

ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЁРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ

УДК: 552.12: 553.461

Минералого-петрографическое исследование рудника Таба, Западный Бушвельд (ЮАР)

Е.М. Томилина, Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный национальный исследовательский университет

614990, Пермь, ул. Букирева, 15. E-mail: tomilinaelena.psu@yandex.ru

(Статья поступила в редакцию 29 октября 2020 г.)

Приведены результаты исследования химического и минерального состава, структурно-текстурных особенностей образцов горных пород скважины MD17 на руднике Таба, в северо-западной зоне комплекса Бушвельд. Выполнены измерение и интерпретация гранулометрического состава зерен хромшпинелидов в массивных хромититах комплекса. Главный вывод, что процессы перекристаллизации и укрупнения рудных зерен уже после возможного их осаждения особенно сильно проявились в слое MG4A и полностью стерли следы процессов, проходивших на более ранних стадиях кристаллизации. Микронзондовыми исследованиями зерен хромшпинелидов и пироксенов выявлена изменчивость состава главных минералов в направлении мощности рудного пласта.

Ключевые слова: комплекс Бушвельд, рудник Таба, хромититы, ортопироксениты, хромшпинелиды.

DOI: 10.17072/psu.geol.20.2.160

Введение

Главным источником хромовых руд в мире служат магматические месторождения. Среди них выделяются два геолого-промышленных типа. Первый – тип линзообразных (подиформных) залежей в массивах дунит-гарцбургитовой формации, второй – тип пластообразных залежей в стратифицированных массивах пород гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации (Иванов, 1990, Ибламинов и др., 2019).

Месторождения подиформного типа приурочены к складчатым областям, где тяготеют к альпинотипным гипербазитам офиолитовых комплексов. Тела полезных ископаемых характеризуются обычно небольшими размерами и высокохромистыми рудами (Cr_2O_3 45 % и более). К этому типу относятся месторождения Кемпирсайской группы (Казахстан), а также ряд небольших объектов Армении, Греции, Албании, Турции, Филиппин.

Месторождения стратифицированных массивов, как правило, приурочены к активизированным участкам платформ. Они отличаются малой мощностью пластов (обыч-

но не более 2 м) и пониженным, по сравнению с подиформными месторождениями, содержанием Cr_2O_3 в рудах (35–37 % и менее). К этому типу относятся наиболее известные в мире месторождения Бушвельдского (ЮАР) и Сарановского (Россия) комплексов, массивов Стиллуотер (США), Грейт Дейк (Зимбабве), Кеми (Финляндия), Кампо Формозо (Бразилия), Куттак (Индия). Суммарно на их долю приходится около 87% мировых запасов хромовых руд. Поэтому эти месторождения издавна являются объектами детальных научных исследований (Cameron, 1980; Lipin, 1993; Stowe, 1994 и др.).

Комплекс Бушвельд расположен в северо-восточной части ЮАР и является крупнейшей в мире мафит-ультрамафитовой расчлененной интрузией. Площадь массива составляет 66000 км², возраст оценивается в 2,06 млрд лет. В комплексе Бушвельд сконцентрировано около 80% мировых запасов суммы элементов платиновой группы (ЭПГ) и около 88% запасов платины (Cawthorn, 2015). В настоящее время в пределах массива обрабатываются три основных платиновых пласта: Риф Меренского (с 20-х гг. XX в.) и хромитовый горизонт UG2 (с 70-х

г. XX в.), расположенные в западном и восточном секторах комплекса Бушвельд, а также Плэтриф (с 1993 г.) – на севере. Кроме того, слои массивных хромититов образуют крупнейшие в мире месторождения хромовой руды для металлургии и химической промышленности, запасы которых оценены в 3 млрд т.

Главные центры добычи платинометаллических руд расположены в пределах более экономически развитого западного сектора комплекса Бушвельд. Месторождения восточного сектора в настоящее время активно исследуются и разведываются.

Исследованию комплекса Бушвельд посвящено огромное количество работ, направленных на изучение геологического строения, минерального и химического состава пород, особенностей минерального состава платиноидов, получение изотопных характеристик и решение проблем генезиса платиноносных горизонтов.

Нами исследовались породы рудника Таба, который расположен в северо-западной зоне комплекса Бушвельд в Северо-Западной провинции, примерно в 25 км юго-западной г. Табазимби и 85 км северо-западнее г. Растенбурга (рис. 1). Исследованные хромитовые слои находятся в Нижней и Верхней Критической зоне расслоенной свиты Растенбург, основной части комплекса Бушвельд (рис. 2.). На территории рудника Таба слои свиты Растенбург погружаются на юго-восток под углами 15–27°, хотя данные углы могут изменяться в зоне разрывных нарушений. Исследуемая Нижняя и Средняя группа расположена в руднике Таба, хотя общие разведанные слои Нижней группы находятся в северо-восточном направлении вместе с сопутствующим увеличением толщины слоя Средней группы. Содержание Cr₂O₃ в Нижней группе уменьшается по направлению на северо-восток, а также – в северной части исследуемой площади.

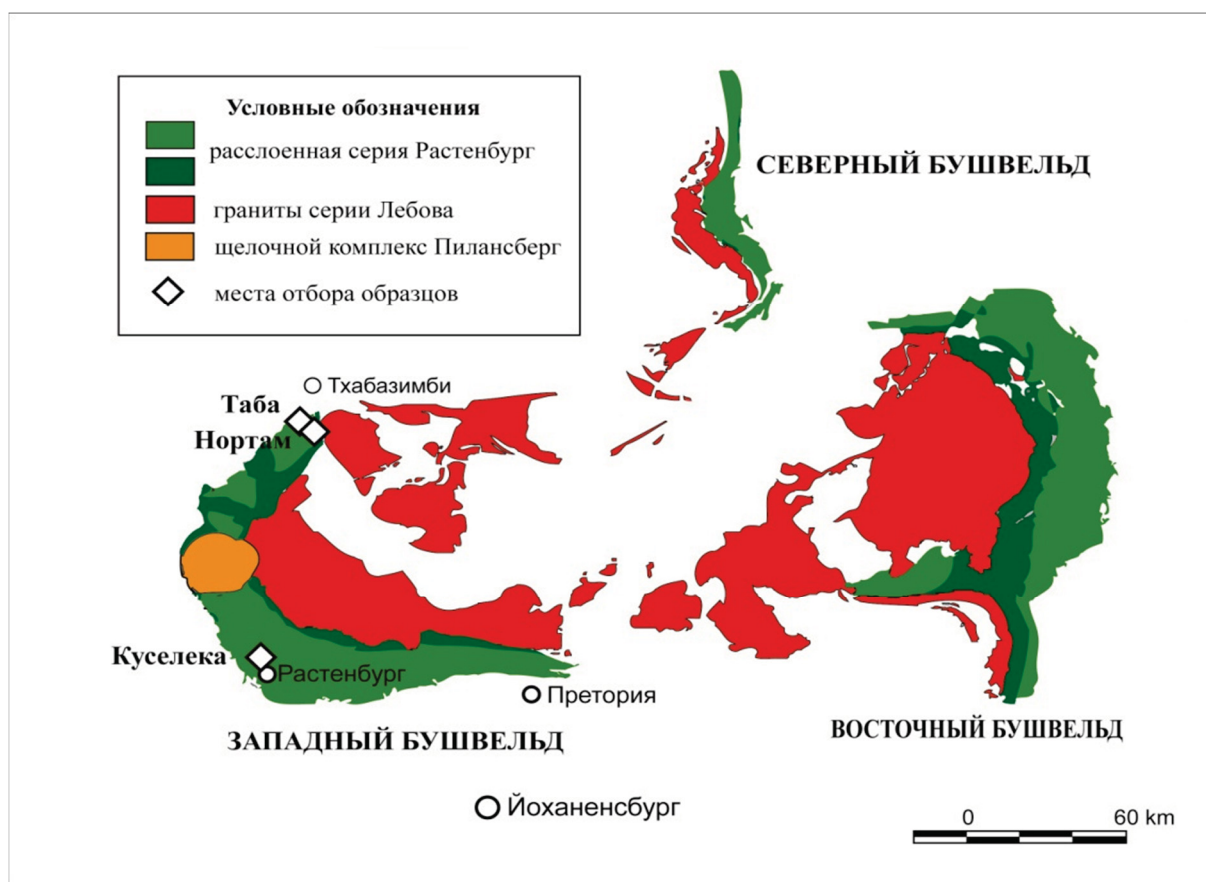


Рис. 1. Геологическое строение комплекса Бушвельд (по материалам Sawthorn R.G., 2015, оцифровано Е.М. Томилиной)

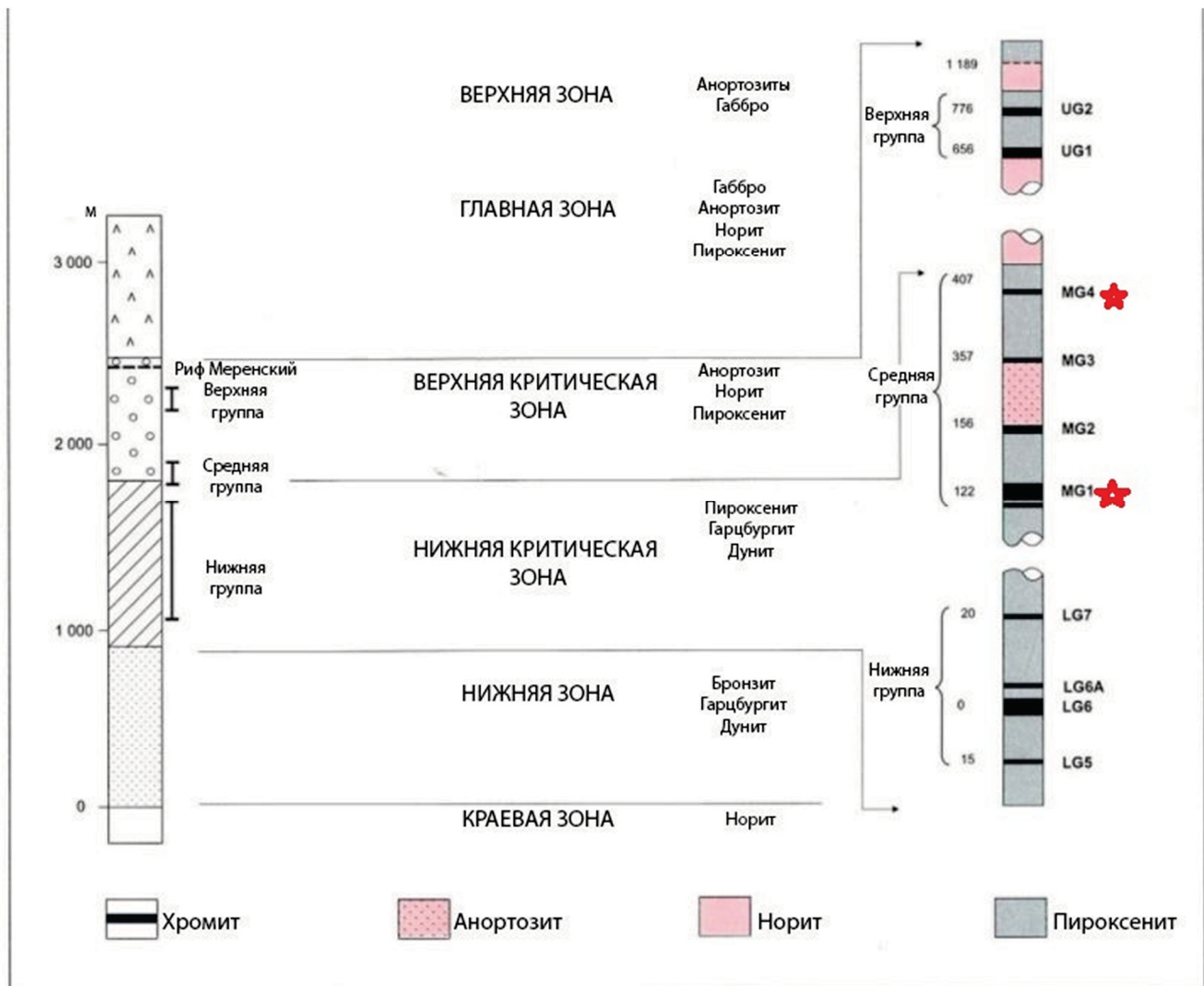


Рис. 2. Схематическая стратиграфическая колонка комплекса Бушвельд (по материалам Hall M., Siwela S. 2014, оцифровано Е.М. Томилиной). Звездочками указаны исследованные хромититовые слои

Нижняя группа на руднике Таба включает два хромититовых слоя. Хромититовый слой LG6 является основным в руднике Таба. Мощность слоя в среднем составляет 0,85 м и колеблется от 0,34 до 1,37. Содержание Cr_2O_3 составляет в среднем 42,8%, а отношение Cr:Fe – 1,6 в пересечениях буровых скважин по всей площади рудника. Хромититовый слой LG6A, толщиной в 23 см, находится на 6 м выше слоя LG6.

Авторами изучались хромититовые слои Средней группы в основном по пробуренной скважине MD17 (рис. 3).

Средняя группа на руднике Таба включает пять хромититовых слоев: MG1, MG2, MG3, MG4 и MG4A. Есть также ряд незначительных слоев, например, MG4Zero, толщиной приблизительно 20 см, и находится он у основания интервала MG4 и MG3A, который

может представлять собой отщепленную часть слоя MG3. Слои средней группы также характеризуются появлением хромитовых интервалов, которые не отслеживаются на каком-либо значительном расстоянии по простиранию или по падению. Общее содержание Cr_2O_3 и отношение Cr и Fe низкое или среднее, что делает данные слои не выгодными для подземных добычных работ. Исключение составляет хромититовый слой MG1.

Методика исследования

Образцы, использованные в данной работе, представляют собой полные вертикальные срезы всех хромитовых слоев Средней группы. Они были отобраны из керна раз-

дочной скважины MD17 на руднике Таба, в северо-западной зоне комплекса Бушвельд.

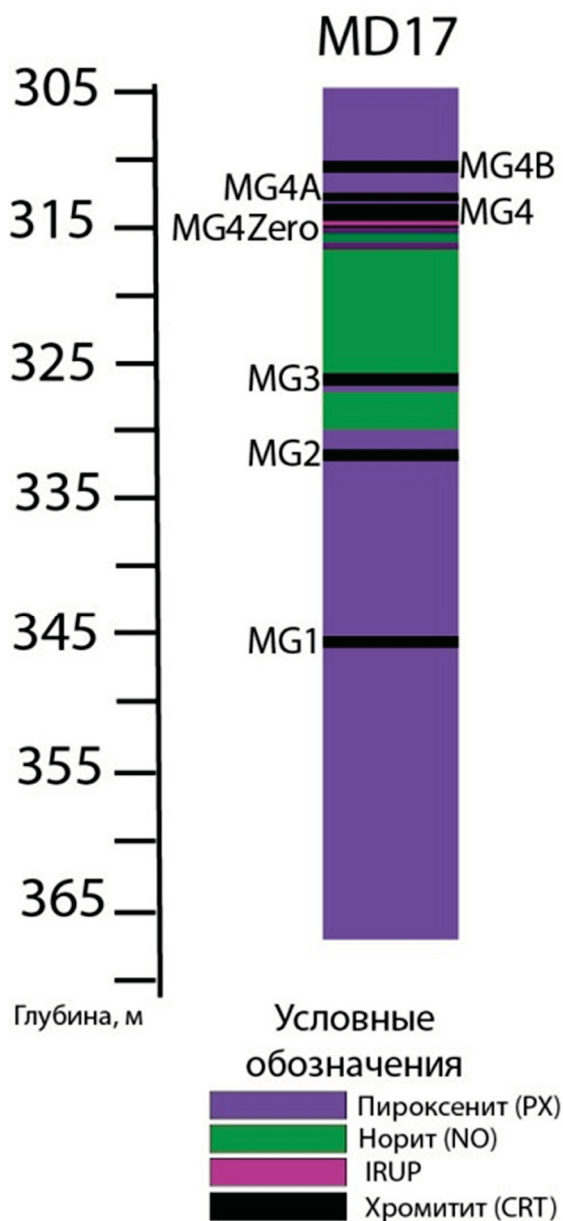


Рис. 3. Схематическая колонка расположения слоев Средней группы рудника Таба в скважине MD17

При отборе образцов керн был распилен продольно, а затем поперечно на сегменты длиной 4 см. Из каждого сегмента был изготовлен петрографический шлиф толщиной 0,1 мм, поэтому оптические диагностические свойства минералов отличаются от стандартных, описанных в литературе по кристаллооптическому методу.

Петрографическое изучение шлифов проведено Е.М. Томилиной на кафедре минера-

логии и петрографии Пермского госуниверситета на поляризационном микроскопе Olympus BX51 (Япония) в проходящем и в отраженном свете с использованием методов скрещенных николей. Кроме этого, были сделаны снимки шлифов на вышеуказанном оптическом микроскопе в проходящем свете и в скрещенных николях при увеличении 50x и 100x.

Химический состав основных породообразующих минералов (хромшпинелида, плагиоклаза, пироксена) определялся с помощью электронно-зондового микроанализа в шлифах. Химический состав минералов в разрезе слоя MG4A определялся в полированных шлифах толщиной 100 мкм с помощью электронного микрозонда. Анализ выполнен на электронном микрозонде JXA-8230 (Jeol, Япония) на базе лаборатории электронного микроанализа Научного исследовательского центра (г. Потсдам, Германия). Расстояние между точками измерений составило в среднем 1,5 мм. В итоге было исследовано 579 зерен хромшпинелидов и 277 зерен пироксенов (в сумме 856 измерений).

Петрография хромитовых горизонтов рудника Таба

Краткое описание основных хромититовых слоёв снизу-вверх приводим по данным Hall и Siwela (2014).

Хромититовый слой MG1 толщиной в среднем 0,59 м развит в северо-восточной части рудника. Высокое содержание Cr_2O_3 и отношение Cr и Fe делают его потенциально выгодным для разработки.

Хромититовый слой MG2 толщиной 0,53 м с пироксенитовыми разветвлениями до метра. Отношение Cr и Fe низкое, но содержит кондиционное содержание элементов группы платины (ЭГП).

Хромититовый слой MG3 толщиной 0,96 м имеет низкое содержание Cr_2O_3 и отношение Cr и Fe, но с кондиционным содержанием ЭГП. Данный слой возможно разрабатывать открытым способом.

Хромититовый слой MG4 толщиной 1,1 м с низким содержанием Cr_2O_3 и умеренным содержанием ЭГП. Слой перекрывается толщей пироксенитов мощностью до 2 м, а

затем разветвляется на слой MG4A с таким же низким отношением Cr и Fe, как MG4, и низким содержанием ЭГП.

По результатам петрографического исследования, нами выделены три отдельных вида толщ в изучаемых слоях MG1 и MG4A (снизу-вверх): подрудные ортопироксениты, массивные хромититы (руда), надрудные ортопироксениты.

Подрудные ортопироксениты (рис. 4) равномернозернистые, панидиоморфные, с редковкрапленной текстурой.

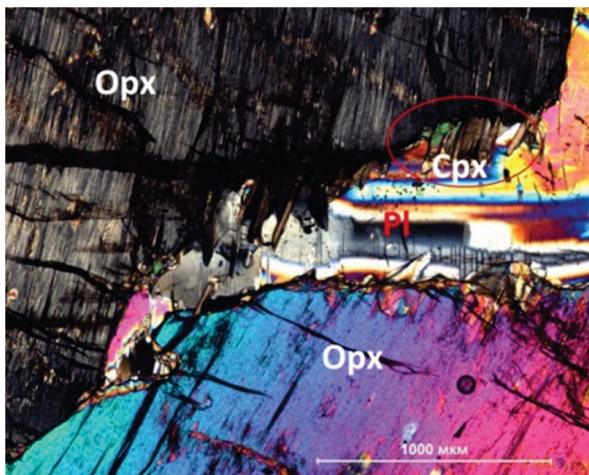


Рис. 4. Микрофотография ортопироксенита (проходящий свет, с анализатором). Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз

Минеральный состав включает идиоморфные, реже гипидиоморфные, зерна гиперстена и энстатита, размером от 2 до 3,5 мм. Они занимают около 90–95% от объёма породы. Редко встречаются зерна плагиоклаза размером 0,5–1,2 мм, (~3%), который заполняет пространство между ортопироксенами. Кроме того, в шлифе встречаются места, где начинается пироксенитизация, которая характеризуется образованием зубьев клинопироксена на границах зёрен ортопироксена. Идиоморфные изометричной формы зерна хромшпинелида цементируются крупными зёрнами ортопироксена, что указывает на пойкилитовую структуру (рис. 5).

Рудная часть слоёв представлена **массивными хромититами**. Главным рудообразующим минералом в данной толще является хромшпинелид. Кроме этого в интерстициях наблюдаются зерна ортопироксена размером

2,0–3,5 мм, а ближе к кровле слоя появляются сульфиды.

В массивных хромититах нами выделено два типа структурных отношений между хромшпинелидом и ортопироксеном. Первый тип характеризуется включениями зерен хромшпинелида в крупные зерна ортопироксена, что указывает на пойкилитовую структуру (рис. 6).

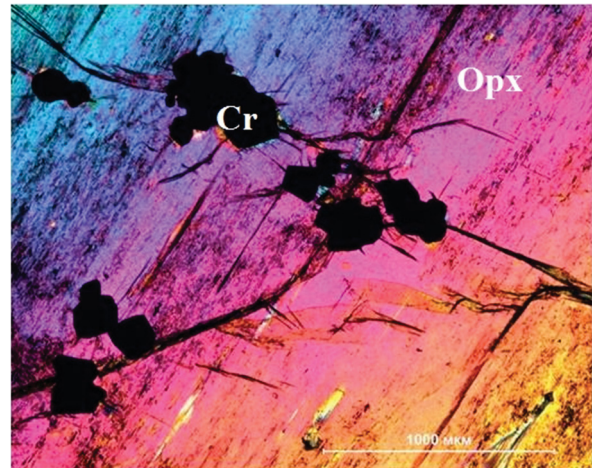


Рис. 5. Включения зерен хромшпинелида (Cr) в крупных зёрнах ортопироксена (Orx) (проходящий свет, с анализатором)

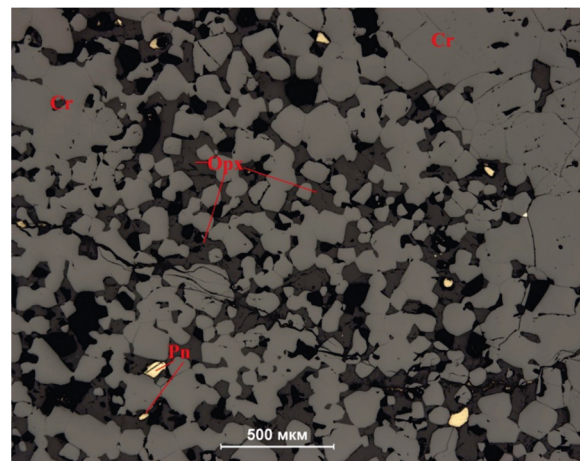


Рис. 6. Включения зерен хромшпинелида (Cr), пентландита (Pn) в крупные зёрна ортопироксена (Orx) в хромитите (отраженный свет, без анализатора)

Такая структура нам уже встречалась в подрудных ортопироксенитах, но отличие в том, что в данном типе пород зерна хромшпинелида представлены более мелкими кристаллами со средним диаметром 0,06–0,08 мм.

Во втором структурном типе зерна хромшпинелида образуют агрегаты из плотно сросшихся кристаллов, границы которых плавно изогнуты (рис. 7). Размер отдельных кристаллов хромшпинелида в агрегатах значительно больше, чем в первом структурном типе со средним диаметром 0,5–1,8 мм.

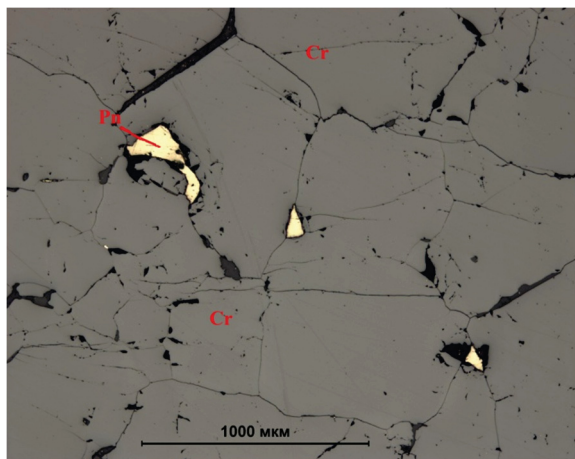


Рис. 7. Зерна хромшпинелида (Cr) образуют агрегаты из плотно сросшихся кристаллов, между которыми иногда наблюдаются зерна пентландита (Pn) (отраженный свет, без анализатора)

В *надрудных ортопироксенитах* структурные особенности сохраняются (такие же, как и в *подрудных*), но зато текстура становится густовкрапленной. В минеральном составе появляются сульфиды: пирротин, пентландит и халькопирит (рис. 8).

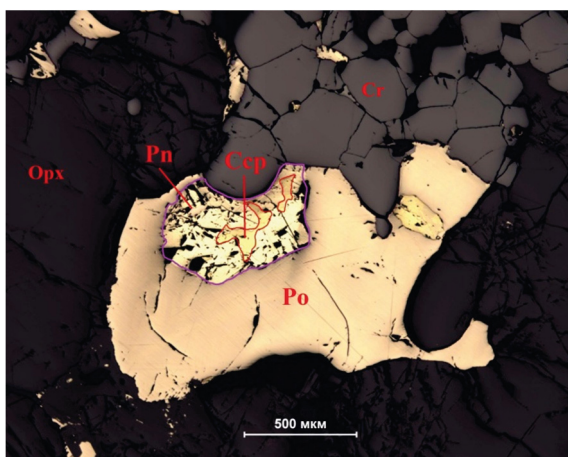


Рис. 8. Пирротин (Po), пентландит (Pn) и халькопирит (Csp) в породообразующих минералах (Cr – хромшпинелид, Орх – ортопироксен), слой MG4A (отраженный свет, без анализатора)

Пирротин представлен ксеноморфными зернами размером до 2,0 мм и образует как самостоятельные агрегаты, так и ассоциации с пентландитом и халькопиритом.

Пентландит является вторым по распространенности сульфидом, находящимся в ассоциации, чаще всего, с пирротинном. Пентландит представлен идиоморфными или субидиоморфными зернами размером от 0,05 до 1,0 мм.

Халькопирит – третий по распространенности рудный минерал, находящийся как в виде индивидуальных зерен в породообразующих минералах, так и в ассоциации с пирротинном. Минерал представлен ксеноморфными, реже идиоморфными, зернами размером менее 0,8 мм.

Структура руды

Вслед за работами Е.Н. Кэмерона (1980) и более ранними нами выделены три типа структурных отношений между хромшпинелидом и главным силикатным минералом (ортопироксеном).

Первый тип структурных отношений наблюдается в надрудных и подрудных ортопироксенитах, где можно наблюдать беспорядочное включение многих зерен хромшпинелида одного или разных размеров в значительно более крупные зерна ортопироксена.

Второй тип структурных отношений характеризуется включениями зерен хромшпинелида в крупные зерна ортопироксена непосредственно уже в самом массивном хромитите. Зерна хромшпинелида в таком структурном типе представлены мелкими кристаллами со средним диаметром 0,06–0,08 мм.

В **третьем** структурном *типе* зерна хромшпинелида образуют тройные сочленения из плотно сросшихся кристаллов неправильной формы, практически лишенных силикатов. Размер отдельных кристаллов хромшпинелида в агрегатах значительно больше, чем в первых двух структурных типах, со средним диаметром 0,5–1,8 мм. Границы таких зерен плавно изогнуты, что является показателем их структурного округления.

Зерна хромшпинелида в тройных сочленениях окружены ортопироксеном, к тому же между отдельными агрегатами часто встречаются сульфиды. Грубозернистые хромшпинелиды присутствуют во всех хромитовых слоях средней группы скважины MD17. Их распределение неравномерное по каждому хромитовому слою, а доля зерен в тройных сочленениях и одиночных зерен хромшпинелида может меняться в пределах одного слоя.

При анализе размеров хромшпинелида учитывались три типа структурных отношений, так как процессы позднемагматической перекристаллизации отличаются в зависимости от того, заключены они в силикатные минералы или нет.

Размер зерен минералов в магматических породах является ключевым структурным параметром, несущим информацию об истории кристаллизации магмы, скорости и времени роста кристаллов. Количественный анализ распределения кристаллов магматических минералов по размеру был введен в практику современных петрографических исследований главным образом в работах

Б. Марша и М. Хиггинса. При разработке методов количественного гранулометрического анализа эти и другие петрологи использовали опыт, накопленный в металлургии и других отраслях материаловедения, а также опыт в изучении осадочных обломочных горных пород. Результаты гранулометрического анализа позволяют выявить разные генетические популяции кристаллов и сделать выводы о процессах, повлиявших на распределение кристаллов по размеру. Анализ применим как для открытых (вулканических) так и для закрытых (плутонических) магматических систем.

Е.М. Томилиной было измерено более 20 тысяч зерен хромшпинелида в хромитовых горизонтах слоя MG1, MG3 и MG4A (рис. 9). Исходным материалом для измерений служили цифровые микрофотографии шлифов, сделанные в отраженном свете на поляризационном микроскопе Olympus BX51 (Япония). Микрофотографии ретушировались вручную с целью удаления дефектов поверхности шлифа и разделения соприкасающихся кристаллов хромшпинелида.

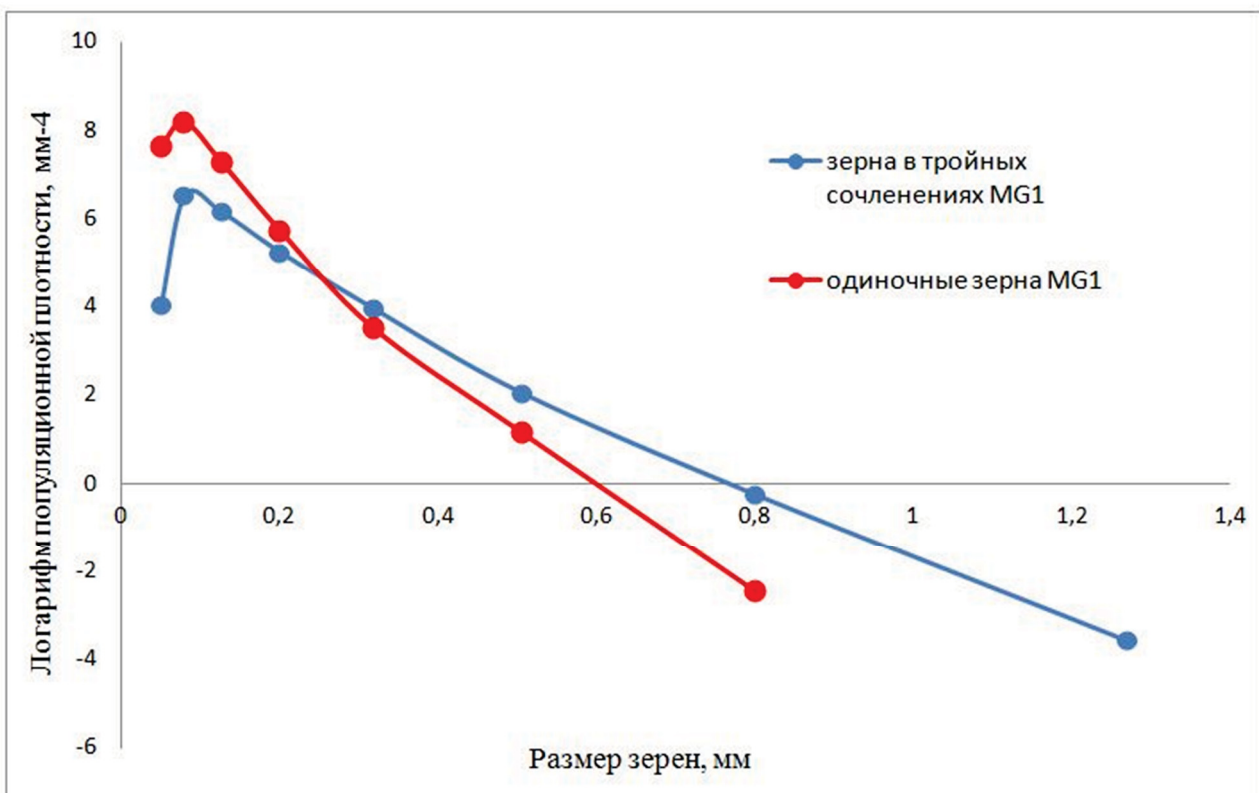


Рис. 9. Кривые распределения зерен хромшпинелида по крупности (слой MG1)

Обработанные вручную фотографии переводились в формат бинарных черно-белых изображений, которые затем обрабатывались с помощью программного обеспечения Image J. Затем гранулометрический анализ выделенных кристаллов хромшпинелидов проводился с использованием программного обеспечения CSD Corrections. Методы, которые использует данная программа, описаны М. Хиггинсом (Higgins, 2000).

CSD Corrections позволяет перейти от распределения частиц в двумерном случайном срезе к распределению в трехмерном объеме, определить частоту распределения зерен хромшпинелида определенного интервала размеров в объеме породы и представить результаты в виде гистограммы или кривой распределения.

Результаты CSD обычно имеют логнормальное распределение, следовательно, на графиках используется логарифмический масштаб интервалов измерений. Точность и детальность анализа зависит, прежде всего, от общего количества измеренных кристаллов.

По результатам исследования установлено, что для слоёв Средней группы кривые распределения зерен хромшпинелида в тройных сочленениях близки к форме типичного логнормального распределения с дефицитом самых мелких кристаллов (см. рис. 9).

Предполагается, что такой тип распределения характерен для кристаллизации в закрытой системе, где по истечении времени зарождается все меньше и меньше новых кристаллов, просто из-за ограниченности и уменьшения объема остаточного межзернового расплава. Кристаллы, которые зародились ранее, дорастают до более крупных размеров со скоростью роста, близкой к постоянной, о чем и свидетельствует линейная правая часть данной кривой. Кривая распределения одиночных зерен хромшпинелида имеет одинаковый максимум с первой кривой, но её наклон более крутой.

Микронзондовые анализы

В результате проведения микронзондового анализа нами были получены и проанализированы данные химического состава главных

породо- и рудообразующих минералов: хромшпинелида и ортопироксена.

В слое MG4A толщиной 1,1 м был исследован химический состав 579 зерен хромшпинелидов (табл. 1).

Для пироксена магнезиальность высчитывалась по формуле $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ в мольных единицах. В данной работе концентрации и мольные соотношения представлены в процентных единицах. Согласно полученным результатам (рис. 10), магнезиальность зерен пироксена в видах горных пород немного отличается.

Наблюдается резкое возрастание магнезиальности на границе подрудного ортопироксенита и хромитита. Дальше, вверх по разрезу, резких изменений не наблюдается. Пик магнезиальности характерен для зерен пироксена, которые цементируют хромшпинелид в самой руде (в хромитите) (см. рис. 10).

Для химического состава хромшпинелида было рассчитано Fe^{2+} и Fe^{3+} , затем высчитывалась хромистость ($Cr\# = Cr / (Cr + Fe^{2+} + Al)$) и магнезиальность ($Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn)$).

Если мы посмотрим на график хромистости и магнезиальности в зернах хромшпинелида, то заметим их резкое возрастание на границе подрудного ортопироксенита и хромитита. Затем, следуя по разрезу снизу-вверх, наблюдается меньшее изменение хромистости и магнезиальности в составе зерен хромшпинелидов, но иногда видим незначительное снижение хромистости в зернах хромшпинелида в хромитите, где присутствуют пойкилитовые кристаллы пироксена. В надрудных ортопироксенитах состав зерен хромшпинелидов изменяется незначительно, на границе с хромититом резких возрастных изменений не происходит, по сравнению с нижней границей.

Общий вывод по результатам микронзондовых анализов состоит в том, что составы главных минералов сильно зависят от типа породы, в которой они находятся. Описанные закономерности дополняются при анализе химического состава, пересчитанного на минералы (табл. 2). По данным хромсодержащих минералов (феррохромит, пикрохромит) можно увидеть увеличение его содержания на границе подрудного ортопироксенита и хромитита, затем – убывание в самом хромититовом слое.

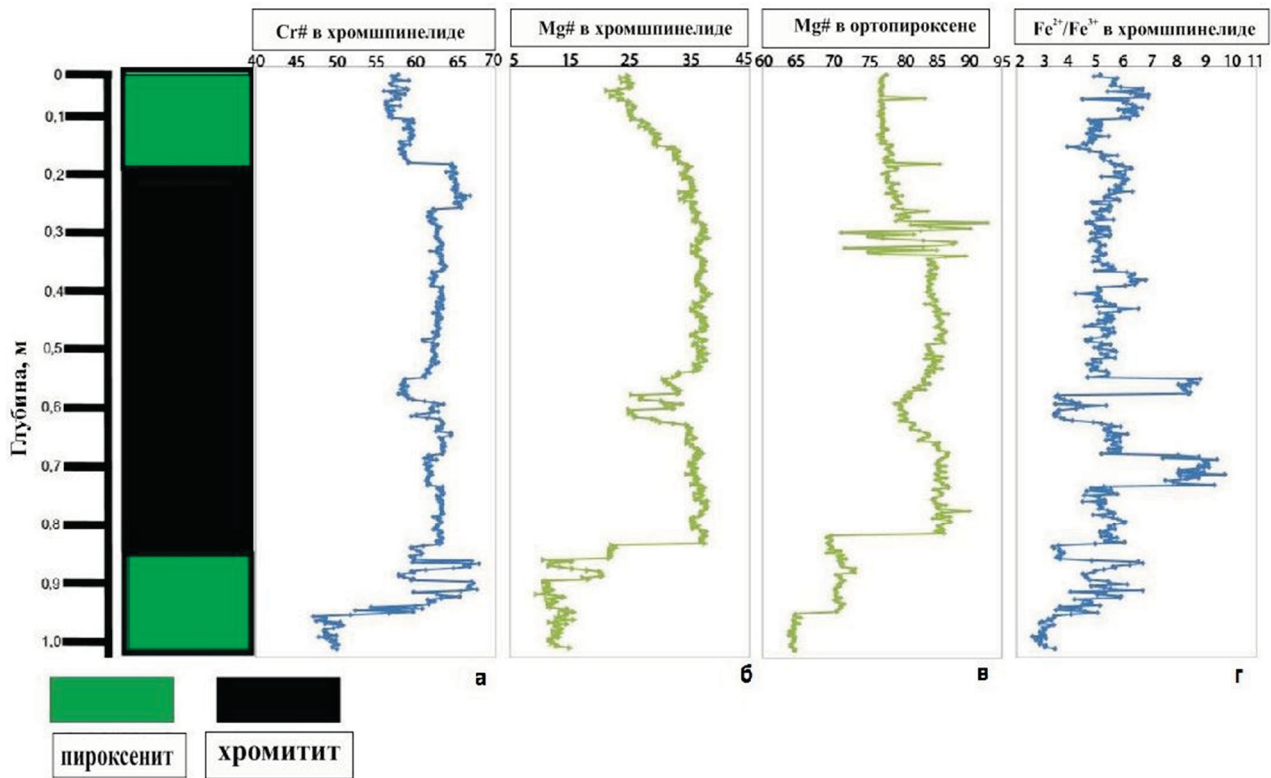


Рис. 10. Химический состав зерен хромитинелидов и пироксенов в слое MG4A

Таблица 1. Осреднённые по интервалам составы хромитинелидов, мас. %

Интервал, м	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	FeO	MnO	Cr ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	Количество замеров
1,1–0,8	19,01	44,78	0,73	8,61	25,72	0,28	2,36	132
0,8–0,6	16,70	47,94	0,77	8,65	25,97	0,19	2,87	54
0,6–0,4	18,62	45,95	0,68	9,79	25,20	0,02	2,47	199
0,4–0,2	18,80	45,03	0,71	9,61	25,71	0,04	2,40	127
<0,2	19,87	43,18	0,96	7,86	28,18	0,27	2,17	67
Среднее	18,60	45,38	0,77	8,90	26,16	0,16	2,45	115,8

Таблица 2. Осреднённые по интервалам минальные составы хромитинелидов, мол. %

Интервал, м	Феррохромит FeCr ₂ O ₄	Шпинель MgAl ₂ O ₄	Пикрохромит MgCr ₂ O ₄	Магнетит FeFe ₂ O ₄	Якобит MnCr ₂ O ₄	Ульвошпинель Fe ₂ TiO ₄	Феррохромит+пикрохромит
1,1–0,8	56,00	20,13	3,25	19,00	0,75	0,87	59,25
0,8–0,6	57,75	17,75	6,00	17,13	0,50	0,87	63,75
0,6–0,4	54,75	19,75	6,88	17,75	0,00	0,87	61,63
0,4–0,2	54,50	19,88	5,87	18,88	0,00	0,87	60,37
<0,2	56,00	21,00	1,12	20,00	0,75	1,13	57,12
Среднее	55,80	19,70	4,62	18,55	0,40	0,92	60,42

Это наиболее ярко проявляется в изменении суммы феррохромит+пикрохромит. Содержание железистого (магнетит) и алюмосодержащего компонента (шпинель) ниже в хромититовом слое и выше в ортопироксенитах. Титановый ульвошпинелевый минал одинаков почти по всему слою, изменяется только в надрудных ортопироксенитах.

Заключение

Комплекс Бушвельд относится к стратиформному геолого-промышленному типу. Большая часть интрузива сложена четко слоенными породами. В комплексе Бушвельд прекрасно проявлены все типы расслоенности, такие как фазовая, модальная и скрытая. Во многих частях массива расслоенность имеет ритмический характер. Эта особенность массива как в относительно ранних, так и в недавних работах интерпретировалась в соответствии с гипотезой сортировки и аккумуляции кристаллов. Однако для объяснения происхождения пород Бушвельда было предложено множество других концепций, общее количество которых значительно превышает количество гипотез, которые объясняют генезис любого другого интрузива основных пород.

Главная масса хромовых руд Бушвельда сосредоточена в Критической зоне. Зона содержит 14 основных хромититовых горизонтов, строение которых осложнено наличием менее выраженных сопутствующих прослоев. Мощности горизонтов варьируют от первых сантиметров до 2–3 м; горизонты прослеживаются на десятки километров по простиранию. Главным минералом хромитовых горизонтов является хромшпинелид. Его химический состав в массивных хромититах постепенно меняется вверх по разрезу, а состав рассеянного, аксессуарного хромита сильно зависит от минералогического состава пород, в которых он содержится (анортзитов, пироксенитов, гарцбургитов и т.д.).

В данной работе были исследованы минеральные, геохимические, петрографические и структурные особенности хромититовых горизонтов Средней группы, рудника Таба.

На основе проведенных анализов сделаны следующие выводы.

1. По результатам минералого-петрографического изучения можно сделать вывод, что в процессе образования пород господствовала кристаллизационная дифференциация, затем, с понижением температуры, происходила ликвация, что обусловлено появлением сульфидов.

2. Выявлены признаки сильной позднематматической перекристаллизации зерен хромшпинелида и сопутствующих ему силикатов в изученных хромититовых слоях. Процессы перекристаллизации и укрупнения зерен хромшпинелида уже после их осаждения полностью стерли следы процессов, проходивших на более ранних стадиях кристаллизации пород, что оказало сильное влияние на их структурные особенности.

3. Выявлена изменчивость состава главных породообразующих минералов по направлению мощности. Составы хромшпинелида и пироксена в слое массивного хромитита и в подрудном ортопироксените сильно различаются. Это объясняется сложными химическими реакциями между магмой, богатой кристаллами, и расплавом между ними при медленном остывании на заключительной стадии кристаллизации породы. Схожие изменения состава минералов наблюдались и в главном платиноносном слое UG2 комплекса Бушвельд.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Научного исследовательского центра г. Потсдам (ФРГ) и лично проф. И.В. Векслеру за предоставленные материалы для исследования.

Работа выполнена в рамках проекта, поддержанного РФФИ, грант № 14-17-00200, 2015–2018 гг.

Библиографический список

- Ибламинов Р.Г., Осовецкий Б.М., Пузик А.Ю.* Поперечная зональность и скрытая расслоенность рудного тела главного Сарановского месторождения, Западный Урал, Россия. // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Том 18, №3. С. 237–252. DOI: 10.17072/psu.geol.18.3.237.
- Иванов О.К.* Расслоенные хромитаносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
- Cameron E.N.* Evolution of the Lower Critical Zone, central sector, eastern Bushveld Complex, and its chromite deposits // Economic Geology. 1980. Vol. 75. P. 845–871.

Cawthorn R.G. Stratiform platinum-group element deposits in layered intrusions. In: Mungall, J.E. (ed.) *Exploration for Platinum-Group Element Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series volume 35, 2005, pp. 57–74.

Cawthorn R.G. The platinum group element deposits of the Bushveld Complex in South Africa. *Platinum Metals Review*, 54, 2010, pp. 205–215.

Cawthorn R.G. The Bushveld Complex, South Africa. In: Charlier B., Namur O, Latypov R. & Tegner C. (ed.) *Layered Intrusions*. New York, Springer Geology, 2015, pp. 517–588.

Hall M., Siwela S. Mineral resource estimation report and mineral resources for the Thaba mine. January, 2014, pp. 1–80.

Higgins M.D. Quantitative textural analysis of rocks in layered mafic intrusions. In: Charlier, B., Namur, O, Latypov, R. & Tegner, C. (ed.) *Layered Intrusions*. New York, Springer Geology, 2015, pp. 153–181.

Higgins M.D. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist*, 85, 2000, pp. 1105–1116.

Lipin B.R. Pressure increases, the formation of chromite seams, and the development of the ultramafic series in the Stillwater Complex, Montana // *Journal of Petrology*. 1993. Vol. 34, no. 5. P. 955–976.

Marsh B.D. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 1988, pp. 277–291.

Stowe C.W. Composition and tectonic settings of chromite deposits through time // *Economic geology*. 1994. Vol. 89. P. 528–546.

Tomilina E.M., Veksler I.V. and Trumbull R.B. Chromitite layers of the Middle group, Thaba mine, western Bushveld, South Africa. Moscow, 2016, pp. 214–215.

Wager L., Brown G. 1968. *Layered igneous rocks*. Edinburgh and London, pp. 345–403.

Mineralogical-Petrographic Study of the Thaba Mine, Western Bushveld (South Africa)

E.M. Tomilina, R.G. Iblaminov

Perm State University

15 Bukireva Str., Perm 614990, Russia. E-mail: tomilinaelena.psu@yandex.ru

Here we present results of a detailed petrographic and mineralogical study of rock textures in a vertical profile through the Middle Group chromitite layers at the Thaba mine in the north-western part of the Bushveld Complex, South Africa.

Key words: *Bushveld, Thaba mine; chromitite; pyroxenites; chromium ore.*

References

Cameron E.N. Evolution of the Lower Critical Zone, central sector, eastern Bushveld Complex, and its chromite deposits // *Economic Geology*. 1980. Vol. 75. P. 845–871.

Cawthorn, R.G. 2005. Stratiform platinum-group element deposits in layered intrusions. In: Mungall, J.E. (Ed.) *Exploration for Platinum-Group Element Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series volume 35, pp. 57–74.

Cawthorn, R.G. 2010. The platinum group element deposits of the Bushveld Complex in South Africa. *Platinum Metals Review*. 54:205–215.

Cawthorn R.G. 2015. The Bushveld Complex, South Africa. In: Charlier B., Namur O, Latypov R. & Tegner C. (Ed.) *Layered Intrusions*. New York, Springer Geology, pp. 517–588.

Hall M., Siwela S. 2014. Mineral resource estimation report and mineral resources for the Thaba mine. January, pp. 1–80.

Higgins M.D. 2015. Quantitative textural analysis of rocks in layered mafic intrusions. In: Charlier, B., Namur, O, Latypov, R. & Tegner, C. (Ed.) *Layered Intrusions*. New York, Springer Geology, pp. 153–181.

Higgins M.D. 2000. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist*. 85: 1105–1116.

Iblaminov R.G., Osovetsky B.M., Puzik A.U. 2019 Poperechnay zonalnost i skrytay rassloenost rudnogo tela glavnogo Saranovskogo mestorozhdeniya, Zapadnyi Ural, Russia [Transverse zonation and latent layering within the ore body of the Main Saranovskoe Deposit (the Western Urals, Russia)]. *Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya*. 18(3): 237–252. (in Russian) doi:10.17072/psu.geol. 18.3.237

Ivanov O.K. 1999. Rassloennie khromitonosnye ultramafity Urala [Stratified chromium ultramafics of the Urals]. Nauka, Moscow, p. 243. (in Russian)

Lipin B.R. Pressure increases, the formation of chromite seams, and the development of the ultramafic series in the Stillwater Complex, Montana // *Journal of Petrology*. 1993. Vol. 34, no. 5. P. 955–976.

Marsh B.D. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystalli-

zation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 277–291.

Stowe C.W. Composition and tectonic settings of chromite deposits through time // *Economic geology*. 1994. Vol. 89. P. 528–546.

Tomilina E.M., Veksler I.V., Trumbull R.B. 2016. Chromitite layers of the Middle group, Thaba mine, western Bushveld, South Africa. Moscow, pp. 124–125.

Wager L., Brown G. 1968. Layered igneous rocks. Edinburg and London, pp. 345–403.