы 3 оказывает оливин. Именно он вносит наибольший вклад в объем этой фазы, о чем свидетельствует положительная корреляция между содержанием оливина в породе и объемом третьей фазы. Также содержание оливина положительно коррелирует с ее фрактальной размерностью (табл. 3.5). Содержание клино- и ортопироксенов по-разному влияет на структурные характеристики фазы 3: изменение содержания клинопироксенов не оказывает никакого влияния на эти параметры, в то время как при изменении содержания ортопироксенов структурные характеристики фазы 3 меняются. При увеличении содержания ортопироксенов уменьшается ее анизотропия, а фрактальная размерность увеличивается (табл. 3.5).

Кроме того, содержания оливина и ортопироксенов связаны со структурными характеристиками других фаз. Так, при увеличении содержания оливина уменьшается объем фазы 4, представленной плагиоклазами, серпентином и тальком (см. табл. 3.2). Фрактальная размерность фазы 4 увеличивается при увеличении содержания оливина и ортопироксенов (табл. 3.5).

Оливин образует округлые идиоморфные зерна размером до 5 мм в поперечнике, минерал рассеян многочисленными трещинами и интенсивно замещается серпентином в смеси с тонкозернистым магнетитом. Его репрезентативные химические анализы представлены в табл. 4.11. Наиболее распространенными примесями в его составе являются марганец (до 0,68 мас. % MnO) и никель (до 0,33 мас. % NiO). Оливин обнаружен только в породах, несущих первый и третий типы оруденения, причем состав минерала в этих типах отличается. В породах с первым типом оруденения он обогащен форстеритовым компонентом, а в породах с оруденением третьего типа — фаялитовым (рис. 4.15).

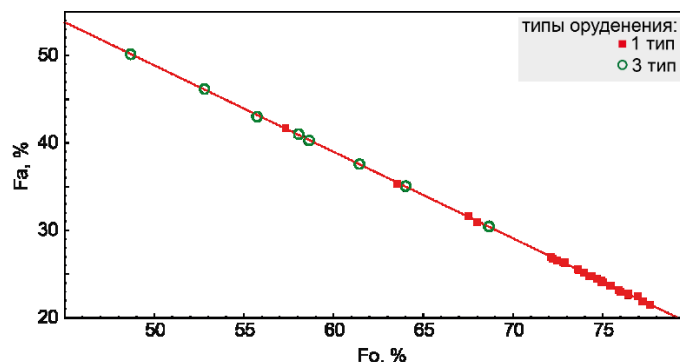
Таблица 4.11

Репрезентативные анализы оливина

№ образца	Тип оруденения / порода	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Si	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni
67/1677,8	1/GDol	38,35	24,27	0,39	36,99	0,16	0,21	100,37	1,01	0,53	0,01	1,45	0,00	0,00
68/1763,2	1/PGD	38,50	22,04	0,36	38,39	0,13	0,33	99,75	1,01	0,48	0,01	1,49	0,00	0,01
80/1649,5	1/PGD	39,00	19,90	0,34	40,33	0,15	0,28	100,00	1,00	0,43	0,01	1,55	0,00	0,01
80/1653	1/PGD	38,78	20,09	0,37	39,79	0,14	0,24	99,41	1,01	0,44	0,01	1,54	0,00	0,01
80/1653,3	1/PGD	39,16	20,78	0,32	39,87	0,11	0,0	100,24	1,01	0,45	0,01	1,53	0,00	0,0
80/1653,6	1/PGD	38,67	21,30	0,33	39,00	0,19	0,24	99,73	1,01	0,46	0,01	1,51	0,01	0,01
80/1654,3	1/PGD	38,35	23,90	0,38	37,34	0,16	0,26	100,39	1,00	0,52	0,01	1,46	0,00	0,01
80/1655,2	1/PGD	38,87	21,93	0,34	39,03	0,16	0,19	100,52	1,01	0,47	0,01	1,50	0,00	0,00
80/1655,45	1/PGD	38,19	21,92	0,33	37,98	0,14	0,24	98,80	1,01	0,48	0,01	1,49	0,00	0,01
80/1655,75	1/PGD	38,62	22,96	0,38	37,85	0,17	0,19	100,17	1,01	0,50	0,01	1,47	0,00	0,00
80/1656,5	1/taxGD	38,28	22,51	0,39	37,87	0,15	0,17	99,37	1,01	0,49	0,01	1,48	0,00	0,00
80/1658,9	1/PGD	38,36	23,20	0,33	37,51	0,11	0,26	99,77	1,01	0,51	0,01	1,47	0,00	0,01
80/1664,3	1/taxGD	37,56	28,23	0,47	33,84	0,18	0,10	100,38	1,00	0,63	0,01	1,35	0,01	0,00
12/399,4	3/GD(ol)	35,78	39,35	0,56	25,23	0,24	0,0	101,16	1,00	0,92	0,01	1,05	0,01	0,0
80/1616,8	3/GD(ol)	36,77	33,04	0,57	30,31	0,16	0,05	100,90	1,00	0,75	0,01	1,23	0,00	0,00
80/1617,3	3/GD(ol)	37,08	30,56	0,51	31,28	0,21	0,0	99,68	1,01	0,70	0,01	1,27	0,01	0,0
12/411,9	3/GD(ol)	35,00	41,76	0,68	22,78	0,28	0,0	100,50	1,00	1,00	0,02	0,97	0,01	0,0

Примечание. PGD — пикритовый габбродолерит; GDol — оливиновый габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; taxGD — такситовый габбродолерит.





**Рис. 4.15.** Соотношение содержаний форстеритового ( $Fo = Mg_2SiO_4$ ) и фаялитового ( $Fa = Fe_2SiO_4$ ) компонентов в составе оливина из пород с разными типами оруденения

Состав оливина коррелирует с модальным составом пород в целом (табл. 4.12). Например, чем выше содержание оливина в породе, тем больше в нем содержание форстеритового компонента; чем больше в оливине магния (форстеритового компонента), тем больше содержание халькопирита, пирита и пентландита в породе. Кроме того, наблюдается отрицательная корреляция между магниальностью оливина и содержанием плагиоклаза, магнетита и ильменита.

Таблица 4.12

Корреляции между составом оливина и модальным составом пород

Минерал	Содержание катионов в оливине (коэфф. в формуле)					
	Si	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni
Ol	0,148	-0,611	-0,587	0,612	-0,525	0,607
cPx	-0,329	0,354	0,314	-0,352	0,262	-0,186
oPx	0,229	0,122	0,160	-0,125	-0,006	-0,280
Pl	-0,294	0,636	0,603	-0,636	0,581	-0,528
Chl	0,178	-0,351	-0,308	0,351	-0,289	0,198
Srp	0,158	0,107	0,091	-0,108	0,063	-0,197
Ccp	0,325	-0,546	-0,557	0,544	-0,191	0,411
Po	0,168	-0,576	-0,583	0,577	-0,541	0,613
Pn	0,378	-0,475	-0,477	0,475	-0,362	0,235
Py	0,022	0,112	0,135	-0,114	0,167	-0,070
Mgt	-0,488	0,608	0,589	-0,607	0,526	-0,335
Ilm	-0,369	0,769	0,703	-0,768	0,573	-0,573
Chr	-0,238	0,073	0,164	-0,071	0,031	-0,065

Примечания: 1. В таблице приведены значения коэффициентов корреляции ( $r$ ).

2. Красным цветом выделены коэффициенты, для которых  $r < 0,05$ .

Состав оливина коррелирует с содержанием элементов платиновой группы, золота и серебра в породе следующим образом: чем выше магниальность оливина (или содержание форстеритовой составляющей), тем больше содержание перечисленных элементов в породе (табл. 4.13).

Клинопироксены в изученных породах представлены преимущественно авгитом, гораздо реже — диопсидом и геденбергитом. Каких-либо закономерностей в распространении разных клинопироксенов в зависимости от типа оруденения не обнаружено (рис. 4.16).

Ортопироксены встречаются только в породах, содержащих оруденение первого и третьего типов. При этом магниальные ортопироксены (энстатит) встречаются преимущественно в породах с оруденением первого типа, а железистые ортопироксены (ферросилит) — третьего (рис. 4.17). Репрезентативные анализы ортопироксенов представлены в табл. 4.14.

Среди амфиболов наиболее широко распространены актинолит и ферриактинолит, а также магниальная и железистая роговые обманки. Каких-либо закономерностей в распространении разновидностей амфиболов в зависимости от типа оруденения не обнаружено.

Таблица 4.13

Корреляции между составом оливина и содержаниями ЭПГ, Ag, Au в породе

Содержание катионов в оливине (коэфф. в формуле)	Содержание элемента в породе, ppm							
	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Au	Ag	Os
Si	0,241	0,234	0,236	0,261	0,247	0,222	0,182	0,183
Fe	-0,525	-0,505	-0,514	-0,530	-0,546	-0,479	-0,455	-0,330
Mn	-0,556	-0,534	-0,542	-0,549	-0,566	-0,504	-0,479	-0,382
Mg	0,524	0,504	0,512	0,529	0,545	0,478	0,456	0,330
Ca	-0,135	-0,111	-0,061	-0,071	-0,068	-0,127	-0,155	-0,099
Ni	0,356	0,349	0,357	0,333	0,335	0,361	0,287	0,228

Примечания: 1. В таблице приведены значения коэффициентов корреляции (r).  
2. Красным цветом выделены коэффициенты, для которых  $p < 0,05$ .

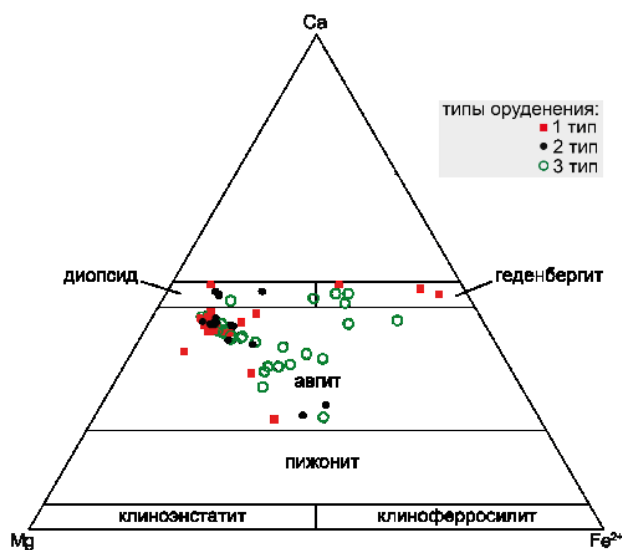


Рис. 4.16. Составы клинопироксенов из пород с разным типом оруденения

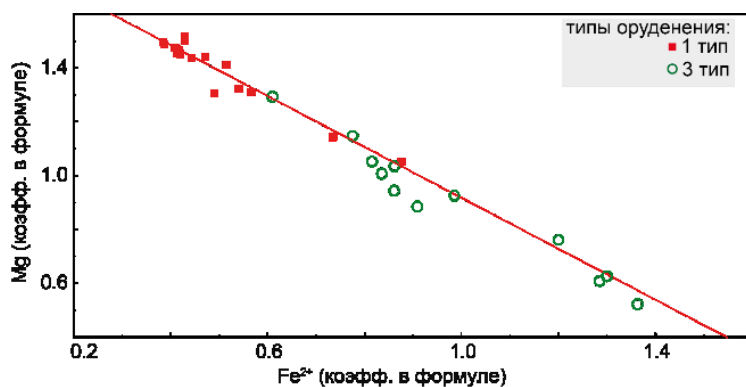


Рис. 4.17. Соотношение содержания магния и двухвалентного железа (в коэфф. в формуле) в составе ортопироксенов из пород с разным типом оруденения

Таблица 4.14

## Репрезентативные анализы ортопироксенов

№ пробы	80/1653	80/1654,3	80/1656,5	12/411,9	20/19,1	20/29,9	20/26,7	80/1617,3
Тип оруденения / порода	1/PGD	1/PGD	1/taxGD	3/GD(ol)	3/GD(ol)	3/GDol	3/GDol	3/GD(ol)
SiO <sub>2</sub>	55,73	54,93	52,23	52,44	52,45	51,41	52,41	53,23
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,27	0	0,51	0,10	0,37	0,37	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,43	0,13	0,76	1,01	0,51	0,82	1,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0	0	0	0	0	0	0
FeO	14,31	17,02	27,34	23,52	24,63	28,17	23,24	18,37
MnO	0,38	0,38	0,81	0,65	0,53	0,80	0,45	0,46
MgO	28,25	26,14	18,45	18,31	20,50	15,35	20,37	23,84
CaO	0,68	0,97	0,96	4,96	0,86	3,84	2,00	1,73
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0,07	0	0	0	0
сумма	99,65	100,14	99,92	100,22	100,18	100,45	99,66	99,18
Коэффициенты в формуле								
Si	2,00	1,99	2,00	1,97	1,97	1,98	1,98	1,97
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Al	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,02	0,04	0,05
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,43	0,52	0,88	0,74	0,77	0,91	0,73	0,57
Mn	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01
Mg	1,51	1,41	1,05	1,02	1,15	0,88	1,14	1,31
Ca	0,03	0,04	0,04	0,20	0,03	0,16	0,08	0,07
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00

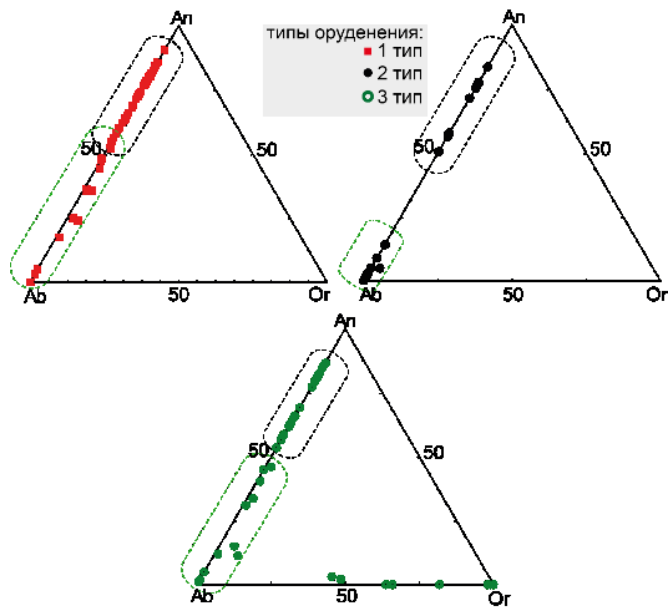
*Примечание.* PGD — пикритовый габбродолерит; GDol — оливинный габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; taxGD — такситовый габбродолерит.

#### 4.4. Рентгеноплотностная фаза 4

Рентгеноплотностная фаза 4 объединяет плагиоклазы (а также калиевые полевые шпаты), вторичные минералы, замещающие железомagneзиальные силикаты, тальк и серпентин. В первом типе минерализации площадь поверхности фазы 4 увеличивается с увеличением содержания серпентина, а увеличение объема этой фазы связано с повышением содержания хлорита. Во втором типе минерализации увеличение содержания плагиоклазов приводит к росту ее объема и уменьшению ее анизотропии, кроме того, при повышении процентного содержания плагиоклазов уменьшаются объем, площадь поверхности, фрактальная размерность и анизотропия фазы 2.

Плагиоклазы являются порообразующими минералами всех типов изученных пород, образуют зональные кристаллы, центральная часть которых сложена преимущественно анортитом, а периферическая — альбитом (рис. 4.18).

Таким образом, структурные характеристики пород, которые можно оценить в виде значений, например, фрактальной размерности или анизотропии, связаны с содержанием и составом минералов, слагающих эти породы. Поэтому структурные характеристики могут использоваться для выяснения генезиса исследуемых геологических образований, в том числе для выяснения механизмов формирования различного оруденения. В следующей главе рассмотрим подробнее этот вопрос.



**Рис. 4.18.** Состав полевых шпатов из пород с разным типом оруденения: Ab — альбит; An — анортит; Or — ортоклаз. Области, выделенные черными и зелеными прерывистыми линиями, — центральные и краевые части кристаллов соответственно

## 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НА ОСНОВЕ ТЕКСТУРНЫХ МЕТРИК И КОРРЕЛЯЦИЙ

В изученных породах по морфологии сульфидных агрегатов на основании визуального анализа образцов керна и аншлифов были выделены три типа оруденения: интерстициально-каплевидная, интерстициальная и неравномерная каплевидно-интерстициальная сульфидная вкрапленность. Анализ данных трехмерной рентгеновской томографии подтвердил выделение типов оруденения, сделанное на основе визуальной оценки. Методом многомерных адаптивных регрессионных сплайнов (МАРС) были получены уравнения регрессии, позволяющие распознать тип минерализации по структурным характеристикам. Установлено, что каждый из выделенных типов оруденения можно охарактеризовать математически, определив граничные значения структурных характеристик таких, как анизотропия и фрактальная размерность минеральных агрегатов (табл. 3.9). В чем самые важные отличия трех типов оруденения?

Морфологически, главный признак первого типа оруденения — это крупные капли сульфидов. Каждая из капель обычно окружена тонкими ветвящимися интерстициальными прожилками сульфидов, которые иногда могут соединять отдельные капли. В оруденении второго типа капли сульфидов полностью отсутствуют, а в третьем типе оруденения капли мелкие, распределены неравномерно, большая часть сульфидов слагает интерстициальные прожилки. Двумерная фрактальная размерность сульфидных агрегатов оруденения первого типа в среднем составляет 1,15, второго — 0,86, а третьего — 1,04. Трехмерная фрактальная размерность фазы 2 (сульфиды, минералы группы шпинели) для первого типа оруденения составляет в среднем 2,13, для второго — 1,83, а для третьего — 1,99. Сопоставив эти значения, можно увидеть, что они для каждого типа оруденения отличаются на единицу. Это согласуется с эмпирическим правилом Мальдельброта (Mandelbrot 1982), согласно которому трехмерная фрактальная размерность ровно на единицу больше двумерной.

Отметим, что для определения двумерной размерности были использованы только сульфидные агрегаты, а трехмерная размерность определена для фазы 2, которая объединяет сульфиды и минералы группы шпинели. На основании этого можно сделать важный вывод о сингенетичности рудных минералов.

Далее мы обсудим фрактальную размерность агрегатов рудных минералов в породах, несущих разные типы оруденения.

Среднее значение трехмерной фрактальной размерности фазы 2 в породах с оруденением первого типа, как указано выше, составляет 2,13. Во многих областях знания используется понятие «перколяционного кластера» как связанной фрактальной структуры протекания (растворов, энергопотоков). Типичным примером перколяционного кластера являются дендриты, а полная фрактальная размерность его равна 2,54 (Hunt et al. 2014; Stauffer and Aharony 2003). Фаза 2, судя по величине ее фрактальной размерности, которая существенно ниже размерности перколяционного кластера, связностью и способностью к протеканию не обладала. Размерность фазы 2 указывает лишь на частичную связность рудных агрегатов. Однако, перколяционный кластер формируется при протекании жидкости (газа) в твердой среде. При этом известно, что сульфидные обособления образуются в результате несмесимости сульфидной жидкости и силикатного расплава. Таким образом, структура сульфидных обособлений не может формировать перколяционный кластер и должна быть близка к топологически регулярным структурам, т. е. со слабо проявленными фрактальными свойствами. Это позволяет сделать

вывод: сульфидные агрегаты сформировались не путем просачивания в частично закристаллизованную породу, а оседали в виде капель в жидкой матрице, что прекрасно согласуется с общим пониманием формирования сульфидной минерализации путем ликвации (Barnes et al. 2019, 2020; Налдретт 2003).

Однако, как свидетельствует отклонение фрактальной размерности сульфидных агрегатов в сторону увеличения относительно топологической размерности, движение сульфидной жидкости в закристаллизованной породе все же происходило, но в весьма ограниченном объеме и на малые расстояния. Например, крупные сульфидные капли формировались путем объединения маленьких или происходило объединение двух небольших участков с интерстициальными сульфидными прожилками.

Фрактальная размерность фазы 2 в породах с *оруденением второго типа* в среднем составляет 1,83. Эта величина является промежуточной между размерностью линии (1) и поверхности (2), но ближе к последней. Оруденение второго типа — это полностью изолированные агрегаты рудных минералов, сформировавшиеся *in situ*, поскольку возможность протекания рудного вещества в закристаллизованных породах отсутствовала.

Фрактальная размерность фазы 2 в породах *третьего типа оруденения* в среднем составляет 1,99, что фактически соответствует размерности поверхности. Если посмотреть на разброс значений фрактальной размерности (от 1,77 до 2,25) в этом типе оруденения, то можно видеть, что здесь сульфидные агрегаты формировались как в результате кристаллизации *in situ* в изолированном интерстициальном пространстве, так и в результате протекания в ограниченном объеме твердой матрицы.

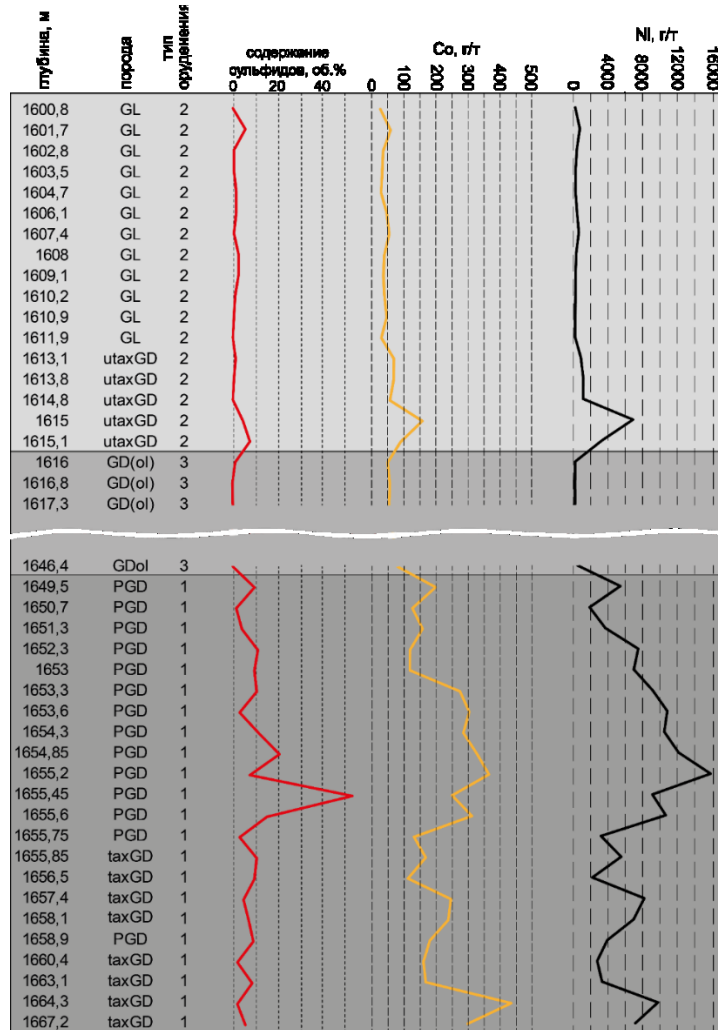
Рассмотрим, как располагаются типы оруденения в разрезе и в качестве примера возьмем разрез скважины ВФ-80 как наиболее представительно опробованный. Верхняя часть разреза сложена лейкогаббро и такситовыми габбродолеритами, содержащими оруденение второго типа. Ниже по разрезу перечисленные породы сменяются оливинсодержащими и оливиновыми габбродолеритами, а второй тип оруденения — третьим. Нижняя часть разреза сложена преимущественно пикритовыми габбродолеритами, а также такситовыми габбродолеритами. Эти породы содержат первый тип оруденения. Вниз по разрезу возрастает содержание сульфидов, которое достигает максимальных значений в пикритовых габбродолеритах с первым типом оруденения (рис. 5.1). Соответственно, в породах с первым типом оруденения самое высокое содержание рудных компонентов (меди, кобальта, никеля и железа).

Вариации содержания элементов платиновой группы по разрезу скважины представлены на рис. 5.2. В верхней части разреза в породах второго типа оруденения содержание ЭПГ низкое, за исключением нескольких образцов с очень высокими концентрациями, связанных с прослоями так называемых амигдалоидных пород или хромитоносных верхних такситов.

В нижней части разреза, в пикритовых габбродолеритах с оруденением первого типа концентрации элементов платиновой группы не превышают 10 г/т, но здесь отсутствуют образцы как с чрезвычайно низкими, близкими к нулевым, содержаниями ЭПГ, так и образцы с чрезвычайно высокими концентрациями этих элементов.

В породах с первым типом оруденения элементы платиновой группы образуют собственные минералы, выделения которых приурочены к крупным сульфидным каплям или входят в качестве примесей в сульфиды, например, в пирротин, что объясняет корреляции между содержанием в породе ЭПГ и составом пирротина (табл. 4.7).

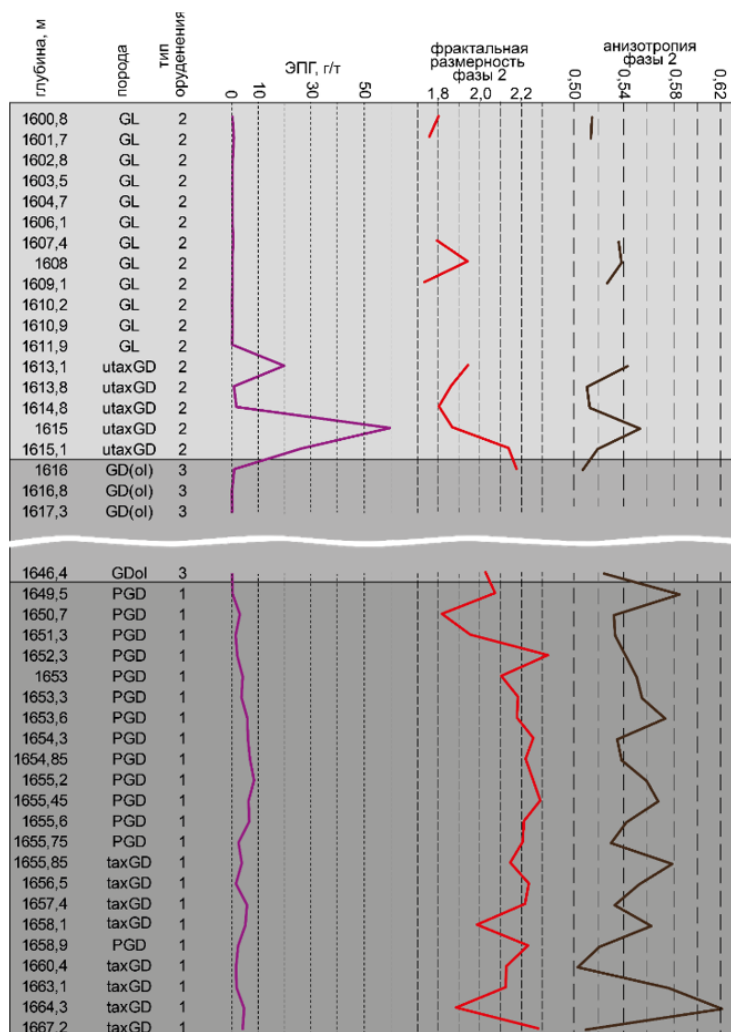
Фрактальная размерность и анизотропия рудных агрегатов возрастают вниз по разрезу, от пород со вторым типом оруденения к породам первого типа оруденения. Таким образом, сверху вниз по разрезу мы наблюдаем смену условий кристаллизации рудных минералов. В верхней части разреза они кристаллизуются в замкнутых интерстициях или в виде округлых капель внутри темноцветных силикатов. Ниже по разрезу появляется возможность движения, протекания рудного вещества в уже раскристаллизованной матрице, интерстициальные выделения укрупняются, формируются сульфидные капли, окруженные ветвящимися прожилками.



**Рис. 5.1.** Схематический разрез скважины ВФ-80 с вариациями содержания сульфидов, кобальта и никеля в породе. Обозначения пород: GDol — оливиновый габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; PGD — пикритовый габбродолерит; taxGD — такситовый габбродолерит; GL — лейкогаббро

Разные типы оруденения приурочены к породам разного модального и, следовательно, химического состава. Содержание магния вниз по разрезу возрастает от лейкогаббро к оливинсодержащим, оливиновым и, наконец, к пикритовым габбродолеритам (рис. 5.3). Важнейшим минералом, определяющим смену типов пород (и оруденения), является оливин. Его содержание в породах с первым типом оруденения максимально и максимальных же значений достигает содержание

форстеритовой составляющей в этом минерале, что является показателем температуры его кристаллизации — высокомагнезиальные оливины кристаллизуются при более высокой температуре, чем оливины, содержание магния в которых ниже.

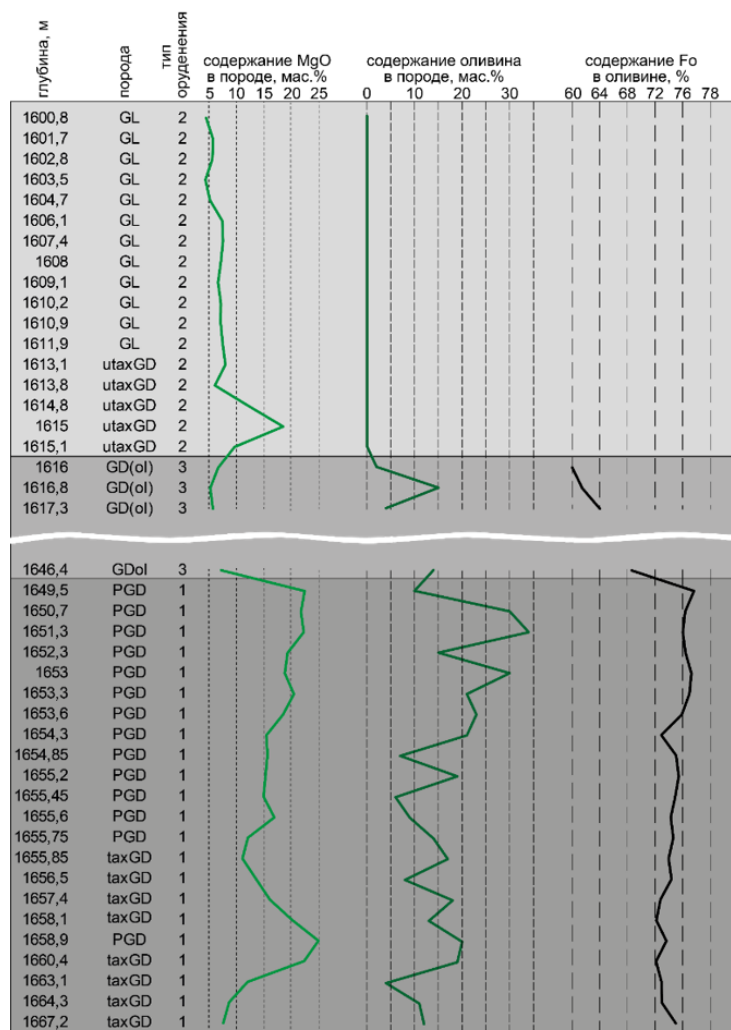


**Рис. 5.2.** Схематический разрез скважины ВФ-80 с вариациями содержаний ЭПГ в породе, а также фрактальной размерности и анизотропии фазы 2. Обозначения пород: GDol — оливиновый габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; PGD — пикритовый габбродолерит; taxGD — такситовый габбродолерит; GL — лейкогаббро

В целом колонка скважины ВФ-80 является представительным разрезом рудоносной интрузии норильского типа (рис. 2.2). В этом разрезе нами были выявлены следующие факты, которые позволили уточнить физико-химические механизмы формирования долгоживущей динамической рудообразующей системы (см. главу 4):

- состав оливина коррелирует как с содержанием сульфидов в породе, так и с их химическим составом;
- состав оливина коррелирует с содержанием ЭПГ в породе;
- магнезиальность оливина прямо коррелирует с фрактальной размерностью сульфидных агрегатов;
- химический состав сульфидов коррелирует с содержанием плагиоклаза в породе;
- химический состав сульфидов коррелирует с содержанием ЭПГ в породе.

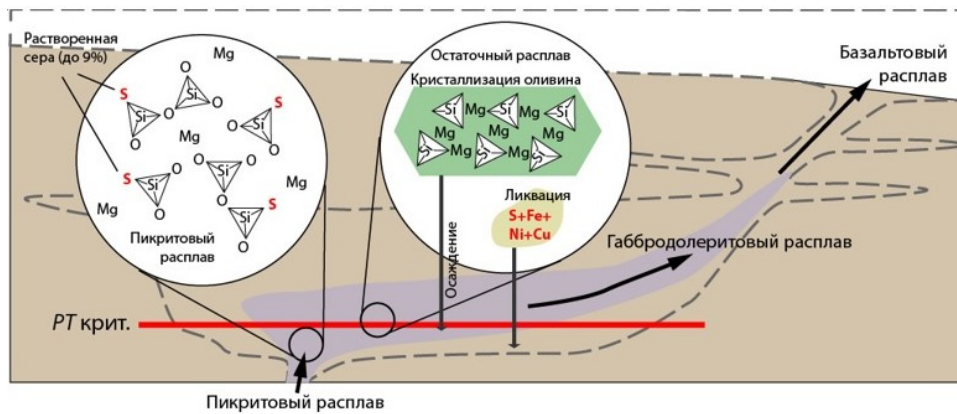




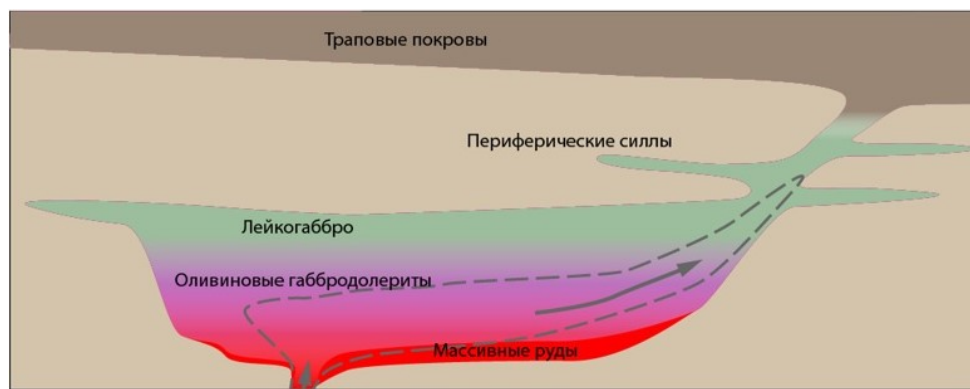
**Рис. 5.3.** Схематический разрез скважины ВФ-80 с вариациями содержания MgO и оливина в породе, а также содержания форстеритовой составляющей в оливине. Обозначения пород: GDol — оливиновый габбродолерит; GD(ol) — оливинсодержащий габбродолерит; PGD — пикритовый габбродолерит; taxGD — такситовый габбродолерит; GL — лейкогаббро

На основании выявленных корреляций можно предположить, что формирование такого разреза происходило следующим образом (рис. 5.4). Первым этапом было внедрение ультраосновного расплава, содержащего растворенную серу и металлы, в осадочные породы. Растворимость серы в расплаве ультраосновного состава достигает ~ 9 мас. % и наиболее хорошо растворяется она, замещая кислород в вершинах кремнекислородных тетраэдров, именно в высокомагнезиальных расплавах с низкой степенью полимеризации (Baker and Moretti 2011). Первым из расплава кристаллизуется высокомагнезиальный оливин, который, благодаря высокой плотности, опускается на дно магматической камеры. Кристаллизация оливина приводит к увеличению содержания кремния в расплаве и, следовательно, степени полимеризации расплава. Как следствие, резко уменьшается растворимость серы и запускаются процессы ликвации — разделение силикатной и сульфидной жидкости. Таким образом, кристаллизация оливина является триггером ликвации, которая, собственно, и является причиной образования руд норильского типа.

Непрерывное движение расплава через камеру, подобно крупной артерии, и непрерывно же повторяющийся процесс «кристаллизация оливина → ликвация → образование кумулатов» формирует крупнообъемное магматическое тело, нижняя часть которого в упрощенном виде сложена (снизу-вверх): богатыми сульфидными рудами (масштабное осаждение сульфидных капель), оливинными габбродолеритами (осаждение раннекристаллизующегося высокомагнезильного оливина), лейкогаббро.



*a*



*б*

**Рис. 5.4.** Динамическая система образования месторождений норильского типа: *a* — расплав, протекающий через камеру, обогащен серой. После достижения расплавом гипсометрического уровня, на котором  $PT$  условия (линия « $PT$  крит.») позволяют кристаллизоваться оливину. Кремнекислородные тетраэдры формируют кристаллическую структуру оливина, и сера, отсоединяющаяся от тетраэдров, не может более быть растворенной в расплаве, что приводит к ликвации сульфидного расплава. Коэффициент распределения Fe, Ni, Cu между силикатным и сульфидным расплавом способствует переходу этих элементов в ликвирующие сульфидные капли. Остаточный расплав продолжает свое движение, формируя периферийные силлы и, в итоге, достигает поверхности, образуя траповые покровы; *б* — непрерывное протекание новых порций пикритового расплава через долгоживущую магматическую камеру («артерию») приводит к формированию типичного разреза норильского типа в соответствии с моделью (Налдретт 2003)

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ. ПЕРСПЕКТИВЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ РАЗВИТИЯ МЕТОДИКИ**

Практическим приложением данных о количественных структурных характеристиках руд и пород месторождений норильского типа является возможность распознавания и прогнозирования химического состава сульфидов, содержания элементов платиновой группы в породе, морфологии сульфидных агрегатов. Такое прогнозирование возможно по той причине, что между структурными и вещественными характеристиками пород и руд норильского типа наблюдаются значимые корреляции, при этом для разных типов минерализации набор коррелирующих переменных уникальней. На этой основе была разработана методика количественного анализа структур сульфидных медно-никелевых руд для распознавания типов минерализации, изложенная в работе (Никулин и др. 2022).

Результаты могут быть использованы при пространственном анализе распределения структурных характеристик. Для этого нужно интерполировать полученные значения фрактальной размерности и анизотропии в одну блочную модель с помощью горно-геологической системы (типа Micromine, Mineframe, Datamine и т. п.). К полученной таблице интерполированных значений далее нужно применить вышеприведенные уравнения регрессии (см. главу 3). В итоге мы получим блочную модель, отражающую распределение типов минерализации в объеме месторождения.

Также пространственный анализ можно выполнять по разрезам или скважинам. В главе 5 в качестве примера приведен анализ количественно определенных структурных параметров и типов оруденения по скважине ВФ-80бис (Хараелахская интрузия). По этой скважине определялись фрактальная размерность и степень анизотропии агрегатов рудных минералов, агрегатов темноцветных минералов (оливин, пироксены, амфиболы, плагиоклазы) и прочих силикатов (плагиоклазов, хлорита, серпентина). Исходя из этих параметров рассчитаны типы оруденения.

Как показано в предлагаемой работе (см. главу 3), для определения типов минерализации можно использовать только морфологию сульфидных агрегатов, которая может быть получена в полуавтоматическом режиме. В общем виде последовательность работ можно представить следующим образом. Сначала производится отбор представительных штучных проб с плотностью опробования, определяемой детальностью геологоразведочных работ. Далее следует изготовление аншлифов или комбинированных шлифов в срезе, перпендикулярном простиранию магматического тела. По этим аншлифам с помощью сканирующего электронного микроскопа получают изображения в обратнорассеянных электронах и элементные карты серы, железа, меди, никеля, титана, алюминия, магния, кремния, кальция. Затем производится обработка полученных изображений, например, с помощью программы Grey Gradation\_2 (Чернявский, Степенщиков 2021), ImageJ (Schneider et al. 2012) или аналогичных и получение метрик (фрактальной размерности и анизотропии) для соответствующих групп минералов. Наконец, выполняется распознавание типов минерализации по выведенным уравнениям регрессии и построение интерполяционной модели распределения типов минерализации в опробованном пространстве.

Таким образом, при проведении геологоразведочных работ 2D-фрактальная размерность — дополнительный критерий для выявления в интрузиях с вкрапленными рудами зон с наибольшей интенсивностью рудной минерализации. Данные с 2D-фрактальными размерностями интерпретируются в виде топоминералогических карт.

## ЛИТЕРАТУРА

- Горяинов, П. М., Иванюк, Г. Ю. (2001). *Самоорганизация минеральных систем*. Москва: ГЕОС.
- Горяинов, П. М., Калашников, А. О., Иванюк, Г. Ю. (2012). Применение синергетических методов для прогноза эндогенных полезных ископаемых (на примере Приморья). *Разведка и охрана недр*, 2, 79–85.
- Горяинов, П. М., Коноплева, Н. Г., Иванюк, Г. Ю., Яковенчук, В. Н. (2007). Структурная организация рудной зоны Коашвинского апатит-нефелинового месторождения. *Отечественная геология*, (2), 55–60.
- Иванова, Т. Н. (1963). *Апатитовые месторождения Хибинских тундр*. Москва: Госгеолтехиздат.
- Иванюк, Г. Ю. (1997). Фрактальные геологические среды: размерность, основные типы, генетические следствия. *Физика Земли*, (6), 21–31.
- Иванюк, Г. Ю., Горяинов, П. М., Пахомовский, Я. А., Коноплева, Н. Г., Яковенчук, В. Н., Базай, А. В., Калашников, А. О. (2009). *Самоорганизация рудных комплексов*. Москва: Геокарт-ГЕОС.
- Кадыров, Р. И. (2020). *Рентгеновская компьютерная томография в геологии*. Казань: Изд-во Казанского (Приволжского) федерального университета.
- Калашников, А. О., Горяинов, П. М. (2013). Фрактальные свойства рельефа как поисковый признак. *Разведка и охрана недр*, 2, 25–30.
- Каменев, Е. А. (1987). *Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского типа*. Ленинград: Недра.
- Лихачев, А. П. (2006). *Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения*. Москва: Эслан.
- Методические рекомендации по комплексному изучению месторождений и подсчету запасов попутных полезных ископаемых и компонентов. Протокол МПР РФ от 03.04.2007 №11-17/0044-пр (2007). Москва, Россия.
- Надретт, А. Д. (2003). *Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд*. Санкт-Петербург: СПбГУ.
- Никулин, И. И., Михайлова, Ю. А., Калашников, А. О., Степенщиков, Д. Г., Пахомовский, Я. А., Кадыров, Р. И. (2022). *Количественный анализ структур вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд и их типизация. Методическое пособие*. Апатиты: Кольский НЦ РАН.
- Русинов, В. Л., Жуков, В. В. (2008). Модель образования ритмично-полосчатых волластонит-геденбергитовых скарнов Дальнегорского месторождения (Приморье). *Геохимия*, 8, 850–861.
- Савицкий, Я. В. (2015). Современные возможности метода рентгеновской томографии при исследовании керна нефтяных и газовых месторождений. *Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Геология. Нефтегазовое и горное дело*, 14(15), 28–37.
- Чернявский, А. В., Степенщиков, Д. Г. (2021). Метод сегментации изображения для подсчета процентного содержания минералов с помощью авторской программы. *Труды Фермановской научной сессии*, 18, 414–418. <https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.078>
- Шевырев, С. Л. (2015). О новых возможностях крупномасштабной прогнозной оценки паттернов дистанционного изображения на примере Нижнетаежного рудного узла, Приморье. *Руды и металлы*, 2, 56–66.

- Шевырев, С. Л., Калашников, А. О. (2010). Структурные характеристики рисунка макротрещин юго-западного крыла Воронежской антеклизы как индикаторы рудогенеза. *Вестник ВГУ. Серия Геология*, 2, 196–206.
- Юргенс, Х., Пайтген, Х. О., Заупе, Д. (1990). *Язык фракталов. В мире науки*, 10, 36–44.
- Afzal, P., Ahmadi, K., & Rahbar, K. (2017). Application of fractal-wavelet analysis for separation of geochemical anomalies. *Journal of African Earth Sciences*, 128, 27–36. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.08.017>
- Baker, D. R., & Moretti, R. (2011). Modeling the Solubility of Sulfur in Magmas: A 50-Year Old Geochemical Challenge. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 73(1), 167–213. <https://doi.org/10.2138/rmg.2011.73.7>
- Barnes, S. J., Le Vaillant, M., Godel, B., & Leshner, C. M. (2019). Droplets and Bubbles: Solidification of Sulphide-rich Vapour-saturated Orthocumulates in the Norilsk-Talnakh Ni–Cu–PGE Ore-bearing Intrusions. *Journal of Petrology*, 60(2), 269–300. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy114>
- Barnes, S. J., Malitch, K. N., & Yudovskaya, M. A. (2020). Introduction to a Special Issue on the Norilsk-Talnakh Ni-Cu-Platinum Group Element Deposits. *Economic Geology*, 115(6), 1157–1172. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4750>
- Blenkinsop, T. G., & Sanderson, D. J. (1999). Are gold deposits in the crust fractals? A study of gold mines in the Zimbabwe craton. *Geological Society, London, Special Publications*, 155(1), 141–151. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.155.01.11>
- Brandon, D., & Kaplan, W. D. (2008). *Microstructural Characterization of Materials. Microstructural Characterization of Materials: 2nd Edition*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9780470727133>
- Carlson, C. A. (1991). Spatial distribution of ore deposits. *Geology*, 19(2), 111–114. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0111:SDOOD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0111:SDOOD>2.3.CO;2)
- Chandrasekhar, E., Dimri, V. P., & Gadre, V. M. (Eds.). (2014). *Wavelets and Fractals in Earth System Sciences*. Boca Raton London New York: Taylor & Francis.
- Chappard, D., Legrand, E., Haettich, B., Chals, G., Auvinet, B., Eschard, J. P., et al. (2001). Fractal dimension of trabecular bone: Comparison of three histomorphometric computed techniques for measuring the architectural two-dimensional complexity. *Journal of Pathology*. <https://doi.org/10.1002/path.970>
- Chen, G., & Cheng, Q. (2018a). Fractal-Based Wavelet Filter for Separating Geophysical or Geochemical Anomalies from Background. *Mathematical Geosciences*, 50(3), 249–272. <https://doi.org/10.1007/s11004-017-9707-9>
- Chen, G., & Cheng, Q. (2018b). Cyclicity and Persistence of Earth's Evolution Over Time: Wavelet and Fractal Analysis. *Geophysical Research Letters*, 45(16), 8223–8230. <https://doi.org/10.1029/2018GL078625>
- Cheng, Q., Agterberg, F. P., & Ballantyne, S. B. (1994). The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods. *Journal of Geochemical Exploration*, 51(2), 109–130. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(94\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0375-6742(94)90013-2)
- Cheng, Q., Xu, Y., & Grunsky, E. (2000). Integrated spatial and spectrum method for geochemical anomaly separation. *Natural Resources Research*, 9(1), 43–52. <https://doi.org/10.1023/A:1010109829861>
- D'Halloy, O. J. J. (1833). *Introduction à la Géologie*. Paris: Levrault.
- Falconer, K. (2003). *Fractal Geometry: Mathematical Foundations and Applications* (2nd ed.). Chichester: John Wiley & Sons.
- Féménias, O., Coussaert, N., Brassinnes, S., & Demaiffe, D. (2005). Emplacement processes and cooling history of layered cyclic unit II-7 from the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia). *Lithos*, 83(3–4), 371–393. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.012>

- Friedman, J. H. (1991). Multivariate Adaptive Regression Splines. *The Annals of Statistics*, 19(1), 1–67. <https://doi.org/10.1214/aos/1176347963>
- Goryainov, P. M., Ivanyuk, G. Y., & Kalashnikov, A. O. (2013). Topography formation as an element of lithospheric self-organization. *Russian Geology and Geophysics*, 54(9), 1071–1082. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.020>
- Goryainov, P. M., Ivanyuk, G. Y., & Sharov, N. V. (1997). Fractal analysis of seismic and geological data. *Tectonophysics*, 269(3–4), 247–257.
- Gray, N. H., Philpotts, A. R., & Dickson, L. D. (2003). Quantitative measures of textural anisotropy resulting from magmatic compaction illustrated by a sample from the Palisades sill, New Jersey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121(3–4), 293–312.
- Haddad-Martim, P. M., Souza Filho, C. R. de, & Carranza, E. J. M. (2017). Spatial analysis of mineral deposit distribution: A review of methods and implications for structural controls on iron oxide-copper-gold mineralization in Carajás, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 81, 230–244. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.038>
- Hanna, R. D., & Ketcham, R. A. (2017). X-ray computed tomography of planetary materials: A primer and review of recent studies. *Geochemistry*, 77 (4), 547–572. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.01.006>
- Harrigan, T. P., & Mann, R. W. (1984). Characterization of microstructural anisotropy in orthotropic materials using a second rank tensor. *Journal of Materials Science*, 19(3), 761–767. <https://doi.org/10.1007/BF00540446>
- Higgins, M. D. (2006). *Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press.
- Hounsfield, G. N. (1995). Computerized transverse axial scanning (tomography): Part I. Description of system. 1973. *The British journal of radiology*, 68(815), H166-72.
- Hunt, A., Ewing, R., & Ghanbarian, B. (2014). *Percolation Theory for Flow in Porous Media* (3rd ed., vol. 880). Cham: Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-03771-4>
- Ivanyuk, G., Yakovenchuk, V., Pakhomovsky, Y., Kalashnikov, A., Mikhailova, J., & Goryainov, P. (2012). Self-Organization of the Khibiny Alkaline Massif (Kola Peninsula, Russia). In I. A. Dar (Ed.), *Earth Sciences* (pp. 131–156). Rijeka, Croatia: InTech. <https://doi.org/10.5772/26151>
- Kalashnikov, A. O., Pakhomovsky, Y. A., Bazai, A. V., Mikhailova, J. A., & Konopleva, N. G. (2021). Rock-chemistry-to-mineral-properties conversion: machine learning approach. *Ore Geology Reviews*, 136(September), 104292. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104292>
- Kaye, B. H. (1993). *Chaos and Complexity*. Weinheim: VCH Publishers.
- Kaye, B. H. (1994). Fractal Geometry and the Mining Industry, a Review. In J. H. Kruhl (Ed.), *Fractals and Dynamic Systems in Geoscience* (pp. 233–245). Berlin/Heidelberg/New York: Springer.
- Kruhl, J. H. (2013). Fractal-geometry techniques in the quantification of complex rock structures: A special view on scaling regimes, inhomogeneity and anisotropy. *Journal of Structural Geology*, 46, 2–21. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.10.002>
- Launeau, P., Bouchez, J. L., & Benn, K. (1990). Shape preferred orientation of object populations; automatic analysis of digitized images. *Tectonophysics*, 180, 201–211.
- Lyubchich, V. A. (2017). Investigation of fractal properties of the magnetic survey data array in the Pechenga ore region using two-dimensional wavelet analysis. *Russian Geology and Geophysics*, 58(9), 1129–1137. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.02.002>
- Malitch, K. N., Belousova, E. A., Griffin, W. L., Martin, L., Badanina, I. Y., & Sluzhenikin, S. F. (2020). Oxygen-Hafnium-neodymium isotope constraints on the origin of the Talnakh ultramafic-mafic intrusion (Norilsk province, Russia). *Economic Geology*, 115(6), 1195–1212. <https://doi.org/10.5382/ECONGEO.4743>

- Mandelbrot, B. B. (1982). *The Fractal Geometry of Nature*. W. H. Freeman and Co.
- Mandelbrot, B. B. (1989). Multifractal Measures, Especially for the Geophysicist. In *Fractals in Geophysics* (Vol. 131, pp. 5–42). Basel: Birkhäuser Basel. [https://doi.org/10.1007/978-3-0348-6389-6\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-0348-6389-6_2)
- McCaffrey, K. J. W., & Johnston, J. D. (1996). Fractal analysis of a mineralised vein deposit: Curraghinalt gold deposit, County Tyrone. *Mineralium Deposita*, 31, 52–58.
- Perugini, D., & Poli, G. (2012). The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. *Lithos*, 153(October 2011), 261–277. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.002>
- Perugini, D., Poli, G., & Mazzuoli, R. (2003). Chaotic advection, fractals and diffusion during mixing of magmas: Evidence from lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 124(3–4), 255–279. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00098-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00098-2)
- Paternell, M., Bitencourt, M. de F., Kruhl, J. H., & Stäb, C. (2010). Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(3), 738–750. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.11.006>
- Paternell, M., Fátima Bitencourt, M., & Kruhl, J. H. (2011). Combined quantification of anisotropy and inhomogeneity of magmatic rock fabrics — An outcrop scale analysis recorded in high resolution. *Journal of Structural Geology*, 33(4), 609–623. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.01.011>
- Pourgholam, M. M., Afzal, P., Yasrebi, A. B., Gholinejad, M., & Wetherelt, A. (2021). Detection of geochemical anomalies using a fractal-wavelet model in Ipack area, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 220(August 2020), 106675. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2020.106675>
- Roberts, S., Sanderson, D. J., & Gumiel, P. (1999). Fractal analysis and percolation properties of veins. *Geological Society, London, Special Publications*, 155(1), 7–16. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.155.01.03>
- Schneider, C. A., Rasband, W. S., & Eliceiri, K. W. (2012). NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Methods*, 9(7), 671–675. <https://doi.org/10.1038/nmeth.2089>
- Stauffer, D., & Aharony, A. (2003). *Introduction to percolation theory* (2nd Revise.). London: Taylor & Francis.
- Turcotte, D. L. (1992). *Fractals and chaos in geology and geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- Wang, W., Zhao, J., & Cheng, Q. (2013). Application of singularity index mapping technique to gravity/magnetic data analysis in southeastern Yunnan mineral district, China. *Journal of Applied Geophysics*, 92, 39–49. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.02.012>
- Wenk, H.-R. (2002). Texture and Anisotropy. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 51(1), 291–329. <https://doi.org/10.2138/gsrmg.51.1.291>
- Xiao, F., Chen, Z., Chen, J., & Zhou, Y. (2016). A batch sliding window method for local singularity mapping and its application for geochemical anomaly identification. *Computers and Geosciences*, 90, 189–201. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.11.001>
- Yakymchuk, C., Brown, M., Ivanic, T. J., & Korhonen, F. J. (2013). Leucosome distribution in migmatitic paragneisses and orthogneisses: A record of self-organized melt migration and entrapment in a heterogeneous partially-molten crust. *Tectonophysics*, 603, 136–154. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.022>
- Zuo, R., & Wang, J. (2015). Fractal / multifractal modeling of geochemical data: A review. *Journal of Geochemical Exploration*. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.04.010>



ISBN 978-5-91137-467-9



9 785911 374679

