



Федеральное государственное бюджетное учреждение
“Всероссийский научно-исследовательский институт
минерального сырья им. Н.М. Федоровского
(ФГБУ “ВИМС”)

ИНФОРМАЦИОННО- АНАЛИТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ:

**МИРОВЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ
РАЗВИТИЯ ТЕХНОЛОГИЙ, МЕТОДОВ И
МЕТОДИК ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И
ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**СЕРИЯ:
ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Москва 2022 г.

Обзор 3

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРАТИФОРМНЫХ ХРОМИТОВЫХ М-НИЙ.

РЕДАКТОР-СОСТАВИТЕЛЬ:
В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:

	стр.
1. Введение	3
2. Основные характеристики	4
3 Хромитоносные комплексы	6
4. Геофизические параметры	24
4.1. <i>Магнитные характеристики</i>	24
4.2. <i>Гравитационные характеристики</i>	27
4.3. <i>Электрические характеристики</i>	29
4.4. <i>Сейсмические данные</i>	30
5. Характеристики гипогенных руд	30
5.1. <i>Хромитовая минералогия</i>	30
5.2. <i>Сульфидно-PGE минерализация</i>	37
6. Минеральные ассоциации	38
6.1. <i>Парагенезис и зональность</i>	38
6.2. <i>Текстуры и структуры</i>	38
7. Минералогия вмещающих пород	43
8. Геохимические характеристики	45
8.1. <i>Основные и микроэлементы</i>	45
8.2. <i>Геохимия стабильных изотопов</i>	49
8.3. <i>Радиогенная изотопная геохимия</i>	52
9. Петрология рудоформирующих магматических пород ..	58
9.1. <i>Типы магматических пород и ассоциаций</i>	58
9.2. <i>Минералогия</i>	64
10. Геохимия основных и микроэлементов	68
10.1. <i>Родительская магма</i>	68
10.2. <i>Геохимия изотопов</i>	78
11. Геолого-генетическая модель	81
12. Прогнозно-поисковый комплекс	84
13. Методы добычи и обогащения руд	85
14. Будущие направления исследований	86
ИСТОЧНИК	87

1. Введение.

Месторождения стратиформных хромитов имеют большое экономическое значение. значение, однако их происхождение и эволюция остаются весьма обсуждали. Слоистые магматические интрузии, такие как Bushveld Complex, Great Dyke, Kemi Complex и Stillwater Complex, дают возможность изучать процессы магматической дифференциации и ассимиляции в земной коре, а также связанные с ними процессы рудообразования. Хромитовые тела внутри расслоенных интрузий содержат большую часть мировых запасов хрома (Cr), а также содержат значительную минерализацию элементов платиновой группы (PGE).

Массивные слои хромитита (>90%) или прослои вкрапленного хромита (>60%) обычно встречаются в нижних, ультраосновных частях крупных интрузий основного состава. Эти интрузии были внедрены в стабильных кратонных условиях или во время событий, связанных с рифтами в архее или раннем протерозое, хотя также существует несколько более молодых объектов.

Вторжения обычно имеют форму воронки, блюдца или каное. формы, простираются от 2 до 180 км, в диаметре и могут достигать толщины до 15 км. В целом, мощности отдельных хромититовых пластов внутри интрузий варьируются от <1 см (например, Rum intrusion на СЗ Шотландии) до 5 - 8 м (например, Irueria-Medrado Sill в Бразилии). Кроме того, количество хромитовых рудных тел в конкретной слоистой интрузии может варьировать от шести (Camro Formoso, Бразилия) до 925 (в комплексе Western и Eastern Bushveld, Африка).

Хромит (Mg, Fe^{2+}) (Cr^{3+}, Al, Fe^{3+})₂O₄ минерал группы шпинели – единственный коммерческий источник хрома. Экономический потенциал зависит в первую очередь от толщины, сплошности, и содержания. Наиболее важными областями применения хрома являются - в нержавеющей стали, цветных сплавах и в хромировании. Химический хром широко используется также в пигментах и огнеупорах. Многие из крупных стратиформных месторождений хромита также содержат экономические уровни PGE (платины, палладия, родия, осмия, иридия и рутения).

Хромит добывают из четырех различных типов месторождений: стратиформных, альпинотипных, россыпных и латеритов. Большая часть мировых ресурсов сосредоточена в стратиформных месторождениях. Значительные альпинотипные месторождения хромита находятся в Казахстане, Турции, на Филиппинах, в Новой Каледонии и России. В мировом производстве хромитовых руд и концентратов доминирует Южная Африка, тогда как Казахстан, Индия, Россия и Турция составляют остальную группу крупных производителей. Некоторое количество самородного металлического хрома было обнаружено в России, в кимберлитовой трубке «Удачная». Считается, что восстановительная среда, в которой были созданы алмазы, способствовала образованию элементарного хрома.

Хотя были проведены обширные исследования крупных, слоистых, ультрамафитовых интрузий, в которых расположены стратиформные месторождения хромита, было достигнуто мало консенсуса относительно характеристики магматического очага, ответственного за сегрегацию и кристаллизацию хромита. Изменения давления, фугитивности кислорода и ассимиляции вмещающих пород были предложены для объяснения образования пластов хромитита. Наиболее широко принятое объяснение образования стратиформных хромитовых месторождений предполагает смешение примитивных и фракционированных магм.

Альтернативные термины, используемые в отношении стратиформных хромитовых месторождений, включают массивные хромититы, хромитовые кумуляты, стратиформные основные-ультраосновные Cr и хромиты Бушвельда.

Благодаря технологическим достижениям феррохром (FeCr) может быть изготовлен из хромита с соотношением Cr/Fe >1,5. Например, отношения Cr/Fe в хромитовых слоях Bushveld Complex (Южная Африка) колеблются от 1,42 до 1,61. В результате большая часть добытого хромита может использоваться в химических целях или в производстве нержавеющей стали. Точно так же хромититы G и H Stillwater Complex (Монтана) имеют

отношения хром/железо (Cr/Fe) в диапазоне от 1,0 до 2,1, что делает их сопоставимыми с бушвельдскими. Дополнительные данные о соотношении Cr/Fe между различными пластообразными хромитовыми месторождениями приведены в таблице 1 и могут служить исходной основой для оценки экономической эффективности различных месторождений.

Таблица 1. Отношения хром/железо для некоторых стратиформных месторождений хромита.

Deposits	Chromium/ iron ratio
Bushveld Complex (South Africa)	0.95–3.0
Stillwater Complex (Montana, USA)	1.0–2.1
Great Dyke (Zimbabwe)	2.1–3.9
Muskox intrusion (Canada)	1.2 max
Burakovsky intrusion (Canada)	0.67–0.80
Kemi intrusion (Finland)	2.6 max, 1.53 avg
Campo Formoso Complex (Brazil)	1.26–2.43
Ipueira-Medrado Sill (Brazil)	1.11–2.64
Bird River Sill (Canada)	1.0–1.5

Ранние исследования слоистых основных-ультраосновных интрузий предполагали, что они образовались в результате процессов фракционирования кристаллов, где расслоение было вызвано комбинацией гравитационного осаждения и конвекции исходной магмы. Последующие исследования опровергли эту гипотезу, сделав вывод, что образование кумулятов связано с очень небольшим осаждением кристаллов. Скорее, фракционированные кристаллы росли на месте или переносились в основании магматической камеры потоками магмы (процесс, впоследствии названный «нижним ростом»). Исследование альтернативных процессов, таких как двойная диффузионная конвекция, также пытались решить проблемы, связанные с осаждением под действием силы тяжести.

Часто циклические расслоенные образования объясняются повторяющимися поступлениями новой магмы в очаг. Исследования изотопов Sr в зонах Bushveld Complex предполагают, что хромиты образовались в результате загрязнения кровли и смешения магм.

2. Основные характеристики.

Геотектоническая среда. Несколько разновидностей тектонических обстановок присутствуют там, где обнаружены крупные слоистые базит-ультрамафитовые интрузии, вмещающие стратиформные месторождения хромита. Изменчивость связана с происхождением мантийных апвеллингов, ответственных за возникновение интрузий. Большинство крупных слоистых основных-ультраосновных интрузий образовались в стабильных анорогенных провинциях континентов или вблизи их окраин. Например, комплекс Бушвельд возрастом около 2,05 миллиарда лет (Ga) был внедрен в стабильный кратон Каапвааль провинции Лимпопо в Южной Африке. Точно так же Великая дайка ~ 2,46 млрд лет была внедрена в кратоне Зимбабве вдоль границы архея и протерозоя. Однако некоторые интрузии образовались, когда магма использовала ранее существовавшие неоднородности, такие как сдвиги и несогласия фундамента, или была деформирована и образовалась в результате разломов после кристаллизации. Комплекс Стиллуотер ~2,7 млрд лет назад в Монтане, например, расположен вдоль устойчивой высокоградиентной гравитационной зоны, связанной с разломным фронтом хребта Медвежий Клык, крупным блоком в архейской провинции Вайоминг, и структурной зоной Най-Боулер. Раннепротерозойский (2449 плюс-минус 1,1 млн лет) Бураковская интрузия (Россия), напротив, расположена в пределах архейского гранит-зеленокаменного рельефа и расположена на Восточно-Карельском блоке (рис. 1), заметной шовной зоны на Фенноскандинавском щите. Muskox intrusion возрастом 1,27 млрд лет (Канада) считается одновозрастной и, возможно, родственной рою дайк Маккензи на северо-западе Канадского. Некоторые расслоенные базит-ультрамафитовые интрузии (например, Бураковская интрузия и Стиллуотерский комплекс) также впоследствии подверглись разломным нарушениям,

деформации или метаморфизации. Бураковский массив разломами разбит на три блока: Аганозерский, Шалозерский и Бураковский. Кроме того, интрузия испытала складчатость и метаморфизм в доятулийско-селецкую орогеническую фазу (2200–2300 млн лет). Комплекс Стилуотер подвергся слабому региональному метаморфизму (рис. 2) в течение протерозоя. Другие постформационные события также повлияли на комплекс и окружающие породы, такие как поднятие, наклон и эрозия в позднем протерозе.

Временные соотношения. Крупные стратиформные месторождения хромита комагматичны с вмещающими их интрузиями, которые обычно относятся к архею или раннему протерозою (таблица 3). Месторождения с промышленными сортами хромита обычно формировались в течение трех основных периодов: (1) Комплекс Стилуотер (Монтана, США) и Берд-Ривер-Силл (юго-восток Манитобы, Канада) примерно 2,7 млрд лет назад. ; 2) Great Dyke (Зимбабве, Африка), Kemi intrusion (Финляндия) и Бураковская интрузия (Россия) ~2,5 млрд лет, Bushveld Complex (Южная Африка) и Iruera-Medrado Sill (Бразилия) ~2,0 млрд лет назад.

Другие возрасты характеризуют некоторые менее важные месторождения. Muskhog intrusion (Канада) и комплекс Никеландия (Бразилия) являются более молодыми, которые были внедрены 1,27 млрд лет назад. Rum Intrusion на СЗ Шотландии составляет ~ 60 млн лет назад. Однако слои хромитита в этих более молодых интрузиях обычно более тонкие.

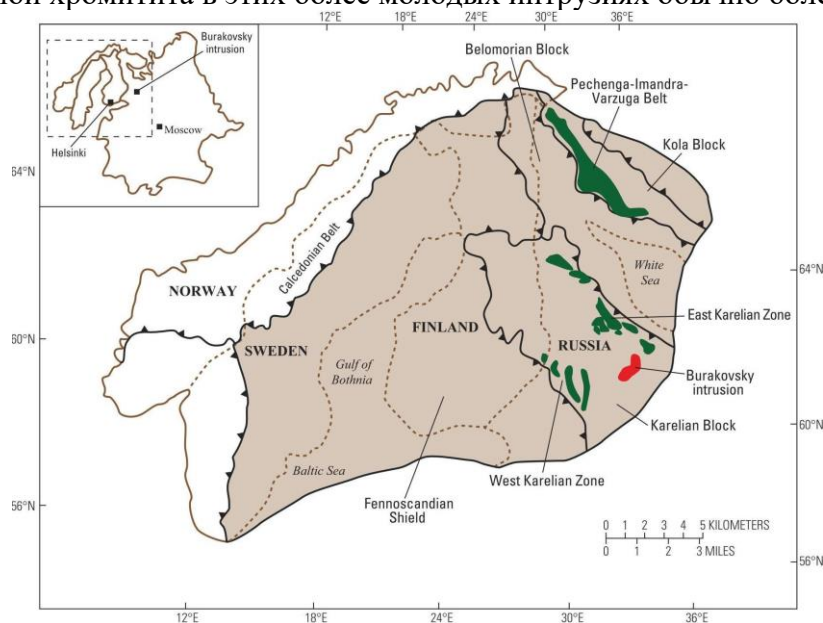


Рис. 1. Тектоническая схема Фенноскандинавского щита с интрузией Бураковского.

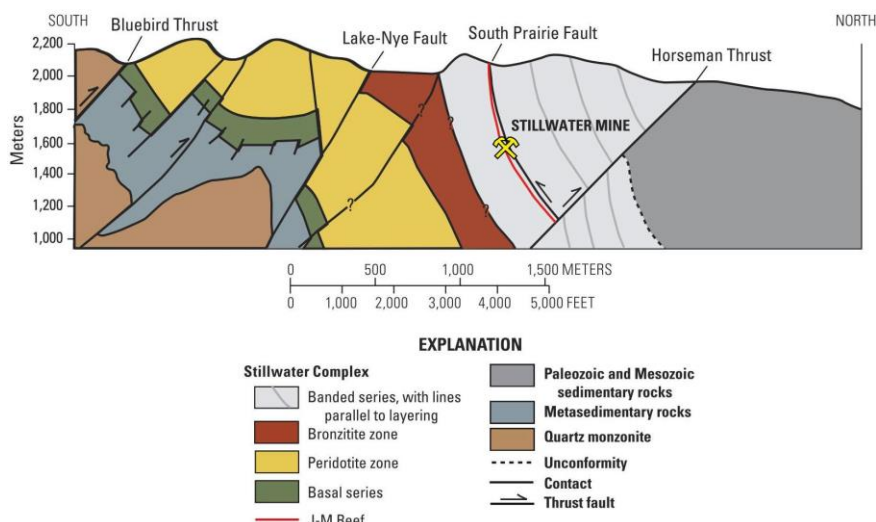


Рис. 2. Структурный разрез Stillwater Complex (Montana, USA)

Таблица 3. Возраст некоторых слоистых базит-ультрамафитовых комплексов

Deposits	Age (Ma)	Isotope analytical method	Material	References
Bushveld Complex (South Africa)	2,043 ± 11	Re-Os	Whole rock (<i>pyroxenites</i>)	Schoenberg and others (1999)
Stillwater Complex (Montana, USA)	2,701 ± 8	Sm-Nd	Whole rock (<i>anorthosite, gabbro, pyroxenite</i>) and separates (<i>plagioclase, ferroan enstatite, augite</i>)	DePaolo and Wasserburg (1979)
Great Dyke (Zimbabwe)	2,514 ± 16	Rb-Sr	Whole rock (<i>various lithologies</i>) and separates (<i>plagioclase, clinopyroxene</i>)	Hamilton (1977)
Muskox intrusion (Canada)	1,270 ± 4	U-Pb	Whole rock (<i>pyroxenites</i>)	LeCheminant and Heaman (1989)
Burakovsky intrusion (Canada)	2,431 ± 6	U-Pb	Separates (<i>zircon</i>)	Bailly and others (2009)
Niquelândia Complex (Brazil)	1,300–1,250	U-Pb and Sm-Nd	Separates (<i>zircon</i>)	Pimentel and others (2004)
Ipueira-Medrado Sill (Brazil)	2,038 ± 19	Pb-Pb	Separates (<i>zircon</i>)	Oliveira and Lafon (1995)
Fiskenaeset anorthosite complex (Greenland)	2,835 ± 10	U-Pb	Separates (<i>zircon</i>)	Pidgeon and others (1976)
Bird River Sill (Canada)	2,745 ± 5	U-Pb	Separates (<i>zircon</i>)	Timmins and others (1985)

Продолжительность магмо-гидротермальной системы и (или) процессов оруденения.

Исследования, которые были сосредоточены на продолжительности крупных слоистых основных-ультрамафитовых интрузий, не касались временных рамок, когда формировались хромититовые пласты, а только интрузии в целом. Из-за сложности оценки полного количества хрома, содержащегося в слоистых интрузиях, а также из-за споров о том, как образовались слоистые интрузии, последовательные оценки продолжительности магматической активности и процессов минерализации оказались сложными. Время, необходимое для формирования слоистой свиты комплекса Бушвелд, где расположены пласты хромитита, составляет от 1 до 3 миллионов лет. Однако, используя термическое моделирование, подсчитали, что внедрение магмы произошло в течение 75 тыс. лет, а кристаллизация заняла 200 тыс. лет.

Стратиформные месторождения хромита встречаются в виде пластов хромитита внутри крупных слоистых основных-ультраосновных магматических интрузий. Они встречаются в нижней части ультраосновной серии, обычно в виде циклических единиц, которые непрерывны в поперечном направлении на протяжении всей интрузии.

С диагностической точки зрения стратиформные месторождения хромитов не связаны с осадочными породами. Слоистые базит-ультрамафитовые интрузии, в которых расположены хромититовые пласты, могли внедриться в осадочные породы или быть перекрыты ими, но само по себе присутствие осадочных пород не позволяет предположить, что поблизости существует базит-ультрамафитовая толща.

При внедрении вмещающих интрузий стратиформных хромитовых месторождений происходит контактовый метаморфизм. Кроме того, некоторые месторождения, такие как Kemi intrusion (Финляндия) и Stillwater Complex (Монтана), после формирования подверглись метаморфизму, но ядра зерен хромита хорошо сохранились.

3. Хромитоносные комплексы.

В плане слоистые основные-ультраосновные интрузии, содержащие стратиформные хромитовые месторождения, обычно имеют форму, близкую к блюдцу или воронке с силло-или дайкоподобной геометрией. Размеры самих пластов хромитита в плане установить трудно, так как большая часть породы недоступна на поверхности. Некоторые параметры хромитосодержащих слоистых интрузий (табл. 4):

1. Bushveld Complex в Южной Африке имеет площадь от 60 000 до 65 000 км².

2. Первоначальная протяженность Stillwater Complex в Монтане неизвестна, но гравиметрические данные позволяют предположить, что обнаженные породы представляют собой лишь небольшую часть первоначальной слоистой интрузии. Протяженность комплекса составляет от 47 до 55 км, ширина от 5,5 до 8 км.

3. Great Dyke простирается на 550 км с северо-северо-востока через кратон Зимбабве. Ширина интрузии варьирует от 4 до 11 км.

4. Хромитовое месторождение Kemi intrusion в Финляндии имеет линзовидную форму, длину около 15 км и ширину от 0,2 до 2 км.

5. Бураковская расслоенная интрузия (Россия) занимает площадь более 700 км² при мощности от 4 до 6 км.

6. В Бразилии Campo Formoso Complex, расположенный в северной части кратона Сан-Франсиску, имеет длину около 40 км и ширину 1 км. Близлежащий комплекс Никеландия, являющийся частью массива Гояс, имеет размеры 50 на 25 км.

Таблица 4. Параметры отдельных месторождений стратиформных хромитов.

Deposit	Shape	Areal extent	Volume	Intrusion thickness	Chromitite seam thickness
Bushveld Complex (South Africa)	Funnel-shaped; four peripheral limbs that may connect at depth (fifth limb hidden under sediment cover)	~65,000 km ²		7–9 km	Tens of centimeters to ~2 m
Stillwater Complex (Montana, USA)	Truncated top; upper parts lost to exhumation and erosion	180 km ² ; maximum dimensions of 47 km × 8 km		Maximum exposed thickness of 6.5 km	More than 10 seams ranging centimeters to 8 m
Great Dyke (Zimbabwe)	Highly elongate linear body; Y-shaped in cross section	550 km × 4–11 km		>3 km	Up to 1.8 m in upper pyroxenite; 10–20 cm in lower ultramafic part
Kemi intrusion (Finland)	Originally funnel-shaped, later tilted to current lenticular-shaped	15 km × 0.2–2 km		Extends downward at least 2 km	Main layer is 20 m, locally up to 90 m; as thin as 0.5 m
Rum intrusion (Scotland)	Mushroom-like; circular in plan view	10 km diameter	700–1,000 km ³	n.d.	Millimeters to <2 cm
Burakovsky intrusion (Russia)	Lopolithic or funnel-shaped; irregular oval in plan view; majority of intrusion is covered by glacial sediments	~700 km ² ; 50 km × 13–17 km		4–6 km	0.5–4 m
Niquelândia Complex (Brazil)	Fault-bounded on all sides	1,800 km ²		10–15 km	Two horizons, 5–30 cm, locally reaching 1 m
Campo Formoso Complex (Brazil)	Tabular, arch-shaped	40 km × 0.1–1.1 km		Unknown due to extensive erosion	At least seven layers, few centimeters to several meters; maximum 12 m
Ipueira-Medrado Sill (Brazil)	Sill-shaped	7-km long		300 m	Main seam 5–8 m; others 0.3–1.1 m
Bird River Sill (Canada)	Sill-shaped	700-km long		700 m	Five 5–10 cm seams in lower series; three chromite members in 3.1-m-thick group in upper series

Оценки количества магмы, участвовавшей в формировании слоистых основных-ультрамафитовых интрузий по отношению к рудным телам, оказались трудными из-за ограниченных обнажений интрузий, а также содержащихся хромитовых пластов. В некоторых случаях даны объемы; в других случаях приводится только мощность магматического очага. Например, подсчитали, что объем магмы, необходимый для образования Bushveld Complex, превышает 100 тыс. км³. Для Stillwater Complex определили, что для кристаллизации массивного слоя хромитита толщиной 1 м потребовалось бы от 2х до 4х тыс. м³ магмы. Предполагается, что для образования пласта хромитита G толщиной 2,6 м в Stillwater Complex потребовалась мощность магмы не менее 931 м. Расчеты баланса массы показывают, что в базит-ультрамафитовом Ipueira-Medrado Sill в Бразилии огромное количество расплава (> 10 тыс. м) было связано с образованием основного слоя хромитита.

В среднем слоистые базит-ультрамафитовые интрузии, вмещающие стратиформные месторождения хромитов, имеют мощность не менее 2 км. В некоторых месторождениях первоначальная вертикальная протяженность интрузии неизвестна из-за эрозии или пострудной деформации. Фактические слои хромитита внутри слоистых интрузий тонкие по сравнению с размером всей магматической системы. Например, в Bushveld Complex мощность расслоенной основной-ультраосновной расслоенной свиты (RLS) оценивается примерно в 5 км с максимальной совокупной мощностью 9 км. Критическая зона в пределах RLS, вмещающая основную часть слоев хромитита, а также циклические образования пироксенита, норита и анортозита, имеет мощность от 1500 до 1700 м. Однако даже самый мощный хромититовый пласт LG6 в критической зоне имеет мощность всего от 0,5 до 1,05 м. Другие основные пласты хромитита MG1 и MG4 имеют мощность от 0,31 до 1,58 м и от 0,86 до 2,23 м соответственно. Оценки мощности хромититового слоя UG2, который добывается из-за содержания платиноидов, варьируются от 40 до 120 см.

Вся вертикальная протяженность Stillwater Complex колеблется от 5,5 до 6,5 км. Однако слои хромитита, обнаруженные в комплексе имеют толщину от <4 см до 8 м. Наибольшую мощность имеют пласты Г (от 1 до 8 м), Н (около 1,3 м), Б (3 слоя по 20 см на 1 м), А (0,3 м) и К (2 слоя по 2 до 4 см). Прочие слои хромитита имеют мощность менее 4 см.

Ультраосновная зона Бураковской интрузии имеет мощность около 3 км, но богатые хромитом слои с содержанием хромита от 50 до 75 процентов в пределах ультраосновной зоны имеют толщину всего от 0,5 до 4 м. Для Kemi intrusion вся вертикальная протяженность на основании геофизических данных оценивается примерно в 2 км, при этом отдельные пласты хромитита варьируются от 0,5 до 90 м. Iruera-Medrado Sill, с другой стороны, имеет мощность менее 300 м, в то время как мощность массивных хромитовых слоев варьируется от 5 до 8 м, что делает это месторождение уникальным из-за его относительно мощного рудного слоя.

Пласты хромита примыкают в поперечном направлении по всей расслоенной основной-ультрамафитовой интрузии и в целом соответствуют общей форме расслоенной интрузии, в которой они расположены. Как правило, слоистые основные-ультраосновные интрузии, в которых обнаружены стратиформные месторождения хромита, имеют силловую геометрию и обычно имеют форму блюдца или воронки. Однако некоторые из месторождений описываются как имеющие форму дайки, в первую очередь Great Dyke в Зимбабве. Различные формы, которыми обладают различные слоистые интрузии:

1. Bushveld Complex имеет форму воронкообразной или блюдцеобразной интрузии, в основном с недеформированными породами, которые обычно падают <20 градусов к центру вмещающего бассейна, что придает поперечным сечениям синклиальный вид. .

2. Stillwater Complex представляет собой обнаженный 48-километровый слоистый базит-ультрамафитовый клин с усеченной вершиной. Клиновидный комплекс, простирающийся приблизительно с востока на запад и падающий под углом 40-60° к северу, рассматривается как вздернутая кромка силлоидного лополита с центром к северо-востоку от комплекса под чехлом осадочных пород. Кроме того, породы ограничены с востока и запада разломами возраста 80-35 млн лет. Магнитные и гравиметрические данные показывают, что комплекс имеет синформу и простирается на площади более 2500 км² к северо-востоку от современного положения. Присутствие многочисленных кумулятивных ксенолитов типа Стиллуотер в поздне меловых дацитовых интрузиях, расположенных примерно в 8-12 км к северу, также подтверждает это утверждение.

3. Muskhox intrusion имеет общую структуру гигантской воронкообразной дайки длиной ~125 км, шириной 11 км на севере и шириной 0,1 км на юге. Интрузия переходит в вертикальную дайку, простирающуюся на юг, называемую питающей дайкой Киля. Аэромагнитные и гравитационные аномалии указывают на то, что интрузия простирается на север как минимум на 250 км под более молодым покровом.

4. Kemi intrusion первоначально имела форму воронки, хотя нынешняя форма описывается как линзовидная. Из-за тектонических движений во время Свеккокарелидского орогенеза (1900–1800 млн лет назад) интрузия Кеми была наклонена, образовав тело, наклоненное примерно на 70 градусов к северо-западу и простирающееся вниз не менее чем на 2 км.

5. Great Dyke имеет форму дайки с полого падающими внутрь слоями ультраосновных пород в нижней части и габброидов в верхней части. Форма вторжения Великой Дайки также упоминается как каное. Однако, в то время как Великая Дайка имеет внешнюю форму дайки, интрузия развивалась как серия изолированных камер, которые становились связанными на более высоких уровнях во время заполнения магмой. Кроме того, гравитационные исследования указывают на наличие глубинной структуры с Y-образным поперечным сечением, делающим внутреннюю форму Великой дайки воронкообразной.

6. Бураковская интрузия в результате разломов была разбита на три отдельных блока: Аганозерский, Шалозерский и Бураковский. Из-за мощности вышележащих четвертичных ледниковых отложений большая часть данных о протяженности, составе и внутреннем строении интрузии получена геофизическими методами и по неглубоким (200-500 м) кернам бурения. Эти данные позволяют предположить, что Шалозерский и Бураковский блоки имеют форму лополитов, тогда как Аганозерский блок в восточной части интрузии имеет

форму воронки, слегка наклоненной к западу и расчлененной субмеридиональными разломами.

Вмещающие породы могут включать чередующиеся слои норита, габбронорита, дунита, гарцбургита, лерцолита, пироксенита, троктолита, анортозита, ортопироксенита и габбро, хотя не все они будут обнаружены в каждой слоистой интрузии (таблица 5).

Таблица 5. Породные ассоциации некоторых месторождений стратиформных хромитов

Deposit	Age	Rock types contained within the intrusion	Main host rocks	Country rocks
Bushveld Complex (South Africa)	2,060 Ma	Dunite, pyroxenite, anorthosite, harzburgite, norite, gabbro, gabbronorite, orthopyroxenite, troctolite, ferrodiorite, oxide layers	Pyroxenite, Melanorite	Transvaal Supergroup (quartzite, dolomitic and banded ironstone, shales, volcanics)
Stillwater Complex (Montana, USA)	2,700 Ma	Peridotite, anorthosite, orthopyroxenite, harzburgite, norite, gabbro, gabbronorite, troctolite, olivine gabbro	Peridotite	Archean metasedimentary rocks of the Beartooth Range
Great Dyke (Zimbabwe)	2,514 ± 16 Ma	Pyroxenite, harzburgite, dunite, gabbronorite, norite, websterite	Pyroxenite, dunite	Granitoids and greenstones of the Archean Zimbabwe Craton
Muskox intrusion (Canada)	1,269 ± 1 Ma	Diabase, gabbro, peridotite, websterite, orthopyroxenite, olivine-clinopyroxenite, dunite, gabbronorite, granophyre, picrite	Orthopyroxenite, peridotite	Coppermine Homocline consisting of para- and orthogneiss, metavolcanics and metasediments
Kemi intrusion (Finland)	2,440 Ma	Peridotite, websterite, orthopyroxenite, gabbro, gabbronorite, anorthosite	Peridotite	Late Archean granitoids and supracrustal mafic volcanic and clastic sedimentary rocks
Rum intrusion (Scotland)	58–61 Ma	Peridotite, allivolite, gabbro, dunite, troctolite, olivine gabbro	Olivine, bronzite-olivine, and bronzite cumulates	
Burakovsky intrusion (Russia)	2,449 ± 1.1 Ma	Pyroxenite, gabbronorite, gabbrodiorite, dunite, peridotite, websterite, norite, anorthosite	peridotite	Archean granite-greenstone terrane
Niquelândia Complex (Brazil)	799 ± 6 Ma	Gabbro, anorthosite, gabbronorite, websterite, norite, dunite, harzburgite, pyroxenite, troctolite, lherzolite	Dunite, peridotite	Metamorphic volcanic and sedimentary rocks
Campo Formoso Complex (Brazil)	Controversial	Peridotite, pyroxenite, gabbro, norite	Serpentinized peridotite	Archean granulites of the Caraíba Group
Ipuera-Medrado Sill (Brazil)	2,038 ± 19 Ma	Dunite, harzburgite, pyroxenite, norite, gabbro, orthopyroxenite	Harzburgite	Archean granulites of the Caraíba Group
Bird River Sill (Canada)	2,745 ± 5 Ma	Dunite, lherzolite, peridotite, gabbro, anorthosite	Serpentinized peridotite	Archean greenstone

Существует значительная литологическая изменчивость между различными стратиформными месторождениями хромитов в пределах разных частей одной и той же расслоенной интрузии. Основные вмещающие породы, в которых находится хромит, обычно представляют собой кумулятивные пироксениты, такие как полевошпатовый пироксенит в комплексе Бушвельд, или гарцбургиты (кумуляты оливина), обнаруженные в комплексе Стилутотер и Muskox intrusion. Как правило, слоистая основная-ультраосновная интрузия состоит из двух основных частей - ультраосновной и основной. Большинство прослоев хромита приурочено к нижним, ультраосновным частям расслоенных интрузий.

На *Bushveld Complex* в Южной Африке трансгрессивно внедрены эпикоровые кислые лавы группы Ройберг в осадочные породы трансваальской супергруппы. Комплекс обнажен в четырех основных районах: Дальнезападном, Западном, Восточном и Северном (рис. 3). Южное или Бетальское крыло известно только по керну скважин. Эта крупная слоистая основная-ультраосновная интрузия подразделяется на нижнюю, критическую, основную и верхнюю зоны, вместе именуемые расслоенной свитой Рустенберга (RLS). В Верхней критической и Нижней критической подзонах сосредоточены основные стратиформные слои хромита (рис. 4). Хромититы группируются в нижнюю, среднюю и верхнюю группы в зависимости от их стратиграфического положения. Хромититовые пласты Нижней группы (НГ) приурочены к Нижнекритической подзоне. LG содержит семь хромититовых пластов, от LG1 до LG7, которые залегают в полевошпатовых пироксенитах, при этом слой LG6 является самым мощным хромитовым пластом в Бушвельде и наиболее рентабельным. Основная группа (МГ), расположенная над слоями хромита ЛГ, состоит из четырех пластов хромита, от МГ1 до МГ4. Эти слои охватывают границу между нижней и верхней критическими зонами. Над слоями хромита МГ лежат пласты хромита Верхней группы (УГ), которые встречаются в толщах норитов и анортозитов в Верхней критической подзоне и включают UG1, UG2, UG3 и UG3A. Хромитовые пласты UG3 и UG3A развиты лишь локально на территории Бушвельда.

В критической зоне в некоторых местах присутствует до 25 отдельных слоев хромита, и между различными секторами комплекса наблюдаются значительные латеральные вариации. В общей сложности 14 основных слоев хромита разделены на четыре категории.

Хромититовые пласты I типа залегают в основаниях циклов Нижней критической зоны, II типа — в основаниях циклов Верхней критической зоны, III типа — тонкие прослой, залегающие в промежуточных частях циклов, и IV типа — прожилки, связанные с ортопироксеном и пегматоидами. Основываясь на литостратиграфии, химическом составе хромита и платиноидов, а также содержаниях сульфидов, дополнительно классифицировали пласты хромита, залегающие в основании циклов, на типы Ia (от LG1 до LG4), Ib (от LG5 до MG1), IIa (от MG2 до MG1). UG1) и IIb (UG2 и выше). Основными разрабатываемыми хромититовыми пластами являются LG6, MG1 и MG4. Хромититовый пласт УГ2 обрабатывается на ЭПГ.

В литологическом отношении нижняя критическая подзона обычно содержит ортопироксениты (бронзиты) с подчиненными дунитами, гарцбургитами и хромитами. Верхняя критическая подзона состоит в основном из прослоев анортозитов, норитов и ортопироксенитов. Хромиты и хромит-силикатные породы встречаются в этой зоне только на больших интервалах.

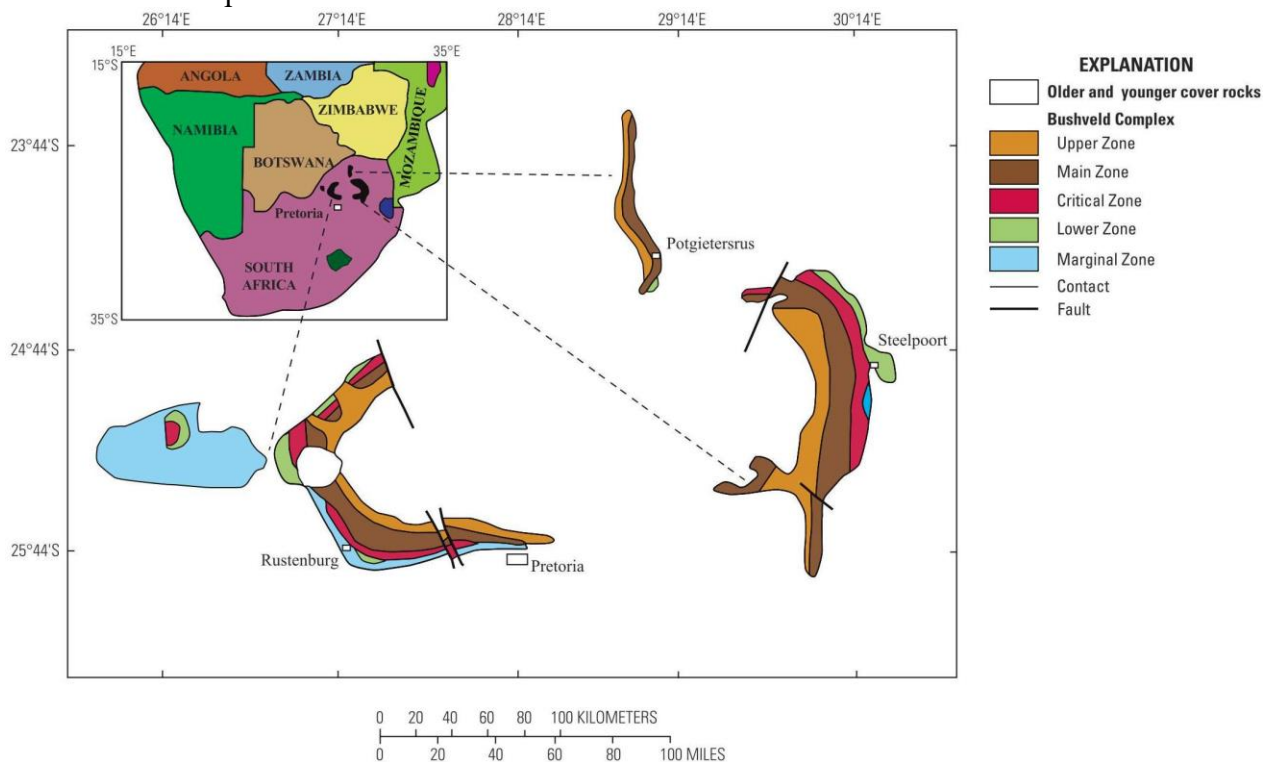


Рис. 3. Геологическая схема Bushveld Complex (на врезке - расположение увеличенных тел).

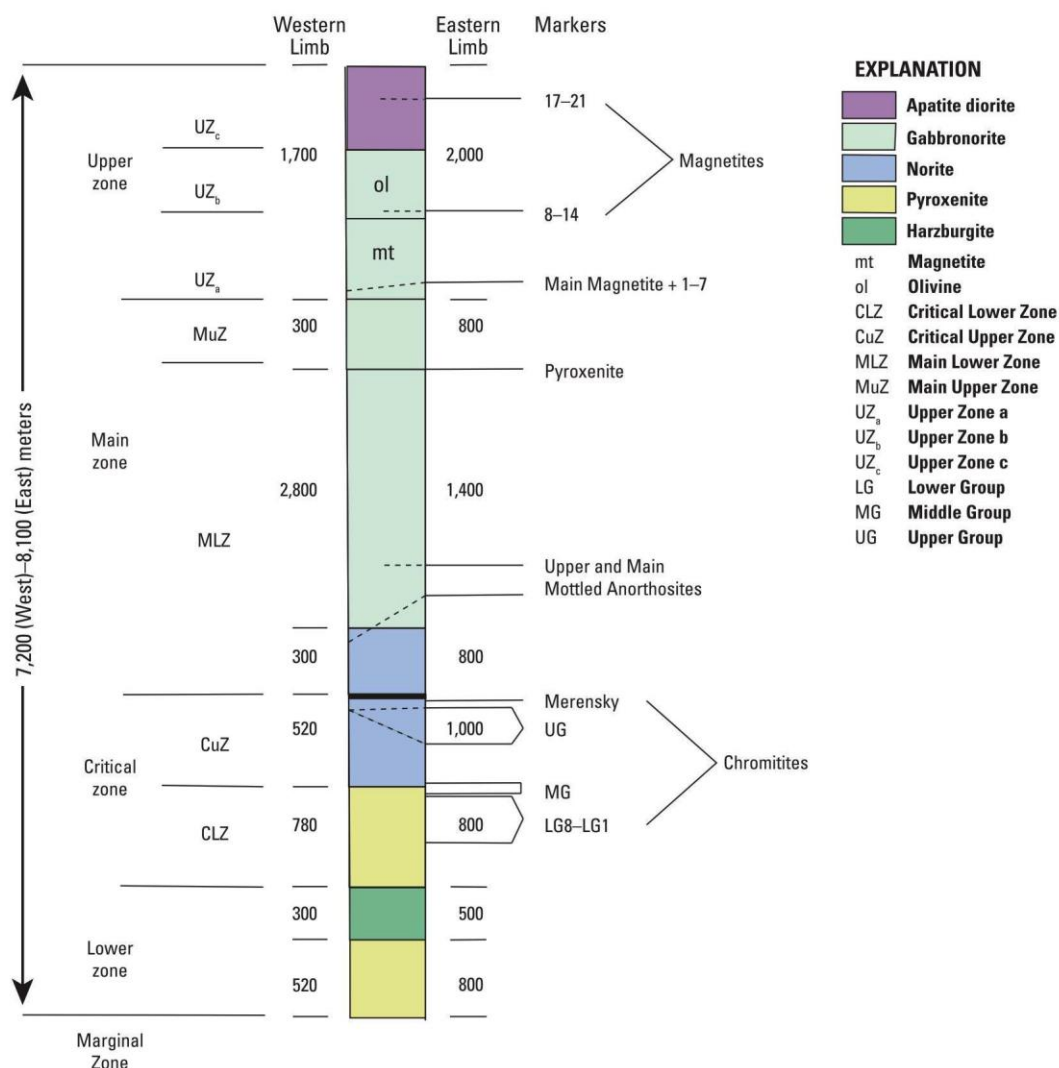


Рис. 4. Обобщенная стратиграфическая колонка расслоенной свиты Рустенбург через западное и восточное крыло комплекса Бушвельд.

В Stillwater Complex, штат Монтана, три серии определяют типы месторождений: (1) базальная серия с низким содержанием медно-никелевых сульфидов, (2) ультраосновная серия, где расположены хромиты, и (3) полосчатая серия, содержащая ЭПГ-сульфиды (рис. 5, б). Базальная серия состоит из двух зон. Нижняя, базальная норитовая зона, содержит многофазные кумуляты, состоящие в основном из бронзита, оливина и плагиоклаза. Присутствуют незначительные количества хромита и инвертированного пижонита. Эта зона переходит в базальную зону бронзита, где в литологии преобладают кумуляты бронзита. Сульфиды наиболее распространены в основании серии, хотя они также присутствуют в меньших количествах в двух базальных зонах.

Перидотитовая зона ультраосновной серии состоит в основном из ряда циклических единиц в самой мощной части их около 20. Идеальная циклическая пачка (рис. 7) состоит из снизу вверх оливинового кумулятивного слоя с ойкокристаллами бронзита (пойкилитовый гарцбургит), оливин-бронзитового кумулата с интерстициальным плагиоклазом (зернистый гарцбургит) и бронзит кумулят с интерстициальным плагиоклазом и клинопироксенном. Хромитоносные пласты с содержанием хромита от <50% (хромитсодержащие) до почти 100% (хромиты) почти всегда залегают в оливиновом кумулятивном слое, но никогда в самом основании этого слоя. Наиболее мощные хромитоносные пласты имеют резкие базальные контакты и переходят вверх от массивных хромитов в основании, к вкрапленным с оливином и к типичным оливиновым кумулятам с примерно 2-процентным содержанием хромита.

Основание ультрамафической серии определяется первым появлением латерально непрерывного кучевого оливина и обычно залегает на породе базальной серии. На отдельных участках базальная серия отсутствует, так что ультраосновная серия залегает непосредственно на породах подошвы. Хромит широко распространен в каждой циклической единице и составляет в среднем около 2 процентов в оливиновых кумулятах, около 1 процента в оливиново-бронзитовых кумулятах и следовые количества в бронзитовых кумулятах. Некоторые оливиновые кумуляты содержат экономически значимые хромитсодержащие слои.

Полосатая серия была разделена на три части: нижняя, средняя и верхняя полосчатая серия. Норит и габбронорит составляют нижнюю и верхнюю полосы, тогда как средняя полоса содержит анортозит, троктолит и оливиновое габбро. Богатая ЭПГ сульфидная зона, известная как рифф JM, расположена в нижней полосчатой серии.

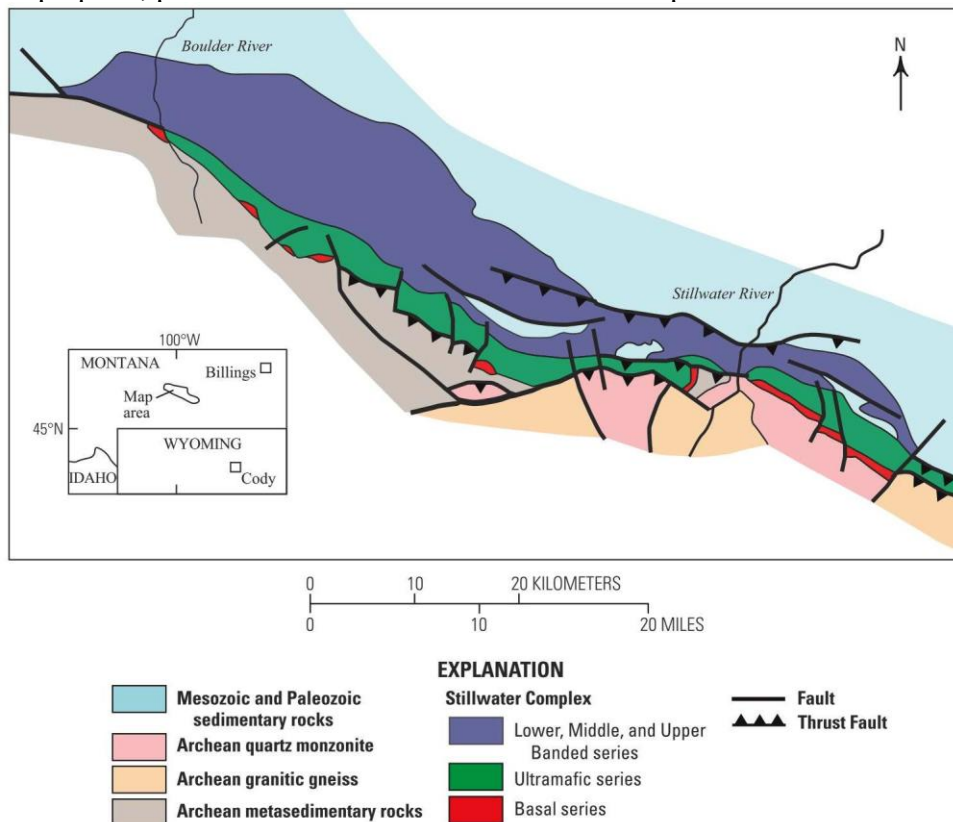


Рис. 5. Геологическая схема Stillwater Complex, штат Монтана.

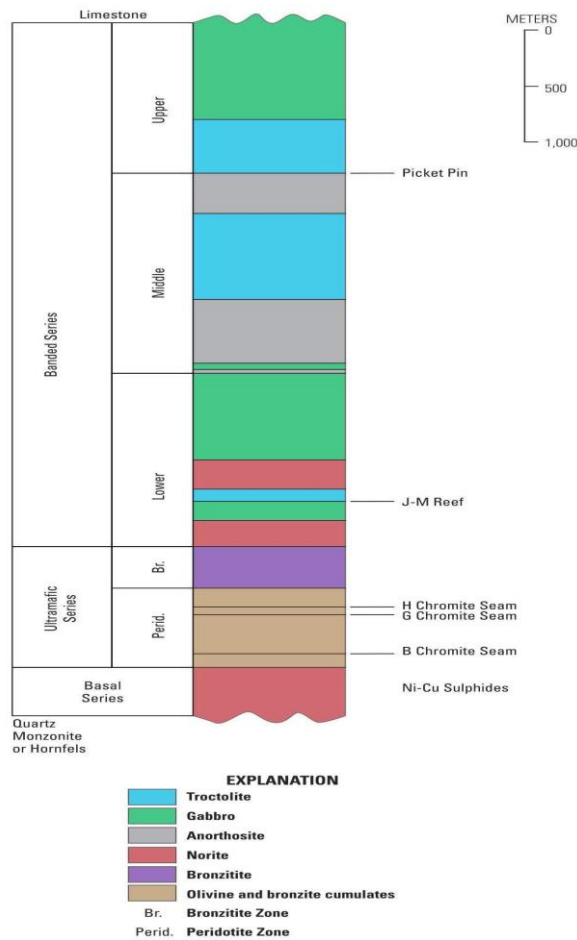


Рис. 6. Стратиграфическая колонка Stillwater Complex с выделением основных хромитонесных пластов.

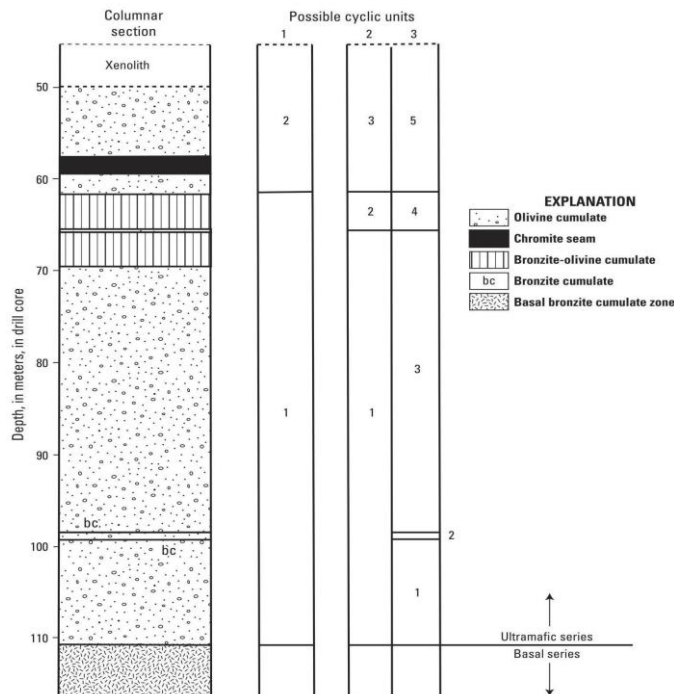


Рис. 7. Колонка керна M-16 Stillwater Complex с тремя возможными подразделениями ультраосновной серии на циклические единицы.

Great Dyke представляет собой расслоенную интрузию основных и ультраосновных пород, внедрившуюся в граниты и зеленокаменные пояса Зимбабвийского кратона (рис. 8). Интрузия была разделена в продольном направлении на два крупных магматических очага: Северный и Южный, с возможным третьим, небольшим очагом (очаг Мвурадона) на

крайнем севере. Несколько подкамер составляют Северную и Южную камеры. Для Северной камеры с севера на юг выделяются подкамеры Мусенгези, Дарвендейл и Себакве. Подкамеры Selukwe и Wedza составляют Южную камеру. Эти подразделения основаны на стратиграфической корреляции, мощностях, характеристиках циклических единиц и гравиметрических исследованиях. Сателлитные дайки и разломы по всему кратону также связаны с Великой дайкой и параллельны ей. Сателлитные дайки кварцевых габбро встречаются вдоль восточной и западной сторон, тогда как южный комплекс даек-спутников содержит ультраосновные породы.

Великая Дайка подразделяется на нижнюю ультраосновную толщу и верхнюю основную толщу (рис. 9). Основная толща сильно размыта, так что кровля самых верхних слоистых пород не сохранилась. В широком смысле ультраосновная толща состоит из циклических единиц с нижним слоем дунитов или гарцбургитов и верхним слоем пироксенитов (некоторые классифицируют их как бронзиты). В результате ультраосновная толща была разделена на дунитовую и пироксенитовую последовательности, что аналогично подразделению комплекса Стиллуотер на нижнюю перидотитовую пачку и верхнюю пироксенитовую пачку. В дунитовой последовательности пироксенит полностью отсутствует, а слои хромита определяют основу циклических единиц. Контакты слоев хромита с дунитом, как правило, резкие, изредка наблюдаются вкрапленные в верхние и нижние контакты. Массивные слои хромита мощностью от 10 до 15 см расположены в дунитовой последовательности (рис. 9) подкамеры Дарвендейл.

Пироксенитовая последовательность содержит циклические единицы, которые начинаются со слоев дунита в основании и переходят вверх через гарцбургит в оливиновый бронзит и, наконец, в основной слой бронзита вверху (рис. 9). В большинстве случаев пироксенитовая последовательность имеет базальный слой хромита, который обычно менее развит, чем те, которые встречаются в дунитовой последовательности. Только циклическая пачка 5 содержит слои хромита, которые хорошо развиты в нижней части разреза и разрабатывались на хромит. Шесть хромитовых слоев также были идентифицированы в верхней части ультраосновной толщи, но только два, C1c и C1d, экономически выгодны и активно разрабатываются.

Следует отметить, что дуниты Великой дайки не сохранились в поверхностных обнажениях из-за полного замещения серпентином. Однако степень серпентинизации уменьшается с глубиной, так что неизмененные дуниты встречаются на глубине около 300 м.

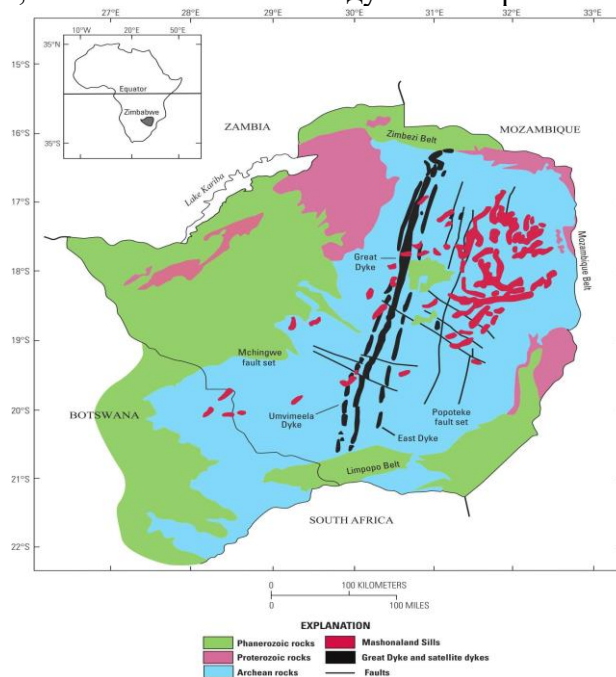


Рисунок 8. Геологическая схема Зимбабве, показывающая протяженность Великой Дайки и окружающих даек-спутников.

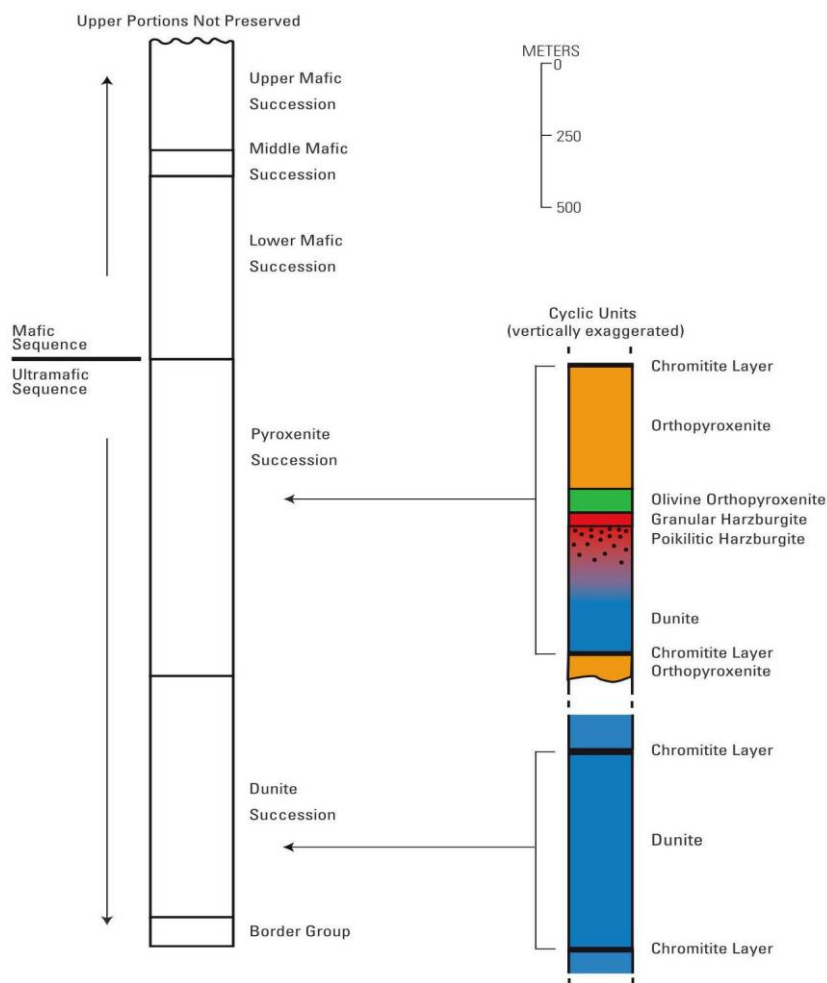


Рис. 9. Стратиграфическая колонка Великой дайки.

Muskox intrusion (Канада), состоят из парагнейсов и ортогнейсов (рис. 10), относящихся к орогенезу Вонпей возрастом 1900 млн лет. Геологические, петрогенетические, палеомагнитные и геохронологические исследования позволяют предположить, что *Muskox intrusion* одновозрастна и, возможно, однородна с базальтами Коппермайн и роом даек Маккензи. Сама интрузия разделена на пять зон: килевая дайка, восточная и западная краевые зоны, расслоенная серия и зона гранофилов. Килевая дайка состоит из габброноритов по краям и оливинowych габброноритов и пикритов в центре. Краевая зона литологически похожа на килевую дайку, содержащую габбронориты, за которыми следуют оливинowych габбронориты и пикриты. Однако в габброноритах и оливинowych габброноритах краевой зоны ортопироксена больше, чем в килевой дайке. В некоторых случаях породы краевой зоны могут быть отнесены к норитам.

Слоистая серия разделена на 25 циклических единиц, состоящих из чередующихся слоев дунитов, перидотитов, пироксенитов и габбро. Каждая из циклических единиц может быть сгруппирована в четыре мегацикла. Идеальные циклические образования в слоистых сериях интрузии *Muskox* имеют базальные дуниты с содержанием хромита от 1 до 2%, перекрытые гарцбургитами с содержанием хромита около 1%, и самые верхние ортопироксениты со следовыми количествами хромита. Основные пласты хромита залегают в пределах дунитов циклических единиц и имеют небольшую толщину (<10 см).

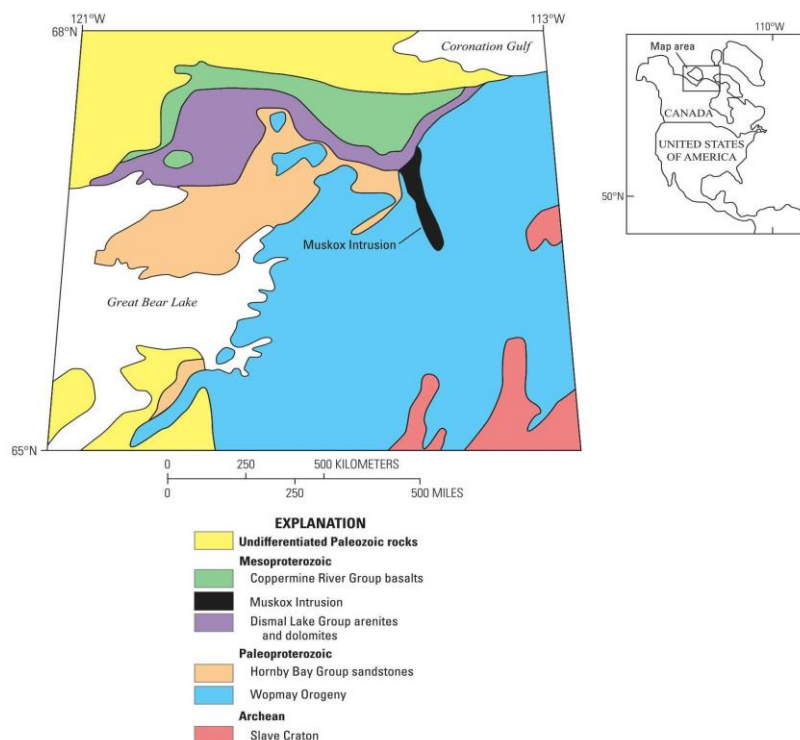


Рисунок 10. Расположение Muskox intrusion и окружающая геология.

Kemi intrusion (Финляндия) простирается на северо-восток вдоль Свекокарелидского сланцевого пояса Перапохья на севере Фенноскандинавского щита (рис. 11). Основание расслоенной интрузии сложено архейскими гранитоидами и более молодые основными вулканическими или субвулканическими силлами возрастом 2,15 млрд лет, а также полимиктовыми конгломератами неизвестного возраста. Дайки альбит-диабазов, связанные с субвулканическими силлами, секут интрузию. Предполагаемая протяженность интрузии по падению составляет 2 км с углом падения 70 градусов.

В основании интрузии залегают ультраосновные породы, в которых силикатные минералы полностью перекристаллизованы. Однако хромит, составляющий 15% всей породы, сохранился. Ультраосновной слой находится ниже основного слоя хромита, который перекрывается сильно измененными перидотитовыми кумулятами, которые когда-то содержали оливин, хромит и иногда бронзит. Минералы изменений включают тальк и карбонат. Тремолит обнаружен в верхнем контакте между основным слоем хромита и перидотитовой толщей. Перидотитовая толща представлена 15 пластами, богатыми хромитом, мощность которых варьируется от 5 см до 2,5 м, при этом самый верхний пласт расположен примерно на 370 м выше основного слоя хромита. Пироксенит залегает в виде прослоев, окружающих ядро перидотитовой толщи, и также подвергается изменениям. В кровле интрузии преобладают лейкогабброиды и анортозиты.

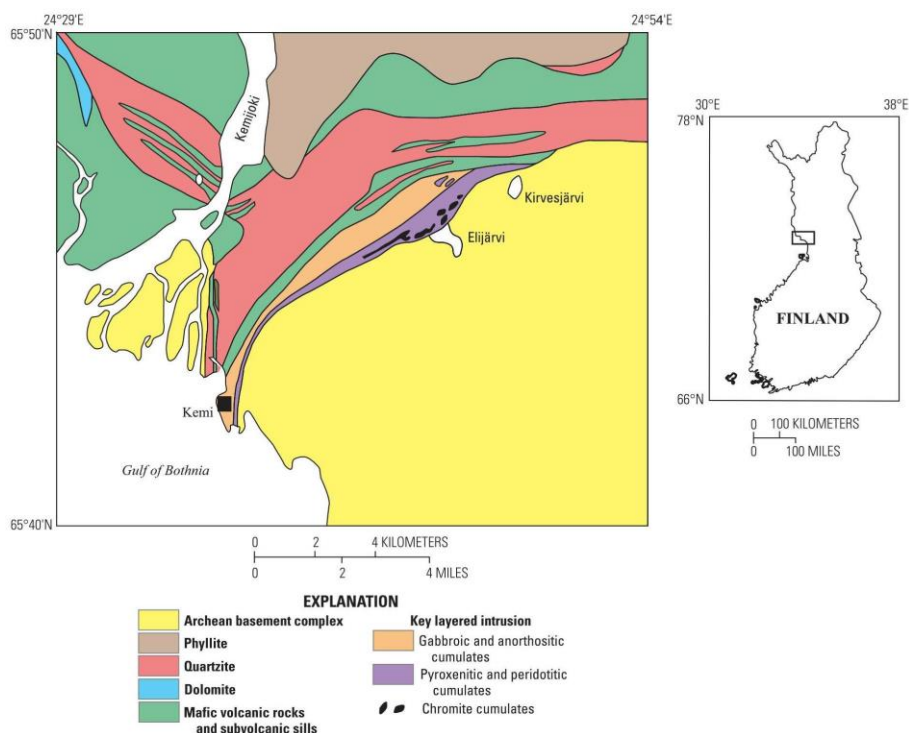


Рис. 11. Геологическая схема района Kemi intrusion.

Rum Intrusion (Шотландия) состоит из трех отделов: восточной слоистой серии (ELS), западной слоистой серии (WLS) и центральной серии (CS) (рис. 12; Power и др., 2000). ELS содержит, по крайней мере, 15 мегациклических единиц чередующихся перидотитов (богатые оливином кумуляты) и алливалиты (богатые плагиоклазом кумуляты или троктолиты), которые обычно падают под углом от 10 до 30 градусов по направлению к центру интрузии. Тонкие (от 2 до 5 мм), непрерывные по латерали (> 1 км) прослои хромита (хромит >60% модальности) залегают вдоль контактов межцикловых единиц. Прослои хромита редко встречаются в пределах ультраосновных компонентов отдельных подразделений. Тем не менее, рассеянный хромит встречается по всему ELS и обычно находится на стыках некоторых основных циклических единиц.

Местами также присутствуют дискордантные тела интрузивных габбро. Охлажденная окраина слоя перидотитов ELS имеет пикритовый состав, и, судя по текстурным свидетельствам, слои перидотитов образовались из оливиновой толеитовой магмы, богатой оливином. WLS и CS содержат тонкие (<20 мм) прослои хромита, прослоенные кумулатами оливина. Кумуляты оливина могут быть классифицированы как дуниты или перидотиты и часто имеют харриситовую или дендритную скелетную структуру. В этих же районах широко распространена вкрапленная хромшпинель. Центральная серия образована перидотитами и троктолитами, некоторые из которых хорошо расслоены, тогда как другие сильно брекчированные и прожилковые.

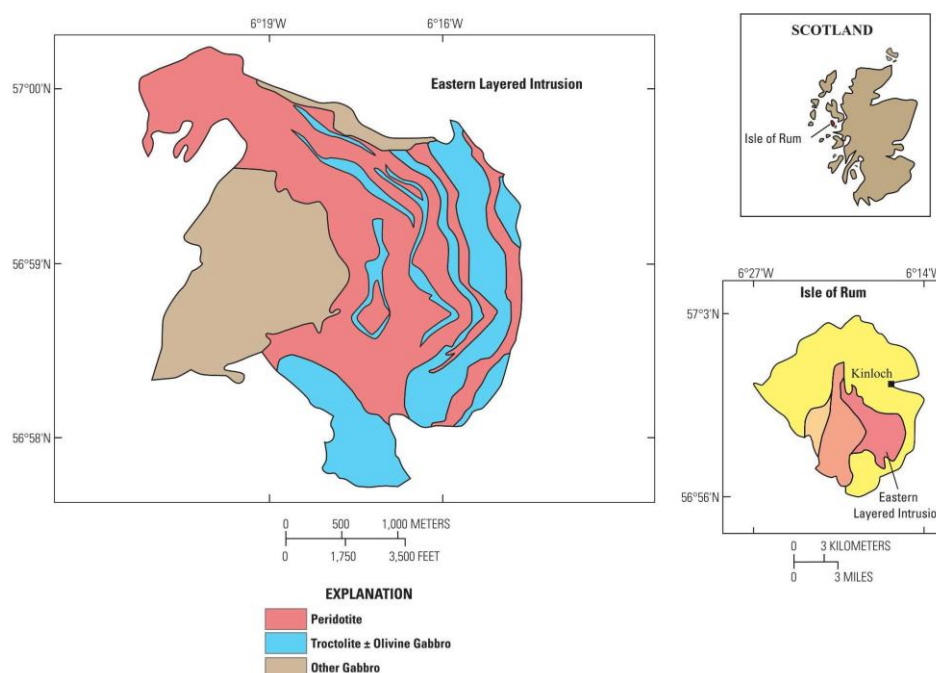


Рис. 12. Схема Rum Intrusion с расположением выделенных кумулятов в Восточной расслоенной толще.

Интрузия Бураковского на юге Карелии в Россия является основным плутоном на Фенноскандинавском щите. Комплекс представляет собой слоистое магматическое тело, содержащее ультраосновную серию (85% дунитов) и основную серию (в основном габбро). Ультраосновная серия образует нижнюю часть расслоенной интрузии (мощность 3-3,5 км); и делится на две подзоны: нижнюю дунитовую толщу (оливин ± хромит) и верхнюю перидотитовую толщу (оливин ± хромит + клинопироксен ± хромит и редко хромитовые кумуляты) (рис. 13). Дунитовые породы были описаны как мезокумуляты или ортокумуляты, при этом первичными кучевыми фазами являются оливин и хромит. Самый крупный пласт хромитов, основной хромитовый горизонт, имеет мощность 3-4 м и расположен в кровле перидотитовой подзоны. Пироксенитовая зона мощностью 0,2 км располагается над ультрабазитовой зоной и содержит ортопироксен ± хромит и ортопироксен ± клинопироксен ± хромит ± оливин. Над пироксенитовой зоной расположены габбронитовая, пижонит-габброноритовая и магнетит-габброноритовая зоны. Габброноритовая зона мощностью ~1,1 км сложена полосчатыми кумулятами (ортопироксен, ортопироксен + клинопироксен ± хромит, плагиоклаз + ортопироксен ± клинопироксен) в нижней части и массивными кумулятами (плагиоклаз + ортопироксен + клинопироксен, плагиоклаз) в верхней части. Пижонит-габброноритовая зона мощностью 1,2 км содержит плагиоклаз + инвертированный пижонит, пижонит-авгит и плагиоклазовые кумуляты. Магнетит-габброноритовая зона имеет мощность 0,8 км и содержит минеральные ассоциации плагиоклаза + инвертированного пижонита, клинопироксена и титаномagnetита.

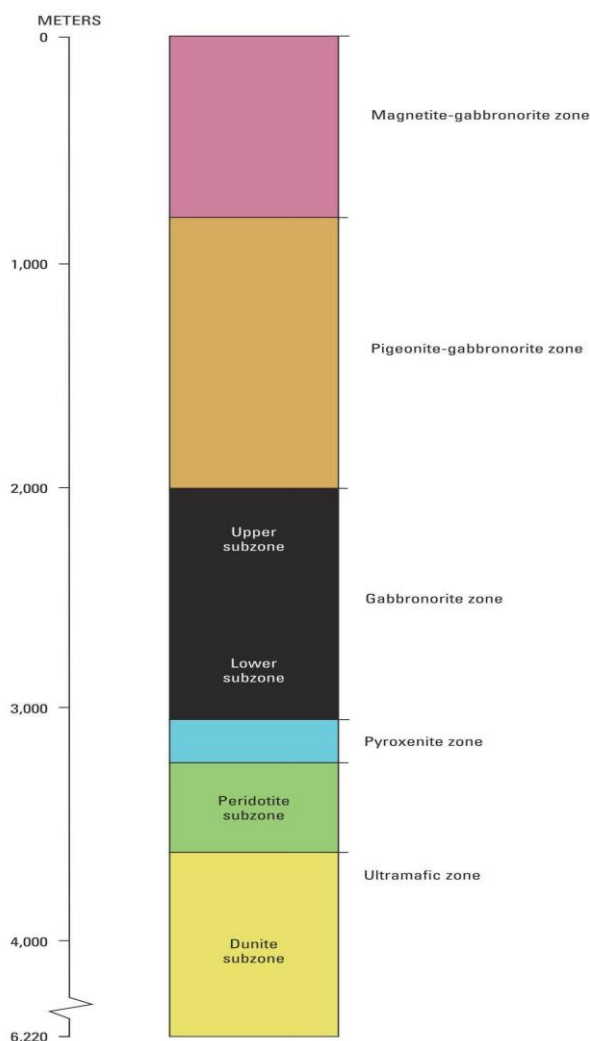


Рис. 13. Стратиграфическая колонка расслоенной толщи Бураковской интрузии.

Niquelândia Complex в Бразилии является частью массива Гояс и состоит из двух основных толщ: нижней пачки (LS) и верхней пачки (US) (рис. 14). LS залегает в восточной части тела и включает базальную зону габбро (BGZ), базальную зону перидотитов (BPZ), расслоенную ультраосновную зону (LUZ) и расслоенную зону габбро (LGZ). BGZ содержит преимущественно габбронориты с небольшим количеством пироксенита, тогда как LUZ содержит дунит, небольшое количество гарцбургита и пироксенита. Дунит частично серпентинизирован и содержит реликты оливина и небольшое количество ортопироксена в матрице из лизардита, хризолита и талька (Girardi and others, 2006). В LGZ преобладают габбронориты.

US располагается в западной части тела и состоит из верхней зоны габброноритов (UGAZ) и верхней амфиболитовой зоны (VA). Породы в пределах этих зон включают лейко-троктолиты, анортозиты и небольшие пироксениты. Хромититы встречаются в двух горизонтах, на границе BPZ и. Мощность хромитовых пластов колеблется от 5 до 30 см, а местами может достигать 1 м.

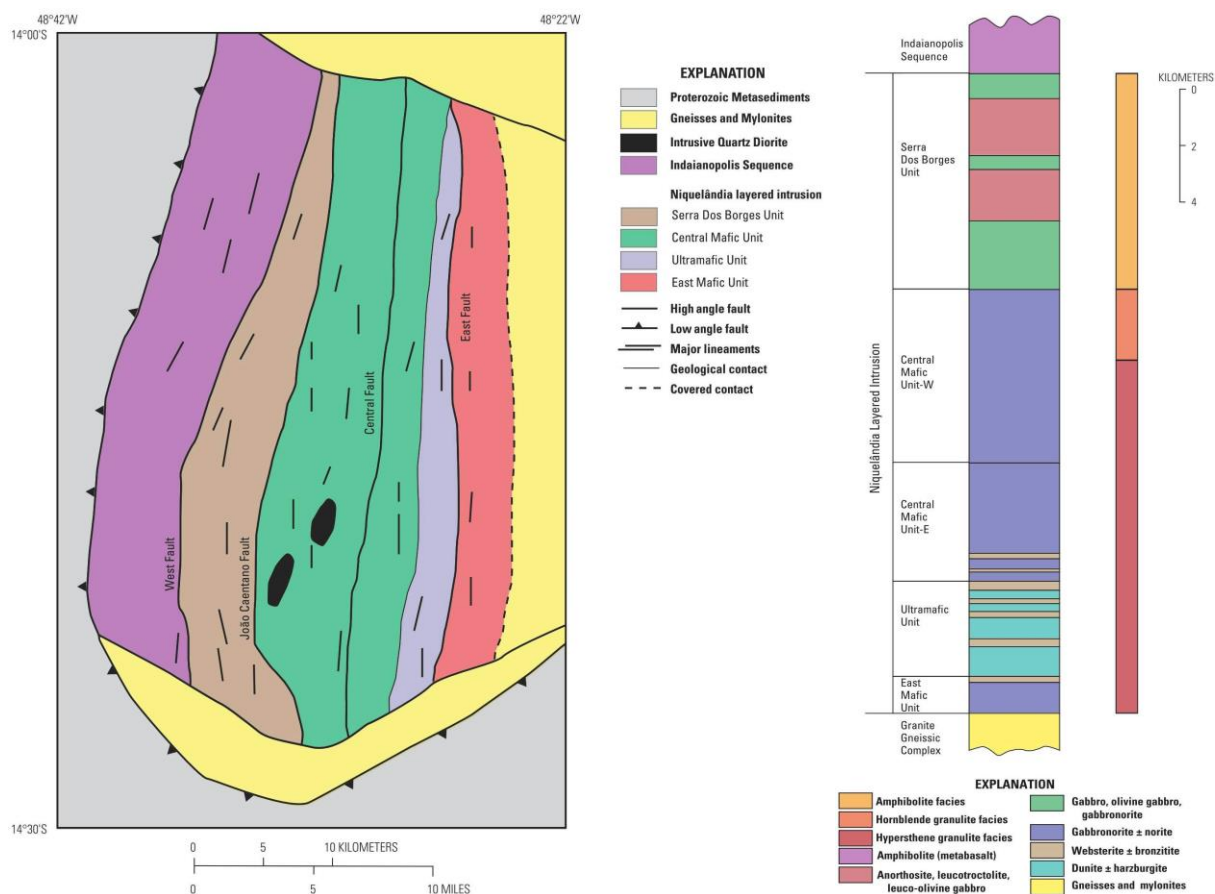


Рисунок 14. Схема и стратиграфическая колонка Niquelândia Complex

Ipueira-Medrado Sill в штате Баия в Бразилии является частью Jacuigí complex, роя простирающихся с севера на юг хромит-минерализованных основных-ультрамафитовых тел (рис. 115). Силл делится на три зоны: маргинальную, ультраосновную и основную. Ультраосновная зона состоит из нижнего ультраосновного, основного хромититового и верхнего ультраосновного слоев. Нижняя ультраосновная пачка содержит переслаивающиеся дуниты, незначительные гарцбургиты и хромиты с цепочечной текстурой. Хромит с цепочечной текстурой характеризуется мелкозернистыми агрегатами, окружающими более крупные кристаллы ортопироксена и массивного хромита. Основной слой хромита имеет мощность от 5 до 8 м и состоит из хромита с цепочечной текстурой. Слой основного хромита состоит из трех подслоев: самого нижнего подслоя, слоя с цепочечной структурой и верхнего массивного подслоя хромита. Самый нижний подслой состоит из массивной или «кусковой» руды, которая слипается, и имеет мощность от 0,5 до 1 м. Мощность цепочечного подслоя составляет 0,3–0,6 м. Верхний подслой также сложен массивным хромитом (кусковой рудой) мощностью от 4 до 6 м непрерывным по всему силлу. Верхняя ультраосновная пачка состоит в основном из гарцбургитов с незначительными цепочечными хромитами и дунитами. В верхней ультраосновной толще содержание пироксена постепенно увеличивается до тех пор, пока преобладающим типом породы в верхней части не станет ортопироксенит. На этом уровне магматические интеркумулусные амфиболы составляют 20 об.%. Краевая зона содержит сильно рассланцованные габбро и богатый пироксеном гарцбургит. В основной зоне преобладают лейконориты и меланориты, частично метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации.

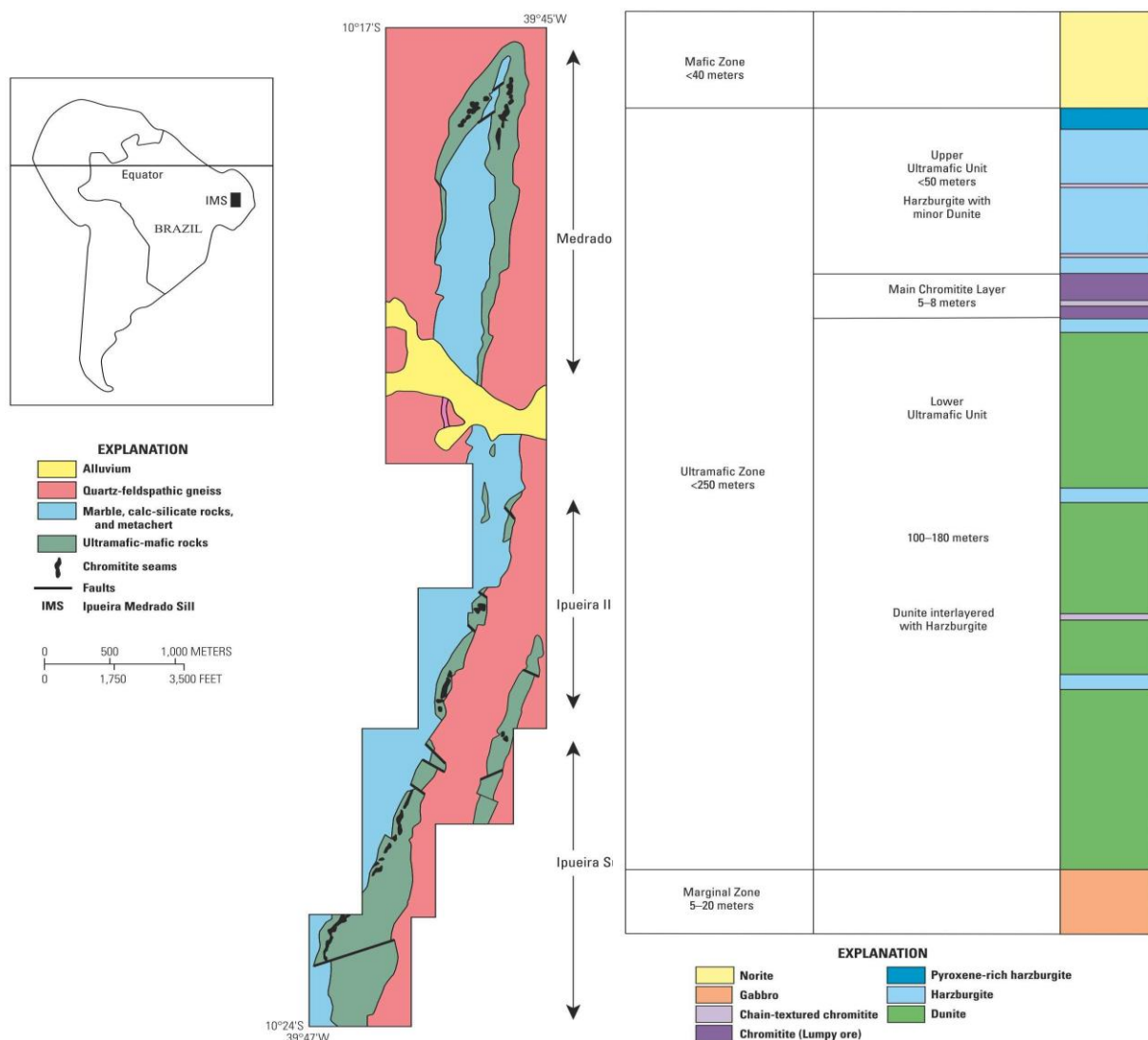


Рис. 15. Геологическая схема и обобщенная стратиграфическая колонка Ipeueira-Medrado Sill.

Campo Formoso Complex в Бразилии расположен в северной части кратона Сан-Франциско, примерно в 50 км к западу от Ipeueira-Medrado Sill. Породы фундамента сложены гнейсами и мигматитами (рис. 16). Пласты хромита переслаиваются серпентинизированными и хлоритизированными перидотитами и варьируют по мощности от нескольких сантиметров до 15 м. В отдельных обнажениях встречаются пироксениты, габбро и нориты.

Разнообразие руд, найденных в карьерах в юго-западной оконечности ультраосновного пояса, включает комковатые (массивные руды), слоистые, вкрапленные и сетчатые типы. Латеральная изменчивость фиксируется между семью промышленными хромитовыми пластами, мощность которых варьирует от 5 до 15 м и падает примерно на 50 градусов на восток. Однако из-за слабого регионального метаморфизма, более позднего внедрения гранита и сильного гидротермального изменения первичная магматическая литология почти не сохранилась. Кроме того, реконструкция исходной стратиграфии проблематична из-за разломов и деформаций. Реликтовые зерна оливина, хромита, клинопироксена и ортопироксена встречаются редко. Гидротермальные минералы включают серпентин, тальк, кальцит, доломит, тремолит и магнетит. Интерпретация геохимии пород предполагает, что открытый в настоящее время поперечный разрез первоначально содержал от 400 до 500 м перидотита, перекрытого пироксенитом.

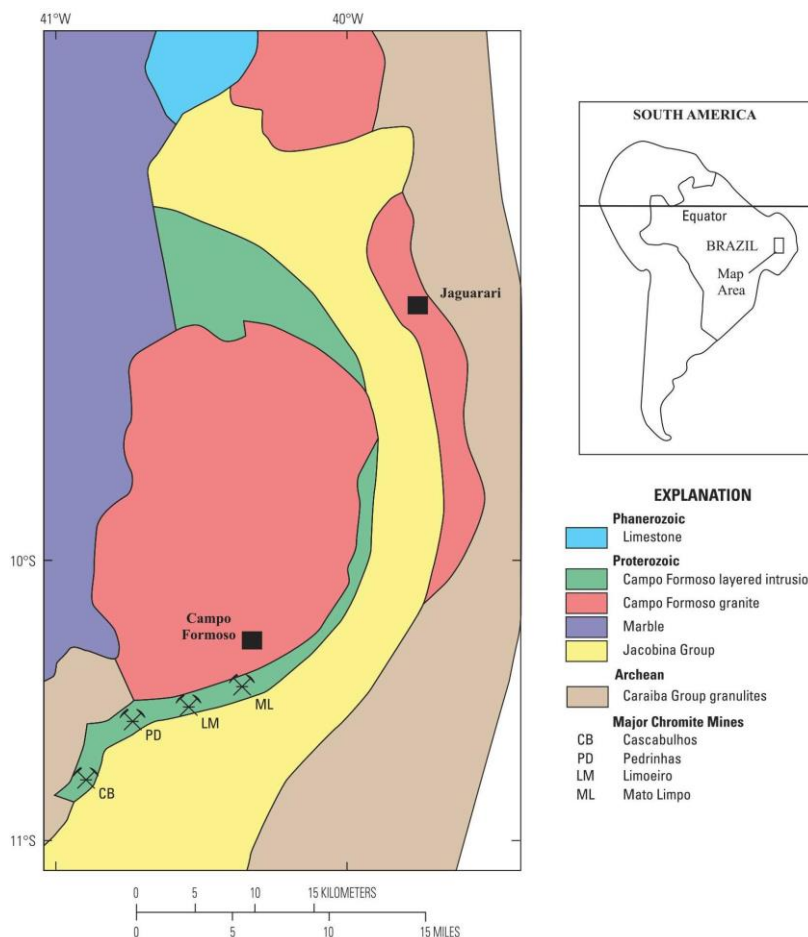


Рисунок 16. геологическая схема Campo Formoso Complex

Fiskenæsset anorthosite complex в Западной Гренландии представляет собой слоистую толщу анортозитов, лейкогаббро, габбро, перидотитов, дунитов и хромитов, расположенную примерно в 20 км к юго-востоку от зеленокаменного пояса Исуса. Комплекс залегает в террейне складчатых гнейсов амфиболитовой и гранулитовой фаций. В результате большая часть пород частично или полностью перекристаллизована или деформирована в ходе метаморфических и тектонических событий. Слои хромитита встречаются почти во всех анортозитовых горизонтах и, в редких случаях, в более мелких ультраосновных единицах комплекса. Анортозит является доминирующей породой комплекса и переслаивается с пириболитовыми и амфиболитовыми слоями во всех масштабах. Гнейсы комплекса Фискенессет богаты плагиоклазом и местами содержат большое количество плагиоклазового полевого шпата. Основные стратиграфические подразделения сверху вниз: нижние габбро, ультраосновные, нижние лейкогаббро, средние габбро, верхние лейкогаббро, анортозиты и верхние габбро (рис. 17). Основные слои хромита мощностью до 20 м преимущественно залегают в толще анортозитов в кровле лейкогаббро.

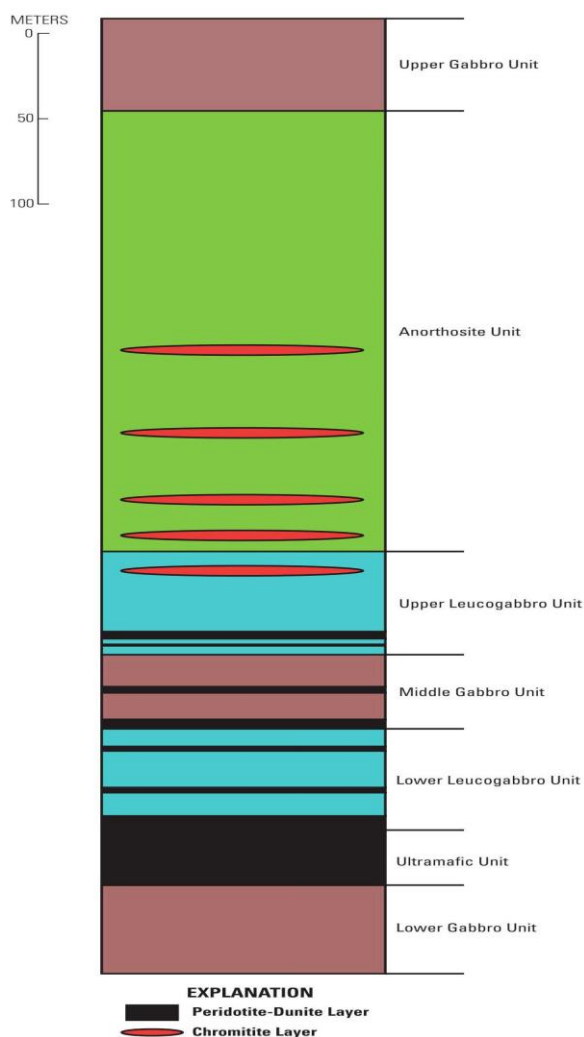


Рисунок 17. Стратиграфическая колонка Fiskensæset anorthosite complex.

Bird River Sill представляет собой базит-ультрамафитовое слоистое тело, прорвавшее архейские надкоревые породы зеленокаменного пояса Берд-Ривер в провинции Супериор Манитоба, Канада (рис. 18). Эта синвулканическая интрузия имеет мощность около 700 м, простирается более чем на 20 км, слабо деформирована и метаморфизована в нижнеамфиболитовую фацию. Силл Берд-Ривер был разделен на базальную сульфидную зону, слоистую ультраосновную толщу и верхнюю зону габбро.

Ультраосновная толща имеет мощность ~200 м и включает дуниты, перидотиты, хромиты и пироксениты. Ультраосновная толща подразделена на 19 слоев серпентизированных дунитов и лерцолитов, перемежающихся полосами хромитсодержащих перидотитов и серпентизированных перидотитов. Вкрапленный хромит, как правило, повсеместно распространен в ультраосновной толще, тогда как прослои хромита (>80%) расположены в верхней части ультраосновной толщи.

Хромитовые пласты были идентифицированы как нижний основной, полосчатый диффузный, верхний основной и верхний парный. Фрагменты хромитита смещены разломами и имеют длину от 1 см до нескольких метров (рис. 18).

Зона габбро представлена анортозитовым габбро, местами гломеропорфировым, роговообманковым габбро и анортозитом. Первичные магматические сульфиды приурочены к базальной сульфидной зоне и включают пирротин, пентландит, халькопирит и пирит.

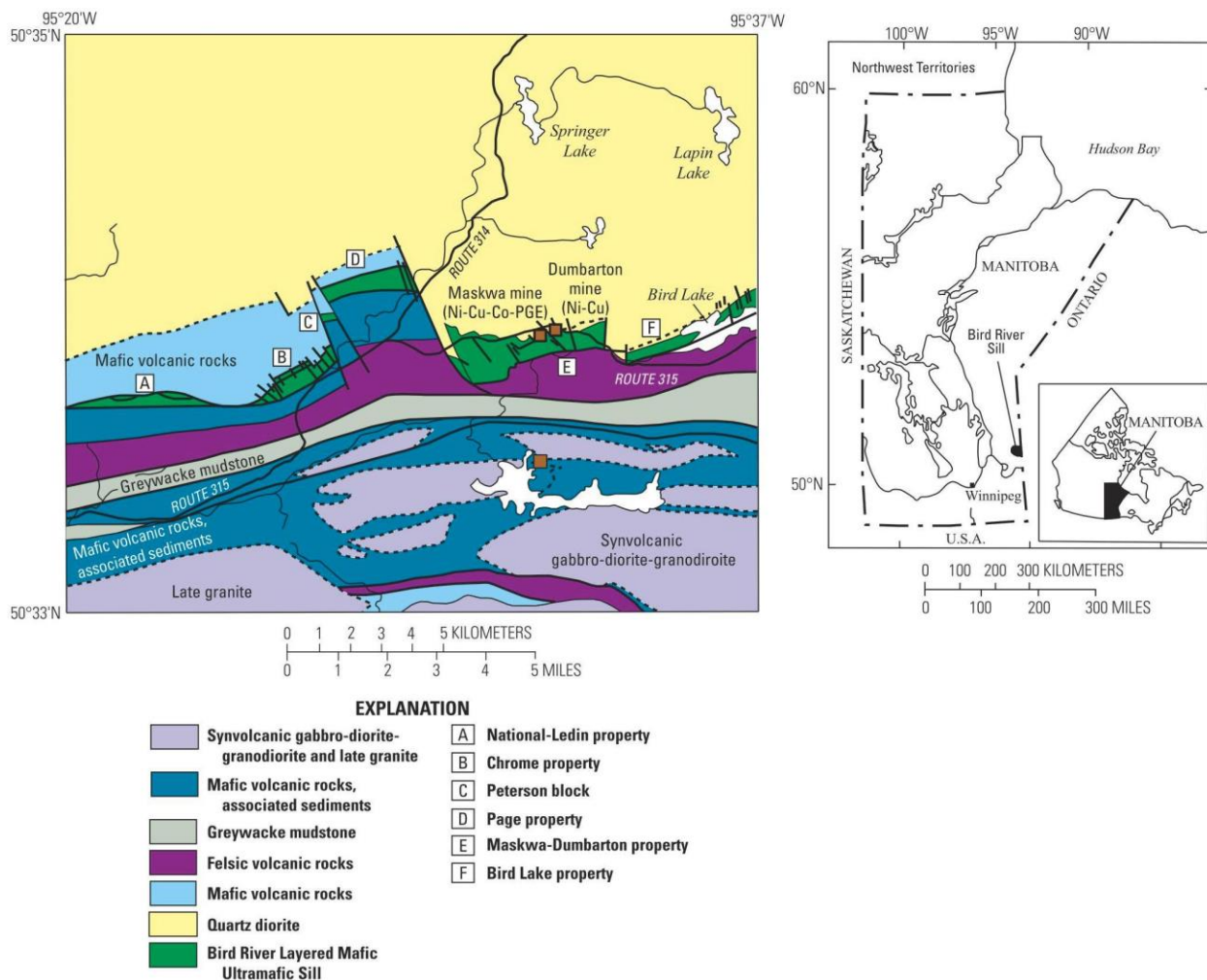


Рисунок 18. Геологическая схема Bird River Sill.

Крупные стратиформные месторождения хромита, такие как в комплексе Бушвелльд, обычно формировались в анорогенных провинциях континентов в течение архея и протерозоя. Тем не менее, ведутся споры относительно структурного контроля стратиформных хромитовых месторождений, поскольку некоторые интрузии (например, Muskoх, Great Duke, Kemi и Бураковского) свидетельствуют о том, что в их формировании мог участвовать рифтогенез. В этих случаях восходящий магматический или мантийный плюм использовал ранее существовавшие разрывы, такие как сдвиги в Muskoх intrusion и несогласия в Kemi intrusion. Расширенный рифтогенез мог привести к извержению базальтов континентального типа.

Для объяснения образования Great Duke было предложено несколько тектонических факторов, в том числе тектонический сдвиг из-за прерванной рифтовой системы, несостоявшееся формирование зеленокаменного пояса и вертикальная тектоника из-за изгиба земной коры. Также была предложена модель чистого сдвига, согласно которой Great Duke могла образоваться в период расширения земной коры. В более широком масштабе внедрение стратиформных интрузий может быть связано с рифтогенезом крупных орогенных циклов, возникающих в результате процессов тектоники плит.

4. Геофизические параметры.

4.1. Магнитные характеристики.

Магнитная сигнатура крупных, слоистых основных-ультрамафитовых интрузий в основном возникает из-за доли магнетитовых пластов или других вторичных магнетитсодержащих пород, таких как перидотиты (где магнетит образуется во время серпентинизации оливина), которые содержат мало хромита. Кроме того, хромит, если он

присутствует, не вносит существенного вклада в магнитные свойства породы, потому что его собственная магнитная восприимчивость (степень намагниченности в ответ на приложенное магнитное поле) значительно ниже, чем у магнетита (таблица 6). В результате исследования магнитных характеристик слоистых интрузий были сосредоточены на содержащемся магнетите или магнитных свойствах интрузии в целом, а не на хромите или отдельных пластах хромита. Другие минералы, помимо магнетита, которые могут усиливать магнитную сигнатуру пород в слоистых комплексах, включают титаномагнетит, пирротин, парамагнитные основные силикаты, такие как оливин и пироксены, и диамагнитный плагиоклаз). Однако, как и у хромита, их вклад в значительной степени незначителен по сравнению с магнетитом (табл. 6).

Таблица 6. Собственная магнитная восприимчивость обычных минералов, обнаруженных в расслоенных интрузиях основных и ультраосновных пород.

Minerals	Magnetic susceptibility $K_{intr} 10^6 [SI]$
Olivine (FO ₇₀)	1,088
Olivine (FO ₈₀)	722
Olivine (FO ₈₅)	539
Orthopyroxene	1,898
Clinopyroxene	1,219
Magnetite	2,500,000
Ilmenite	1,900
Chromite	1,770
Pyrrhotite	300,000
Plagioclase	-14

Комплекс Стилуотер показывает, что включения магнетита в кристаллах плагиоклаза являются основным источником первичной естественной остаточной намагниченности (NRM). Однако вторичный магнетит, образовавшийся при преобразовании оливина в серпентин, более важен для анализа аэромагнитных данных, поскольку интенсивность NRM и магнитная восприимчивость вторичного магнетита выше, чем первичного. Это видно по магнитной восприимчивости образцов, содержащих оливин, так как они, как правило, на несколько порядков больше, чем образцы без оливина (табл. 7). Следовательно, аэромагнитные аномалии, такие как те, которые были нанесены на карту компанией Anaconda Minerals (рис. 19), показывают полосчатость, которая примерно совпадает с оливиноносными зонами комплекса Стилуотер.

При наличии достаточных концентраций магнитных минералов аэромагнитные данные могут быть использованы для выявления магнитных аномалий в расслоенных основных-ультраосновных интрузиях. Затем можно оценить распределение магнитных минералов внутри слоистых комплексов, а также отношения между интрузиями и окружающими блоками. Кроме того, путем преобразования аэромагнитных аномалий в псевдогравитационные аномалии с использованием соотношения Пуассона и дифференцирования в направлении максимального горизонтального градиента можно картировать магнитные границы слоистых комплексов, если границы считать резкими и вертикальными. Например, аэромагнитные аномалии, закартированные над основными и ультраосновными породами комплекса Стилуотер, колеблются от 50 до 300 нанотесла (нТл) и обычно параллельны расслоению интрузии (рис. 19). Используя методы градиентного анализа, были аппроксимированы положения краев магнитных тел Стилуотерского комплекса и его окрестностей (рис. 20). Однако градиентный анализ не учитывает амплитуды магнитных аномалий, поскольку рассчитанные магнитные границы представляют собой как сильно намагниченные породы, так и менее магнитные границы. В результате сравнения рассчитанных магнитных границ с исходной аэромагнитной съемкой, были определены границы между магнитными породами, которые являются более и менее магнитными (рис. 21 и 22). После установления значительных магнитных контактов можно было впоследствии определить геологическое значение магнитных границ с использованием геологических карт

соответствующего масштаба (рис. 21). В дополнение к определению местоположения магнитных границ, крупные нарушения в структуре аэромагнитных аномалий, простирающиеся по всему комплексу Стиллуотер, дают представление о потенциальном наличии зон разломов (рис. 21).

Таблица 7. Магнитные свойства образцов горных пород комплекса Стиллуотер.

Sample	Susceptibility ($\times 10^{-6}$ emu)	Lithology
Banded Series ^a		
83MAP4	44	Plagioclase-bronzite cumulate
83MAP4a	42	Plagioclase-bronzite cumulate
83MAM13	22	Plagioclase-bronzite cumulate
83MAP48	18	Plagioclase-bronzite cumulate
83MAP48a	18	Plagioclase-bronzite cumulate
83MAP26	16	Plagioclase-bronzite cumulate
83MAP26a	12	Plagioclase-bronzite cumulate
83MAP26b	14	Plagioclase-bronzite cumulate
83MAP22	26	Plagioclase-augite-bronzite cumulate
83MAP56	30	Plagioclase-augite-bronzite cumulate
83MAM26	2,528	Plagioclase-olivine cumulate
83MAM26a	2,462	Plagioclase-olivine cumulate
83MAM28	8	Plagioclase cumulate containing pyroxene
83MAM29	64	Plagioclase cumulate containing pyroxene
83MAM29a	88	Plagioclase cumulate containing pyroxene
Ultramafic Series ^b		
80MVL9	1,202	Olivine cumulate (fresh)
80MVL9a	430	Olivine cumulate (fresh)
81MVL109	212	Bronzite cumulate (fresh)
81MVL109a	180	Bronzite cumulate (fresh)
81MVL137	462	Bronzite-olivine cumulate (fresh)
81WFL16	122	Bronzite cumulate (serpentinized)
81WFL20	1,578	Olivine cumulate (serpentinized)
81WFL20a	2,328	Olivine cumulate (serpentinized)
81WFL23	120	Bronzite-olivine cumulate (serpentinized)
81WFL23a	102	Bronzite-olivine cumulate (serpentinized)

a/ Содержит сульфиды, содержащие элементы платиновой группы.

b Содержит хромитсодержащие швы.

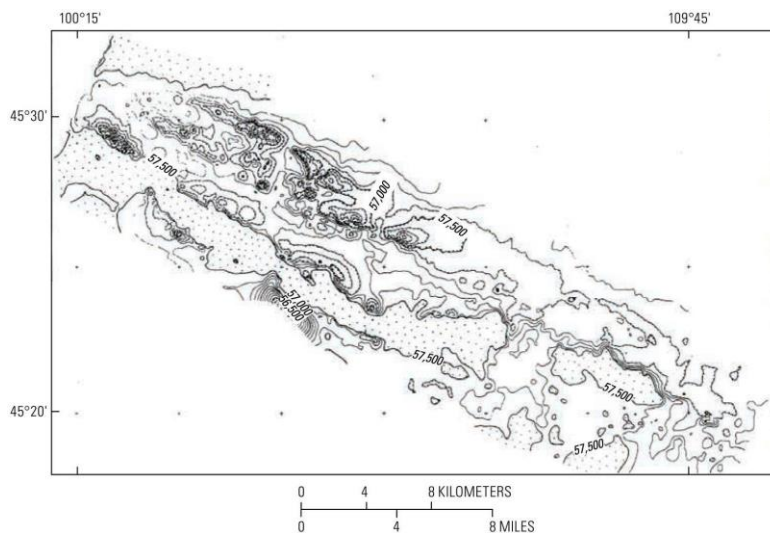


Рис. 19. Аэромагнитные данные над комплексом Стиллуотер (район Маунтин-Вью)/ Интервал контура 100 нанотесла (нТл) для напряженности магнитного поля менее 57 500 нТл. Заштрихованные области без контуров обозначают напряженность магнитного поля более 57 500 нТл. Градиентные линии указывают на закрытые минимумы.

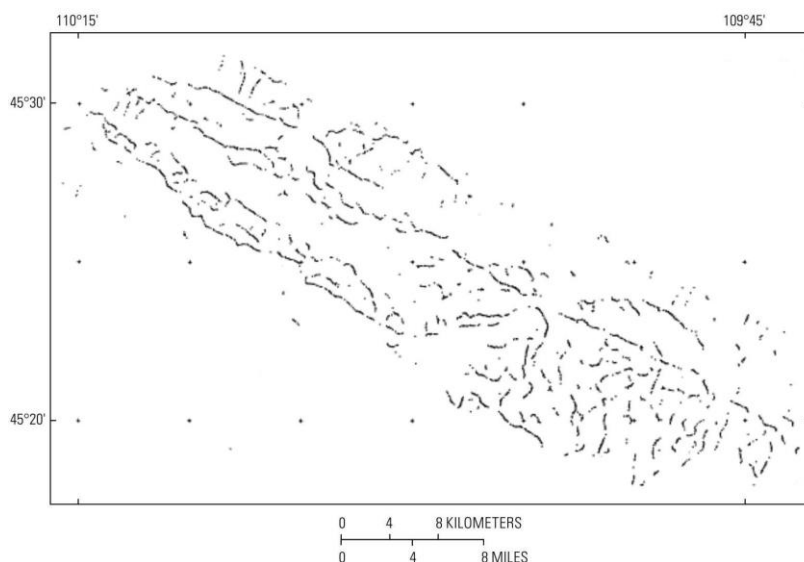


Рис. 20. Расположение магнитных границ в пределах комплекса Стилуотер и прилегающих пород, рассчитанное по аэромагнитным данным.

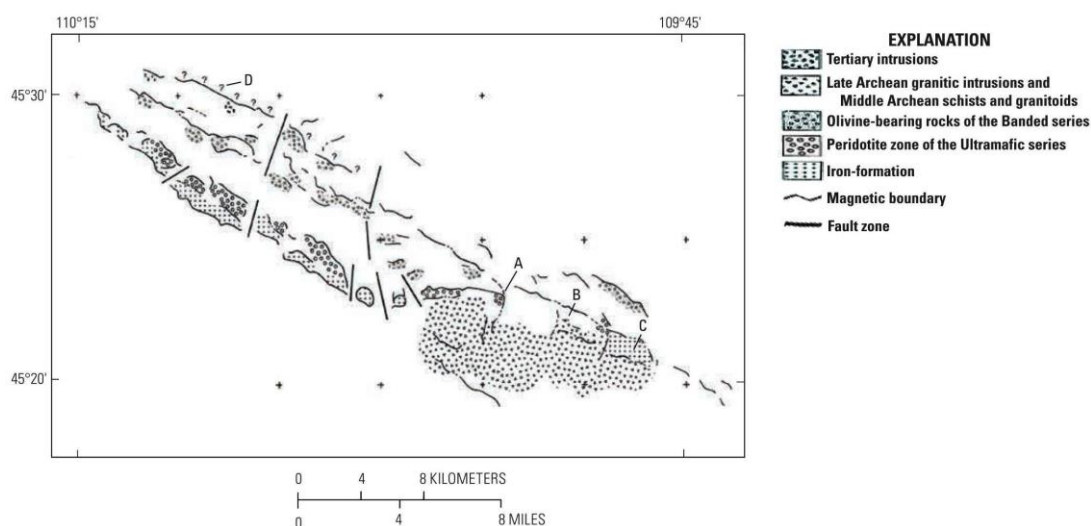


Рисунок 21. Геологическая схема, экстраполированная на основе аэромагнитных аномалий и магнитных границ,

Хотя аэромагнитные данные полезны для определения границ стратиформных комплексов, содержащих магнетит, присутствие формаций железа или других высокомагнитных пород, которые генетически не связаны со слоистыми интрузиями, может скрыть магнитные аномалии в слоистых разрезах (рис. 21). Близость к формации полосчатого железа затрудняет выделение магнитных аномалий, вызванных самыми нижними слоями комплекса Стилуотер. Только в районе Маунтин-Вью положение аномалий коррелируется с перидотитовой зоной ультраосновной серии (рис. 19–21).

В целом, слоистые основные и ультраосновные интрузии содержат магнитные минералы в достаточных концентрациях, что позволяет аэромагнитным данным фиксировать значительные аномалии. Эти аномалии накладывают ограничения на распределение магнитных минералов в интрузиях, а также на связь этих интрузий с окружающими блоками. Магнитные границы слоистых основных-ультраосновных интрузий также могут быть определены, когда данные об аэромагнитных аномалиях преобразуются с использованием методов градиентного анализа и интерпретируются в сочетании со структурными и петрологическими полевыми исследованиями. По этим причинам аэромагнитная съемка может оказаться полезной при изучении геологических и структурных аспектов расслоенной основной-ультраосновной интрузии, ее тектонической истории и минералогического состава.

4.2. Гравитационные характеристики.

Никакие исследования не касаются гравитационных свойств отдельных пластов хромита в пределах крупных, слоистых основных-ультрамафитовых интрузий. Однако гравитационные данные по слоистым комплексам в целом могут быть полезны в целях оценки погребенных участков интрузий.

Ранние гравитационные исследования комплекса Бушвельд показали, что он не является чистым лополитом и состоит из четырех частей: западной, северной, восточной и юго-восточной частей. Последующее гравиметрическое и магнитное моделирование, а также геоэлектрические и сейсмические исследования коэффициента отражения показывают, что породы Рустенбургской слоистой свиты падают под углом 10 и 25 градусов. к центру комплекса. Гравитационные оценки показывают, что мощность гранитов в восточной части комплекса Бушвельд составляет от 2,5 до 6 км. Для слоистых основных толщ в восточной части гравиметрические данные предполагают, что максимальная мощность составляет около 5 км. Однако эти оценки осложняются сложной региональной геологической обстановкой. В частности, породы бассейна Травсвааль имеют неизвестную мощность и разную плотность. Мощность слоев восточной доли явно меньше, чем геологически определенная средняя мощность западной и северной основных толщ, каждая из которых имеет размер ~8 км.

Из-за многочисленных сходств между восточным и западным крылом комплекса Бушвельд в плане стратиграфических последовательностей и последовательностей наслоений первоначально предполагалось, что эти два тела физически связаны на глубине. Однако более поздние исследования выявили отсутствие положительной гравитационной аномалии в центральной части, что позволяет предположить, что основные породы не были сплошными на глубине. Дальнейшие исследования подтвердили эту гипотезу, сделав вывод, что восточные и западные ветви погружаются внутрь, становятся тоньше к центру и заканчиваются на глубине. Однако эти гравитационные модели не учитывали изостатическую реакцию земной коры на внедрение комплекса площадью 65 000 км².

С поправкой на изостазию, а также с учетом размеров комплекса можно было бы продавить земную кору на целых 6 км. Согласно пересмотренной модели, основные породы Бушвельда имеют хорошо выраженную гравитационную аномалию в пределах от 60 до 70 мГал на окраинах по сравнению с региональным фоном в -140 мГал. Однако эта гравитационная аномалия исчезает в центральной части комплекса из-за изостатического отклика земной коры, который хорошо соответствует наблюдаемому гравитационному профилю, зарегистрированному от западного до восточного Бушвельда. В результате связь между западным и восточным крылом Бушвельда на глубине становится довольно правдоподобной, по крайней мере, в первом приближении.

Объединив гравитационную модель с опубликованными результатами Vibroseis (сейсмический вибратор) и сейсмическим скоростным моделированием земной коры определили новые толщины земной коры и установили преемственность между восточным и западным комплексом Бушвельд на основе ксенолитов меловой кимберлитовой трубки Palmietgat, которая расположена на полпути между обнаженными областями восточной и западной частей. Ксенолиты из этой кимберлитовой трубки представляют собой хромитсодержащие полевошпатовые пироксениты с петрологическим и минеральным составом, эквивалентным составам критической зоны комплекса Бушвельд. Сходство литологии и текстуры также предполагает, что пироксенитовые ксенолиты являются фрагментами слоистых кумулятивных пород комплекса Бушвельд.

Комплекс Стилутер расположен вдоль гравитационного градиента, определяемого примерно от -175 до -155 мГал. Считается, что эта гравитационная зона связана с разломным фронтом гор Beartooth и структурной зоной Nye-Bowler, которая простирается с востока на юго-восток от Beartooth Mountains. Три гравитационных максимума накладываются вдоль широкого гравитационного максимума, связанного с комплексом Стилутер, что свидетельствует о необычной толщине пород высокой плотности, наиболее вероятно базальной и ультраосновной серий, в приповерхностной зоне.

Положительные гравитационные аномалии над Стиллиуотером достигают интенсивности -145 мГал вдоль юго-западного фланга крупной гравитационной аномалии простирания с запада на северо-запад, примерно в 10 км к северо-востоку от обнажений комплекса Стиллиуотер. Вероятным источником этого гравитационного максимума являются погребенные ультраосновные породы, которые могут быть продолжением комплекса Стиллиуотер. Ксенолиты из третичной интрузии Ложа, примерно в 8 км к северу, дают петрологическое свидетельство продолжения комплекса. Используя профиль силы тяжести, ориентированный с северо-востока на юго-запад через комплекс Стиллиуотер и прилегающую территорию, наряду с измерениями плотности основных типов горных пород комплекса разработали гравитационную модель, согласно которой комплекс простирается примерно на 25 км к северо-востоку. Эти данные также предполагают, что комплекс имеет толщину от 2 до 7 км и синклинальную форму.

4.3. Электрические характеристики.

Как известно, материал с низким удельным сопротивлением легко позволяет электрическому заряду проходить через него. Зная электрические сопротивления идентифицированных литологических единиц в стратиформном месторождении хромита, можно определить состав погребенных участков. Это может помочь в определении потенциальных целей добычи.

Например, определение диэлектрические свойств пород в пачках UG1 и UG2 комплекса Бушвельд с использованием радиочастот (RF) на частоте 25 мегагерц демонстрируют что хромитовые слои имеют значительный контраст скоростей, что делает их хорошими радиолокационными отражателями. Кроме того, слои хромитита UG, которые залегают в породах (пироксенит, норит и анортозит) «полупрозрачных» в высокочастотном спектральном диапазоне, дают возможность прогнозировать их структурные особенности. Там, где выбоины образуют риф регионального масштаба, например, блок Меренского подошвы и Псевдориф (которые лежат в основе рифа Меренского), они представляют собой потенциально важные объекты добычи. Поэтому одной из основных задач электроразведки является выявление таких участков. Кроме того, поскольку вмещающие породы других литологических единиц, таких как Меренский риф и расслоенные основные-ультрамафитовые интрузии, аналогичны UG2 с пироксенитовыми, норитовыми и анортозитовыми зонами, эти электрические методы могут применяться для разведки в других местах.

В частности, средняя диэлектрическая проницаемость хромитовых слоев Бушвельда из UG1 и UG2 колеблется от 11,67 до 12,16, а потеря касательной (тангенс δ ; диэлектрический параметр, количественно характеризующий диссипацию электромагнитной энергии в материале) от 0,09 до 0,11, что отличается от свойств вмещающих пород пироксенита, норита и анортозита (табл. 8). Меланорит является исключением из этого правила со средней потерей касательной около 0,08, что немного ниже, чем у хромита. Хромит также имеет довольно высокую константу затухания, которая варьируется от 0,7 до 0,9 дБ/м. С другой стороны, вмещающие породы UG2 имеют значения затухания радиочастот $<0,5$ дБ/м, так что вмещающие породы, за исключением меланорита, имеют благоприятные условия распространения для скважинных радаров (BHR). Что касается скорости распространения, пироксениты, нориты и анортозиты UG2 варьируются от примерно 105 м/мс до 110 м/мс, тогда как скорость распространения хромитита составляет около 87 м/мс. Этот заметный контраст скоростей обеспечивает радиолокационную отражательную способность, которая способствует планированию, обработке и интерпретации съемок BHR в комплексе Бушвельд и, как результат, может быть полезна при оценке съемок BHR в других стратиформных комплексах.

Таблица 8. Средние вещественные свойства пород верхней группы 2.

Material (measured at 25 megahertz)	Sample	Permittivity		Loss tangent		Attenuation		Velocity	
		ϵ_r	$CV^*\epsilon_r$	$\tan \delta$	$CV_{\tan \delta}$	α	CV_α	v	CV_v
Anorthosite	1	7.43	3.20	0.05	9.09	0.33	10.42	109.98	1.61
Feldspathic pyroxenite	2	8.26	2.08	0.06	7.76	0.42	8.66	104.30	1.03
	3	8.31	2.06	0.05	5.01	0.33	5.44	104.00	1.03
	4	8.21	5.38	0.05	11.65	0.33	14.20	104.70	2.65
	5	8.00	3.49	0.05	12.37	0.34	13.63	105.98	1.75
	9	7.75	2.24	0.04	10.60	0.27	11.51	107.70	1.13
Chromitite	3	12.16	2.92	0.10	5.95	0.83	7.00	85.88	1.49
	6, 7	11.67	2.57	0.11	5.03	0.86	5.51	87.65	1.29
	9	11.70	4.36	0.09	4.93	0.72	6.76	87.62	2.23
PFP	10	8.28	5.89	0.06	29.69	0.38	32.21	104.29	2.76
Melanorite	11	8.19	1.23	0.08	4.27	0.52	4.67	104.68	0.62

4.4. Сейсмические данные

Исследования сейсмических свойств рифа Меренского, хромита UG2 и связанных с ними структур в комплексе Бушвелд были сосредоточены на выявлении всей расслоенной свиты Рустенберг, где находятся основные слои хромита или расположены более глубокие структуры.

Используя вибраторы с частотой развертки до 250 Гц, сейсмические линии высокого разрешения идентифицировали главную акустическую границу в пироксените Бастард, расположенном примерно в 10 м над рифом Меренского. Сейсмические данные также показали наличие «Рифовой зоны», которая простирается вниз к слоям хромита UG2 и UG1. Эту «рифовую зону» можно проследить до 50 миллисекунд (мс) или ~130 м в глубину. С помощью контроля скважины можно проследить отражение до глубины 30 мс или ~65 м. Кроме того, набор данных с высоким разрешением позволяет идентифицировать выходы разломов размером ~10 м, что может помочь в оценке структуры потенциальных объектов добычи.

На разрезе сейсмических данных риф Меренского интерпретируется как отрицательная зона, что основано на расчетных интервальных скоростях для висячих боковых пород на уровне ~6500 м/с. Точно так же сейсмические данные хромитового слоя UG2 также проявляются в виде отрицательного импульса. В результате, если Меренский риф и хромитит UG2 разнесены примерно на одну длину волны (12 мс), то каждый из них можно распознать сейсмически. Однако, когда два слоя стратиграфически ближе друг к другу, деструктивные интерференционные сигналы мешают четкому изображению. В этом случае появляется только отражение «Меренского». Использование частотного входа с высоким разрешением также позволяет идентифицировать возможные аномалии на рифе Меренского. Изменения характера отражения сейсмической волны, особенно амплитуды и длины волны, дают четкое изображение участков. Их исследование показывает, что значительные рудные тела могут быть обнаружены с помощью сейсмических данных, особенно в областях, где потенциальные участки кажутся обширными.

5. Характеристики гипогенных руд

5.1. Хромитовая минералогия

В состав минералогического состава гипогенных руд входят преимущественно хромит ± магнетит ± пирротин ± пентландит ± халькопирит ± минералы платиновой группы (преимущественно лаурит, куперит, брагит). Наиболее важным из хромсодержащих минералов является хромит, поскольку это единственная известная экономически выгодная хромовая руда.

Хромит — минерал из семейства шпинелей с общей химической формулой XY_2O_4 . На рис. 22 показаны минералы шпинели в виде призмы с составами концевых элементов в каждом углу. Из-за полного или обширного твердого раствора при высоких температурах между большинством составов конечных элементов шпинели составы хромита попадают под призму. Композиции и имена конечных участников следующие:

$MgAl_2O_4$ = шпинель
 $FeAl_2O_4$ = герцинит
 $FeCr_2O_4$ = хромит
 $MgCr_2O_4$ = пикрохромит
 $MgFe_2O_4$ = магнезиоферрит
 Fe_3O_4 = магнетит или Fe_2TiO_4 = ульвошпинель

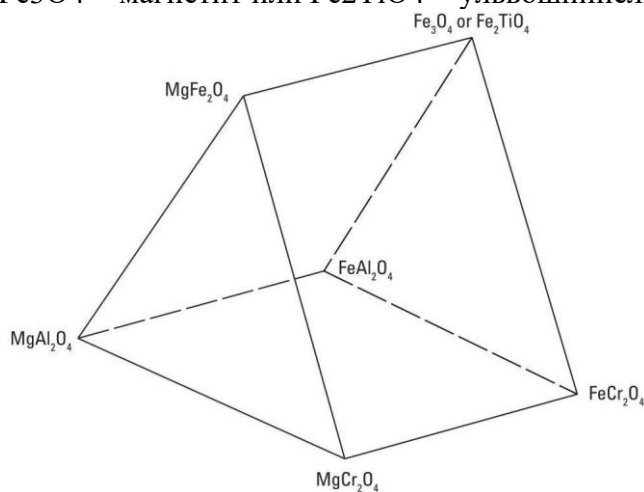


Рис. 22. Тетраэдр шпинели с концами, показанными в углах.

Основание призмы состоит из алюминия и хромсодержащих шпинелей без трехвалентного железа (или титана). Чем выше они в призме, тем богаче трехвалентным железом и беднее двухвалентным. Номенклатура немного запутана из-за того, что один из конечных членов группы минералов шпинели также называется шпинелью ($MgAl_2O_4$). Кроме того, еще один концевой элемент называется хромитом ($FeCr_2O_4$). Однако большинство геологов называют любую шпинель со значительным содержанием хрома, обычно превышающим 15 процентов, хромитом. Вероятно, это связано с тем, что хромсодержащие шпинели являются наиболее экономически важными из минералов группы шпинелей.

Ионы в минералах группы шпинели образуют кубическую плотно упакованную гранецентрированную решетку, которая придает относительно высокую плотность по сравнению со многими другими минералами. Так, типичный диапазон удельного веса товарного хромита составляет от 4,5 до 4,8 г/см³.

Хромит с очень низким содержанием трехвалентного железа, менее нескольких процентов, почти немагнитен; более высокие количества трехвалентного железа добавляют к хромиту значительный компонент магнетита, и он становится слабомагнитным. Твердость по шкале твердости Мооса обычно составляет от 5,5 до 6,5.

Bushveld Complex. По большей части хромит является кучевым минералом комплекса Бушвельд. Однако хромит может быть посткумулусным минералом, если он встречается в виде микроэлемента. В виде редких дискретных зерен хромит пространственно изолирован интеркумулусными минералами, такими как бронзит или плагиоклаз, или заключен в зернах силиката и имеет диаметр от 0,05 до 0,3 мм (рис. 23). Скопления зерен приводят к увеличению массы хромита в 10-50 раз. В некоторых хромитах межзерновые тройные стыки, редукция интерстициальной силикатной матрицы и почти плоские границы между субзернами агрегатов, включая остроконечные формы, свидетельствуют о значительной перекристаллизации.

Зерна хромита в слое LG6 представляют собой крупнозернистые кумуляты, составляющие 97% породы (рис. 23); ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз и другие второстепенные аксессуарные минералы, такие как биотит, сульфиды, кварц, тальк, хлорит и карбонаты, составляют оставшиеся 3. Размер зерен хромита колеблется от 53 до 2 мм, и они, как правило, рыхлые по своей природе, с некоторыми участками твердой кусковой руды в

разрезах восточного Бушвельда. Мелкозернистые зерна хромита окружены кристаллами пироксена и (или) плагиоклаза, что придает LG6 пойкилитовую текстуру, где размеры ойкокристаллов варьируют от 5 до 20 мм в диаметре. Хромиты из слоя MG1 представляют собой равномерно распределенные идиоморфные кумуляты с тонкой, плотной, зернистой текстурой. Размер зерна варьируется от 0,25 до 2,0 мм. Хромит составляет от 70 до 88 процентов MG1, тогда как плагиоклаз, ортопироксен и аксессуарные минералы, такие как биотит, хлорит, флогопит, кварц, тальк и карбонаты, составляют остальную часть. Подобно LG6, ойкокристаллы встречаются по всему MG1, хотя и в меньшей степени, и обычно имеют овальную форму и размер от 3 до 15 мм.

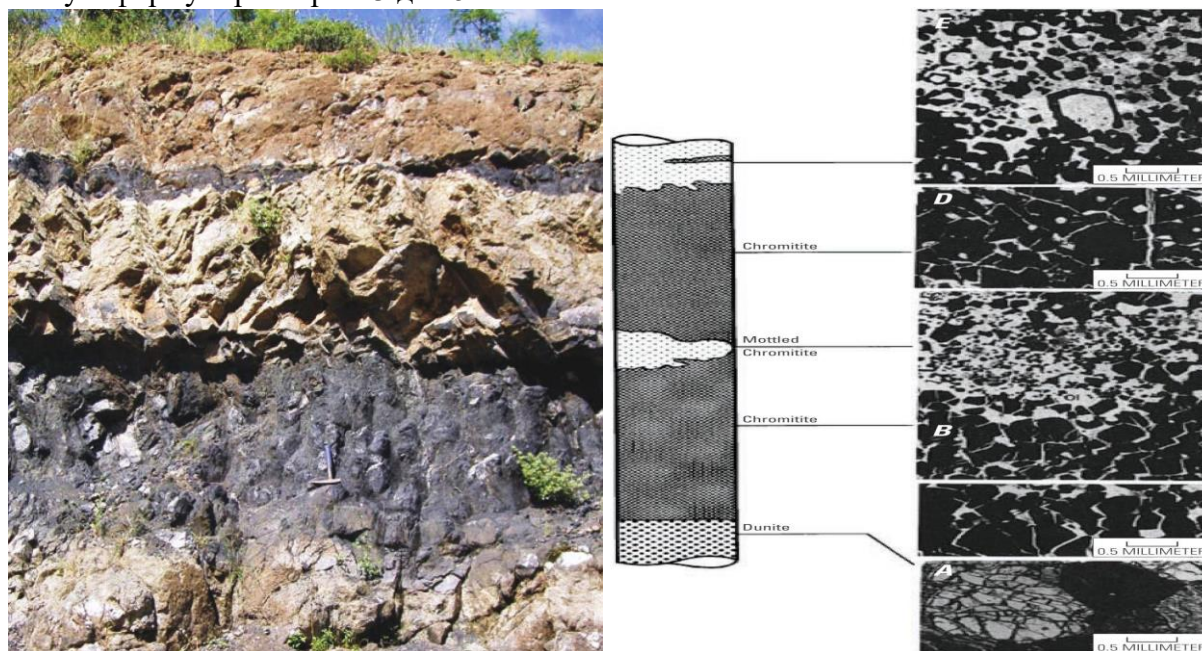


Рис. 23. Выход на поверхность пласта хромитов нижней группы и микрофотографии, показывающие текстурные характеристики.

Stillwater Complex. Зерна хромита, обнаруженные в массивных слоях комплекса Стиллуотер, крупные и глыбистые (рис. 24), характерно с рекристаллизованными полигональными границами зерен. Зерна кумулюсного хромита из основного пласта хромита G имеют диаметр 1-2 мм и залегают в матрице из листовидного серпентина. Хромит также может встречаться в стручках, линзах, нитях и цепочках. «Обратная» градация наблюдается там, где зерна имеют градацию по размеру, так что самые мелкозернистые кристаллы оливина и хромита находятся на дне хромитовых слоев. Кроме того, хромит-оливиновые и оливин-хромитовые кумуляты в комплексе Стиллуотер имеют окклюзиванную силикатную текстуру. В этом случае кучевые зерна хромита очерчивают первоначальные границы кучевых зерен оливина, некоторые из которых впоследствии замещены бронзитом и напоминают текстуры, обнаруженные в хромитах Бушвельда.

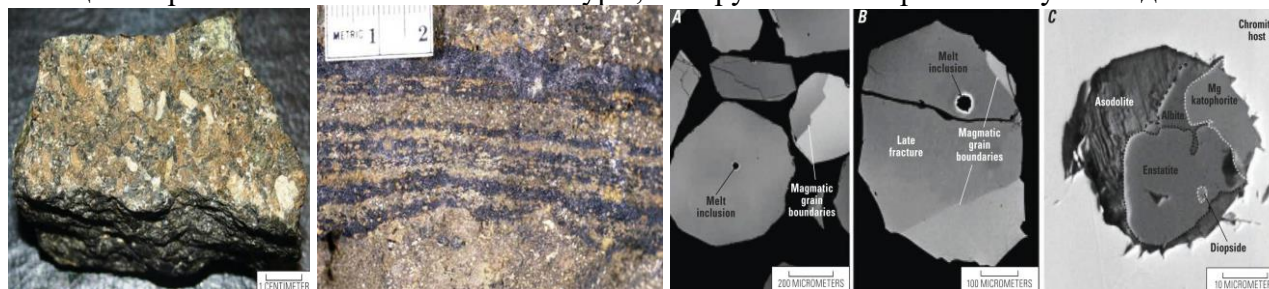


Рис. 24. Хромитсодержащая порода и тонкие хромитсодержащие пласты (черные) комплекса Стиллуотер,

Great Dyke. Массивные слои хромита встречаются в дунитовой последовательности подкамеры Дарвендейл Великой дайки и являются крупнозернистыми с небольшим количеством первичного силикатного материала или без него. Магнезит, тальк и вторичные

серпентиновые минералы встречаются только в трещинах. Эти слои хромита относятся к хромитам нижней группы и маркируют границы между циклическими единицами в дунитовой последовательности. Также могут быть обнаружены небольшие слои хромита. Как правило, слои хромита имеют резкие контакты с дунитом, хотя отмечаются также вкрапленные верхние и нижние контакты.

В целом массивные хромиты содержат полигональные зерна хромита с плоскими границами кристаллов (рис. 25) и средним размером зерен от 0,5 до 10 мм. Однако по мере увеличения доли оливина хромиты переходят от массивных к полумассивным, а затем к вкрапленным оливиновым хромитам и хромитовым дунитам. В последнем случае хромит встречается в виде скоплений по краям и вдоль тройных стыков зерен оливина. Некоторые вкрапленные оливиновые хромиты и оливиновые дуниты демонстрируют слоистость миллиметрового масштаба, возникающую из чередующихся слоев оливина и хромита

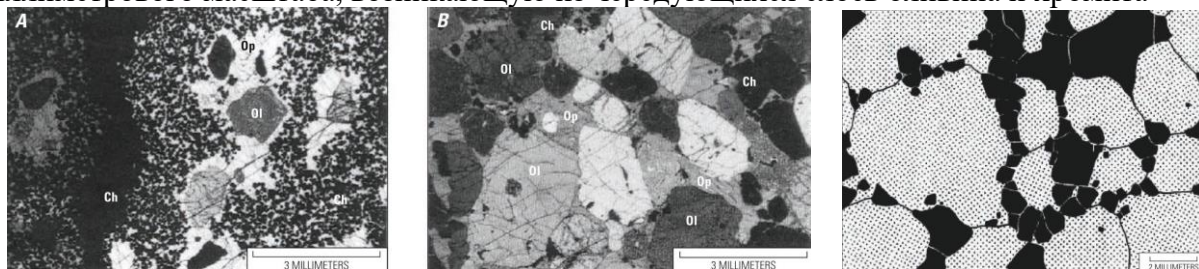


Рис. 25. Микрофотографии хромитсодержащих пород ультраосновной толщи Великой дайки. А — вкрапленный хромит с мелкозернистым полигональным хромитом; оливин и ортопироксен в реакционных отношениях. Б — мелкозернистый хромит в дуните; зерна хромита расположены по краям кучевых оливин и внутри ортопироксенов. С - микрофотография хромитового дунита, на которой видно, что хромит (черный) встречается в виде скоплений на краях оливина (точки) и в тройных стыках между зернами оливина.

Muskox intrusion. За исключением двух концентрированных слоев массивного хромита, большая часть в интрузии Маскоккс рассеяна по оливиновым кумулятам, таким как дуниты, перидотиты, полевошпатовые перидотиты или пикриты, и составляет лишь 1-3% породы. Обычно хромит имеет октаэдрическую или субгедральную форму и имеет диаметр от 0,05 до 0,15 мм. Кроме того, хромит обычно присутствует в виде изолированных зерен или в небольших скоплениях между более крупными кучевыми зернами оливина. Местами встречаются мелкие идиоморфные кристаллы хромита в виде включений внутри оливина. Хромит из массивных слоев по габитусу подобен вкрапленному хромиту, но произошла перекристаллизация, так что кристаллы хромита более крупнозернистые и расположены в тесном контакте друг с другом. Хотя рассеянный хромит равномерно распределен в богатых оливином кумулятах, он неэкономичен.

В *Kemi intrusion* хромит встречается в виде идиоморфных вкрапленников диаметром от нескольких десятков микрон до более 1 мм (рис. 26). Зерна хромита содержат обильные сферические силикатные включения (рис. 26Б) диаметром от 5 до 100 мкм. Из-за метаморфизма низшей амфиболитовой фации некоторые зерна хромита могут быть разрушены и изменены (рис. 26D) по краям и трещинам. Там, где каймы изменены, внешняя оболочка обычно представляет собой магнетит, а между ядром и самой внешней каймой обычно находится тонкая зона железистого хромита (рис. 26G). Серпентин местами замещает хромит, так что зерна хромита имеют корродированную внешнюю поверхность (рис. 26H-I).

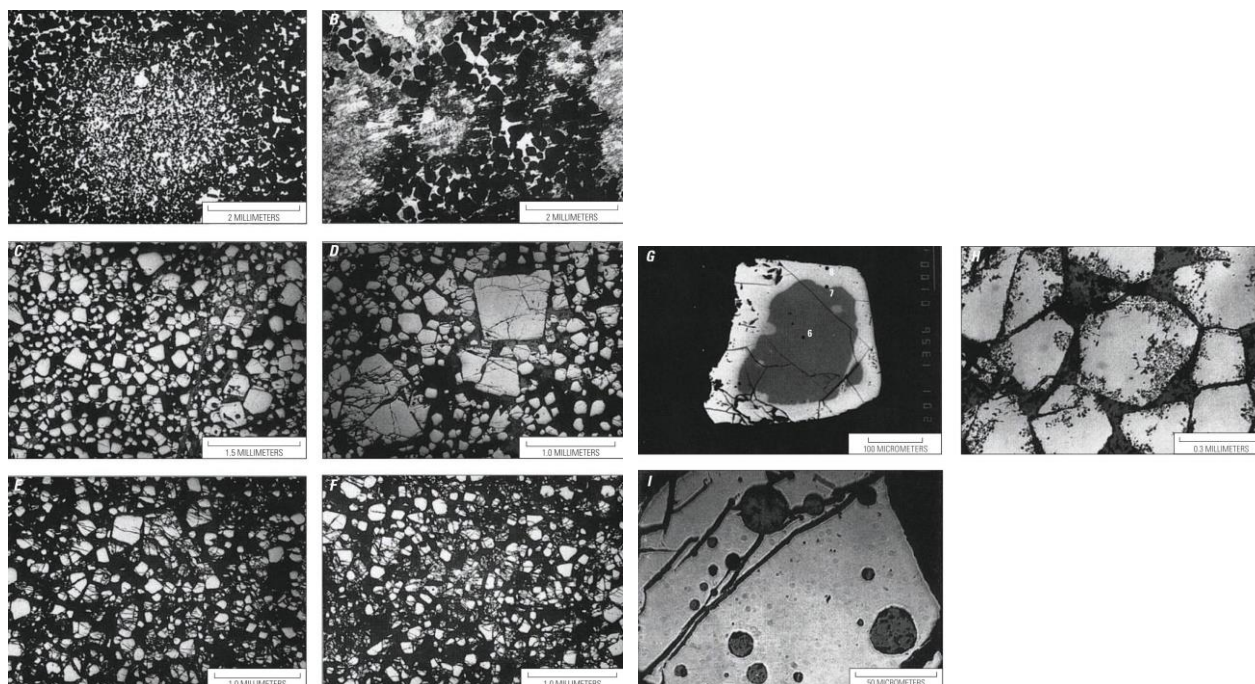


Рисунок 26. Микрофотографии хромитовых руд Кем. А, Мелкозернистый хромит. В — Крупнозернистая хромитовая руда с включениями карбонатов и оливина. С, типичная хромитовая руда, показывающая широкий разброс размеров зерен хромита. Серпентинизированные включения оливина в зернах хромита. Д — Среднезернистая хромитовая руда с трещиноватыми и измененными зернами хромита. Е — зерна хромита с обильной трещиноватостью. F - Сильно трещиноватые зерна хромита вблизи зоны разлома. G. Изображение зерна хромита с каймой в обратно рассеянных электронах. H — богатые железом области зерен хромита, замещенные серпентином. I — зерно хромита с серпентинизированным включением оливина.

Rum Intrusion. Восточная слоистая серия (ELS) интрузии Рум содержит тонкие (от 2 до 5 мм), непрерывные в поперечном направлении (> 1 км) прослои хромита (хромит $> 60\%$ модальности) вдоль границ пачки. Прослои хромита обычно не залегают в пределах ультраосновных компонентов отдельных единиц. Вместо этого они находятся на стыках некоторых основных единиц цикла.

Хромит также встречается рассеянным по всему ELS и имеет идиоморфную форму или заключен в оливин (рис. 27A–D). Изредка в ойкокристаллах клинопироксена образуются зерна хромита (рис. 27H). Западная слоистая и Центральная серия содержат тонкие (< 20 мм) прослои хромита, прослоенные кумулатами оливина. Вкрапленный хромит также распространен.

Вспомогательные хромитсодержащие пласты залегают на несколько десятков сантиметров ниже сочленений основной пачки. Вспомогательные пласты тоньше (1–2 мм), чем основной пласт хромита, имеют значительно более высокое соотношение шпинели и силиката и прерывисты по латерали в масштабе десятков метров. Модально, вспомогательные пласты содержат от 50 до 60 процентов хромита и ~ 30 процентов интеркумулусного оливина, с интеркумулусным плагиоклазом и незначительными количествами (~ 1 процент) сульфидов, составляющих остальную часть.

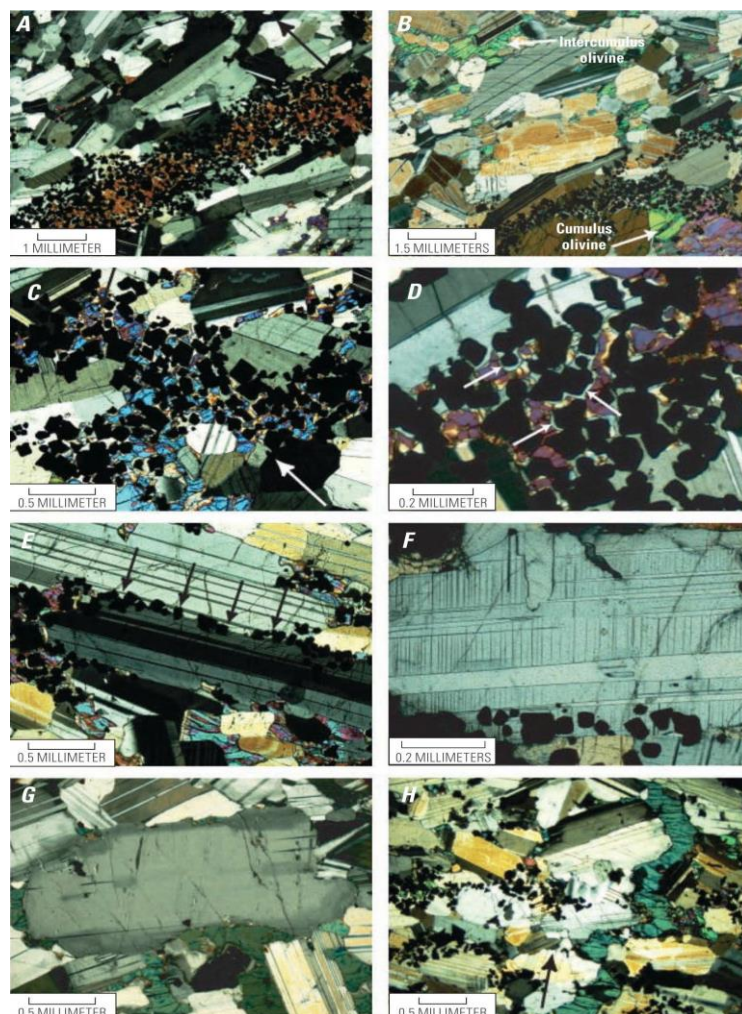


Рис. 27. Микрофотографии хромитсодержащих пород Румской интрузии. А — Слоистый анортозит с побочным хромитсодержащим пластом. В — Кумулюсный оливин в троктолите оптически непрерывен с ойкокристаллами оливина во вспомогательном пласте и в анортозите. С - хромит, залегающий в анортозите и встречающийся с интеркумулюсным оливином и на границах зерен плагиоклаза. D, Хромит в углублениях и заливных структурах (указаны стрелками) оливина. E. Хромит внутри анортозита кристаллизуется по границам зерен плагиоклаза (указаны стрелками). F — хромит по краю границ двойных зерен плагиоклаза. G — зональный плагиоклаз, типичный для анортозитовых и троктолитовых пород. H — клинопироксеновая жила, пересекающая вспомогательный пласт хромита в анортозитовой вмещающей породе.

Ipuéira-Medrado Sill. Самый нижний подслоя основного хромититового слоя порога Ипуэйра-Медрадо содержит массивный хромит и имеет мощность от 0,5 до 1,0 м. Кристаллы хромита в этом подслое обычно маленькие (0,1–0,2 мм), от идиоморфных до субидиоморфных и однородные (рис. 28F). Хотя хромит присутствует в >90 об.% породы, ортопироксен встречается как посткумулюсный минерал. В результате хромит местами заключен в пойкилитовые ойкокристаллы диаметром до 1,5 см ортопироксена. Ойкокристаллы ортопироксена, в свою очередь, обычно окружены массивными полосами более крупных отожденных кристаллов хромита диаметром от 0,5 до 0,8 мм. В то время как изменение зерен хромита происходит редко, несколько сильно трещиноватых и серпентинизированных зон содержат зерна хромита с очень тонкими пластинками распада, богатыми Ti.

Подслоя хромита с цепочечной структурой толщиной от 0,3 до 0,6 м также встречается в основном слое хромита (рис. 28G и 28H). Цепочечная текстура характеризуется псевдоморфозами оливина, напоминающими зерна ортопироксена, которые окружены яйцевидными кристаллами хромита, представляющими собой реликтовую кумулюсную текстуру. Вблизи силикатных краев хромит мелкозернистый, но в местах агрегации становится крупнозернистым.

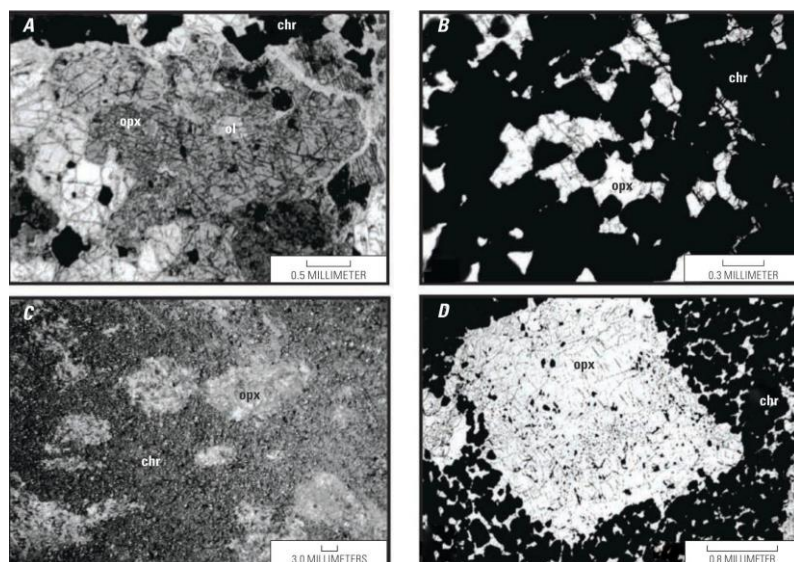


Рисунок 28. Микрофотографии ультраосновных пород из порога Ипуэрия-Медрадо, иллюстрирующие текстурные характеристики. А — Кумулюсный оливин в ортопироксените, почти полностью резорбированный ортопироксеном. В — мелкозернистый массивный хромитит из основного слоя хромитита. С - хромит из основного слоя хромита с хромитом цепочечной текстуры. D - Хромит с цепочечной текстурой/

Fiskenæsset anorthosite complex. Почти весь хромит в комплексе Фискенессет связан с анортозитовой пачкой, за исключением нескольких второстепенных слоев хромита в ультраосновной толще. Хромитовые пласты обычно содержат от 50 до 75 процентов хромита в силикатной матрице роговой обманки с небольшим количеством биотита и плагиоклаза. Аксессуарными фазами также являются рутил, ильменит, магнетит и сульфиды цветных металлов (рис. 29). Сам хромит имеет характерную идиоморфную форму с закругленными углами. Однако в местах плотной упаковки зерен хромита они имеют более ксеногранную форму. Размер зерна колеблется от 0,05 до 0,7 мм, обычно 0,3 мм. В некоторых случаях одиночные октаэдрические кристаллы достигают 3 мм в диаметре. Зерна хромита встречаются в виде удлиненных агрегатов длиной от 2 до 5 мм, параллельных слоистости. Местами агрегаты имеют цепочечное строение. Включения силикатных минералов диаметром ~0,02 мм обычны либо в виде зерен неправильной формы, либо в виде правильных очертаний, конгруэнтных кристаллографическому направлению хромита.

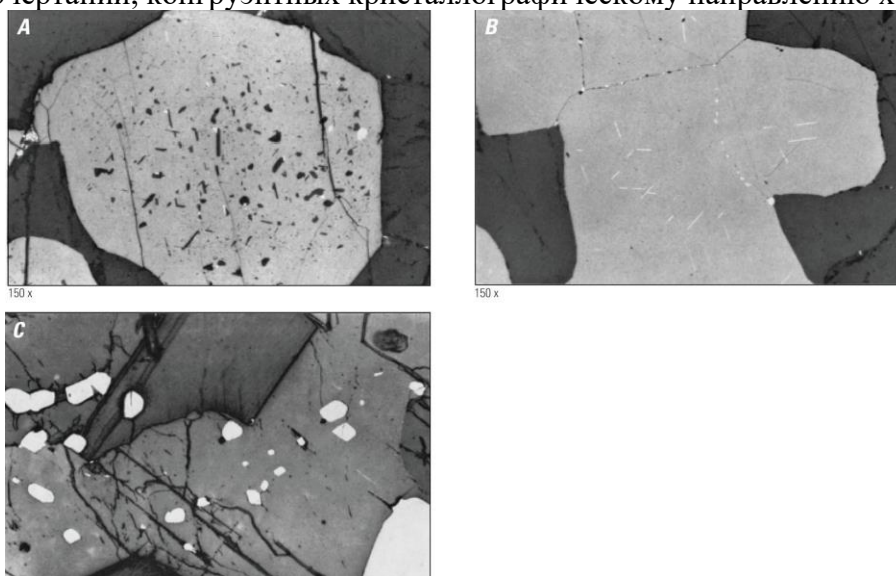


Рис. 29. Микрофотографии зерен хромита из анортозитового комплекса Фискенессет. А — силикатные включения и выделения рутила в зерне хромита. В - хромит, содержащий включения рутила внутри и вдоль границ зерен хромита. С — хромит, окруженный перекристаллизованной роговой обманкой и биотитом

5.2. Сульфидно-PGE минерализация.

Наиболее распространенными сульфидами, обнаруженными во многих хромитовых пластах, являются пирротин (Fe_{1-x}S , $x = 0-0,2$), пентландит $[(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8]$, пирит (FeS_2) и халькопирит (CuFeS_2). Между сульфидами и элементами платиновой группы (PGE) существует тесная геохимическая взаимосвязь, что свидетельствует о тесной связи PGE с сульфидным фракционированием. Преобладающие минералы платиновой группы (МПГ) в слоистых хромитовых месторождениях включают лаурит (RuS_2), куперит (PtS) и браггит $[(\text{Pt}, \text{Pd})\text{S}]$, и они часто заключены в силикаты.

Сульфиды, связанные с хромитовым слоем UG2 в восточной части комплекса Бушвельд, включают пентландит, халькопирит, пирротин и борнит. Также присутствуют небольшие количества ковеллина и миллерита. Теллуриды, висмутиды, антимониды и арсениды также связаны с PGE в этом слое. Химический анализ на шести пересечениях скважин в слое UG2 показывает, что PGE обогащены в верхней и нижней части основного слоя хромита, хотя концентрация в основании обычно выше.

В ультраосновной серии комплекса Стиллуотер хромитовые, хромит-оливиновые и бронзитовые кумуляты содержат небольшие пузырьки ($> 185 \text{ мкм}$) пирротин-пентландит-халькопирита. В основании хромитоносной зоны G, расположенной в ультрабазитовой серии, согласные со слоистостью массивные пирротин-пентландит-халькопиритовые стручки.

Пирротин, пентландит, кубанит и халькопирит являются основными сульфидными минералами, обнаруженными в ультраосновных слоях Muskoх intrusion. Богатые хромитом перидотиты и ортопироксениты содержат от 1 до 7 процентов вкрапленных сульфидных минералов и местами образуют пятна неправильной формы диаметром от 1 мм до 1 см между зернами хромита и силиката. В наиболее мощном слое хромита сульфиды могут встречаться в виде эллипсоидальных глобул.

Минералы группы платины также обнаружены в хромитах пачки 6–7, 7–8 и пачки 11–12 Восточной расслоенной серии Rum Intrusion. МПГ, идентифицированные в этих единицах, включают сплавы Pd-Cu, сплавы Fe-Pt, самородную Pt, лаурит, теллуриды Pd и Pt и разновидности висмутидов, такие как мончеит и сперрилит. Менее распространенные зерна включают сплавы Pt-Cu, сплавы Pt-Ir, арсениды Pd-Sb и ирарсит.

МПГ в Rum Intrusion в основном имеют диаметр от 0,2 до 2 мм, хотя некоторые зерна достигают 10 мм. В целом, МПГ являются ксеноморфными, неравномерными и встречаются на границах сульфид-силикатных зерен или заключены в пентландите, халькоците, халькопирите, борните, магнетите или плагиоклазе. Реже эти минералы присутствуют в виде включений в клинопироксене и оливине. Кроме того, МПГ могут встречаться на границах зерен силикат-силикат, хромит-силикат и магнетит-плагиоклаз. На контакте пачки 7–8 в Восточной расслоенной толще сульфиды представлены пентландитом, борнитом, халоцитом, халькопиритом, магнетитом и ильменитом. Последовательно окруженные или сросшиеся с плагиоклазом и (или) оливином, сульфиды ксеноморфные, диаметром от 10 до 60 мкм, интерстициально залегают до хромита.

Зерна хромита из расслоенной интрузии Campo Formoso Complex содержат дискретные включения МПГ, такие как лаурит и сплавы Os-Ir-Ru/ Лаурит, эрлихманит, сульфурарсениды Ir-Ru-Rh (ирарсит, руарсит, холлингуортит) и соединения Pt-Pd с сурьмой (Sb), висмутом (Bi) и теллуrom (Te), такие как sudburyite, также могут встречаться в интерстиции хромита. Кроме того, эти МПГ обычно срастаются с низкотемпературными сульфидами никеля. Как правило, зерна МПГ имеют размер $< 10 \text{ мкм}$ и редко превышают 20 мкм, габитус от ксеноморфного до идиоморфного. Лаурит местами ассоциирует с рутилом и (или) пентландитом. В некоторых случаях во включениях лаурита присутствуют мелкие пластинки хлорита.

В Bird River Sill включения МПГ были обнаружены в хромите. Первичные МПГ включают лаурит и рутениридосмин, сплав, содержащий Os, Ir и Ru. Не обнаружены ни платины, ни родия во включениях хромита, хотя один из сплавов PGE содержал 0,96 мас.%

родия. Как правило, в ультрабазитовой зоне доля лауритовых включений сначала увеличивается, а затем уменьшается с высотой. Размер зерен МПГ в среднем составляет 10 мм, хотя зерна лаурита обычно крупнее сплавов и могут достигать 20 мм. Включения МПГ обычно полиэдрические, округлые зерна встречаются редко. Двойникование также очевидно в некоторых включениях лаурита.

6. Минеральные ассоциации.

Наиболее распространены минеральные ассоциации в хромитовых пластах: оливин + хромит, хромит + бронзит + плагиоклаз, хромит + плагиоклаз, хромит + клинопироксен (авгит). Однако большая часть хромитовых пластов в Бушвельдском комплексе, содержащем основную часть мировых пластообразных хромитов, связана либо с бронзитом, либо (или) с плагиоклазом.

6.1. Парагенезис и зональность.

Петрогенезис мономинеральных слоев пластообразных хромитовых месторождений остается дискуссионной темой. Четкая парагенетическая модель последовательности не применима ко всем стратиформным месторождениям хромита. Однако при магматической дифференциации хромит считается ранним кумулюсным минералом, не образующим несмешивающихся жидкостей в силикатных расплавах. Кроме того, растворимость хрома в силикатных расплавах низкая. В результате хромит обычно кристаллизуется в виде кумулятивной фазы во время образования кумулятивного слоя оливина. Количество кучевого хромита резко уменьшается при замещении оливина пироксеном, бедным кальцием. Однако это изменение мало влияет на общее содержание хрома в породах, поскольку отношения плавления между богатым хромом пироксеном и хромитом неконгруэнтны. Кроме того, во время кристаллизации ортокумулята хромиты проявляют высокую реакционную способность с интеркумулюсной жидкостью, так что высвобождение Cr поглощается кристаллизацией интеркумулятивного пироксена.

В магматических очагах Great Dyke, последовательность кристаллизации основана на комплексе кумулюсов и протекает следующим образом: хромит, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, пижонит и магнетит. Текстуры и обилие минералов в перидотитовой зоне Stillwater Complex, где расположена основная часть пластов хромита, предполагают последовательность кристаллизации, начинающуюся с оливина (\pm хромит), за которой следуют ортопироксен, плагиоклаз, клинопироксен, флогопит и, наконец, амфибол. Очевидны также реакционные связи между оливином и ортопироксеном, ортопироксеном и клинопироксеном, клинопироксеном и амфиболом. Точно так же рудный парагенезис в основном хромитовом горизонте Бураковской интрузии представлен оливином + хромитом, за которым следует интеркумулюсный клинопироксен и незначительное количество ортопироксена, плагиоклаза, флогопита, амфибола и сульфидов.

Если произошел метаморфизм, такой как на Kemi intrusion и Stillwater Complex, зерна хромита могут быть разрушены и изменены по краям и трещинам. В этом случае внешняя оболочка состоит из магнетита, а между ядром и внешней каймой обычно находится тонкая зона из железистого хромита (рис. 32G). Однако хромитовые ядра остаются нетронутыми и химически неизменными. В некоторых местах зерна хромита имеют коррозию внешней поверхности из-за замещения серпентином. Хромит-железистая зональность наблюдается также в хромитах расслоенной интрузии Campo Formoso Complex, вероятной причиной которой является многофазный проникающий гидротермальный метасоматоз. Железистые хромитовые каймы пористые и обычно срastaются с хромовым клинохлором и карбонатами. Местами по краю зерен хромита за счет замещения присутствует гидроксикарбонатный стихтит.

6.2. Текстуры и структуры

Хромитовые породы залегают массивными и вкрапленными слоями, чаще всего с кучевой текстурой. В пластообразных месторождениях зерна хромита, как правило, крупнее, чем в альпинотипных. Они часто имеют субидиоморфную или идиоморфную форму.

Хромит также может встречаться в виде редких дискретных зерен, которые пространственно изолированы интеркумулусными минералами, такими как бронзит или плагиоклаз, или внедрены в сростки с силикатными зернами.

Массивные хромиты комплекса Campo Formoso Complex, например, содержат хромит, сростшийся с первичными силикатами, такими как оливин, клинопироксен, ортопироксен, и, чаще, с вторичными минералами, такими как серпентин, хлорит, тальк, тремолит-актинолитовый амфибол, кеммерерит и смектиты. В Iruera-Medrado Sill пласты хромита либо цепочечные, либо массивные (рис. 28G и 28H). Цепочечный хромит в нижней части основного слоя характеризуется мелкозернистыми агрегатами, окружающими крупные кристаллы ортопироксена. Верхний подслон хромита массивный, однородный и непрерывный по всему силу. В целом, массивный хромит мелкозернистый и состоит в основном из кристаллов (> 90 об.%), с пойкилитовыми ойкокристаллами ортопироксена, вмещающими мелкие зерна.

Дунитовые породы Iruera-Medrado Sill содержат мелкозернистые (<0,2 мм), субидиоморфные и вкрапленные кристаллы хромита, залегающие в виде интеркумулусных минералов между более крупными кристаллами оливина (0,4-0,8 мм) (рис. 30). Присутствуют и более крупные зерна хромита, достигающие 0,8 мм в диаметре, а также, вероятно, за счет отжига или коалесценции мелких зерен. Вкрапленный хромит встречается в гарцбургитовых породах и достигает 0,5 мм в диаметре. Акцессорный хромит встречается в габброидных породах краевой зоны (<1 об.%), богатых пироксенами гарцбургитах и ортопироксенитах верхней части верхнеультраосновной толщи, обычно в количестве от 3 до 5 об.%, но до 10 об. об.% в ортопироксенитах. Редко нориты содержат до 3 об.%.

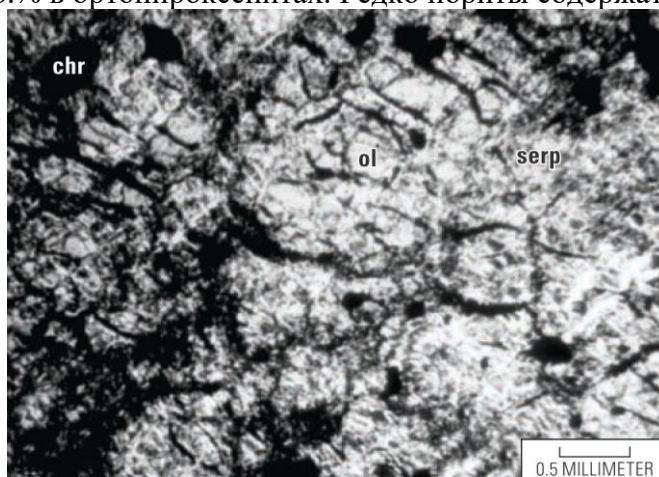


Рис. 30. Микрофотография серпентинизированного дунита с реликтами оливина (ol) и хромитом (chr) из нижней ультраосновной толщи силла Ипуэриа-Медрадо.

Большинство зерен хромита в хромититовом пласте LG6 комплекса Бушвельд являются аккумулятивными и крупнозернистыми, с размерами от 53 мкм до >2 мм. В восточной части Бушвельдского комплекса хромит LG6 в целом рыхлый, с твердыми комковатыми вкраплениями, имеет пойкилитовую текстуру за счет зерен пироксена и (или) плагиоклаза, вмещающих очень мелкозернистые зерна хромита. Ойкокристаллы имеют диаметр от 5 до 20 мкм. Пласт хромита MG1 состоит из кучевого хромита, который имеет тонкую, плотную и зернистую текстуру. Зерна хромита в основном идиоморфные и равномерно распределены по всему слою, их размеры варьируют от 0,25 до 2,0 мм. Ойкокристаллы встречаются по всему MG1 и имеют овальную форму размером от 3 до 15 мкм, но их встречаемость менее выражена, чем в LG6. Примерно в 20 см выше верхнего контакта MG1 образовалась вкрапленная зона хромита.

Месторождения UG1 и UG2 комплекса Бушвельд содержат зерна хромита субсферической формы. Однако их размеры и численность меняются непредсказуемым и пятнистым образом в масштабе от мм до см. Межзерновые тройные стыки, редукция пористого силикатного матрикса и почти плоские границы между субзернами агрегатов,

включая остроконечные формы, в некоторых хромитах бушвельдского комплекса позволяют предположить, что мог иметь место значительный отжиг и рекристаллизация (рис. 31). Мелкие зерна хромита также могут быть обнаружены в изобилии с пойкилитовыми, бледно-зелеными ойкокристаллами хромдиоксида. В этих случаях их небольшой размер объясняется тем, что они пространственно разделены промежуточными перегородками силикатных вмещающих ойкокристаллов, что тормозит процесс кристаллизации, поскольку отдельные зерна хромита не находятся в тесном физическом контакте. Таким образом, эта текстура является четким указанием на обычно ограниченный размер зерен хромита на более ранних стадиях накопления. Хромитовые пласты UG1 и UG2 имеют анастомозирующие жилообразные структуры, вмещающие ксенолиты и раздвоенные структуры и текстуры во вмещающих силикатах (рис. 31). Хромитовые пласты в этих подразделениях также описываются как плетеные.

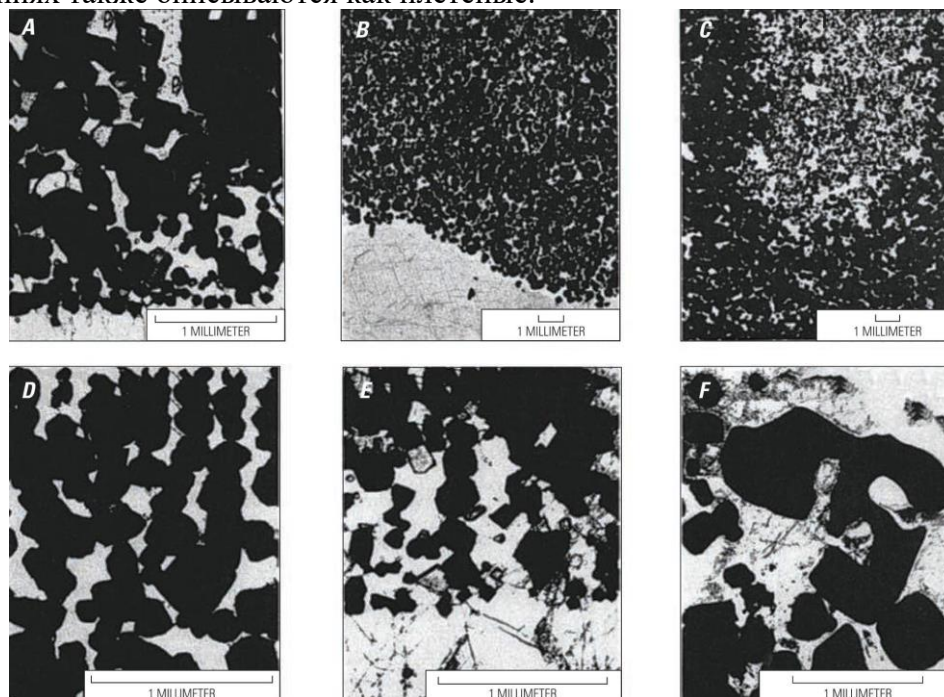


Рис. 31. Микрофотографии типичных зерен хромита Бушвельд, иллюстрирующие текстурные особенности. А — переход от мелкозернистого к крупнозернистому хромиту. В - слой хромитита с небольшими признаками отжига. С, Крупный, массивный хромитит с пойкилитовым пироксеном, содержащим мелкие овоидные зерна хромита. D — зерна хромита, ориентированные вертикальными столбиками в пойкилитовом пироксене. E — Вертикальные столбики зерен хромита. F — остроконечные, лопастные формы хромита

Горизонты хромита Fiskensæset anorthosite complex можно проследить в латеральном направлении на протяжении 4 км, но они будинированы и нарушены разломами в результате метаморфических и тектонических событий (рис. 32). Складки обычны как в малом, так и в крупном масштабе (рис. 33E). Расслаивание проявляется во многих местах как вдоль, так и внутри хромитовых горизонтов. Это приводит к появлению «псевдоперекрестных» структур.

Основные хромитоносные пласты Rum Intrusion залегают на границе пачки 7–8 и 11–12. На границе пачки 7 (анортозиты) и пачки 8 (перидотиты) встречаются направленные вниз «конусные структуры» (рис. 34B). Ниже основного пласта также наблюдаются небольшие пачки отслоившихся хромитов. Когда они находятся в перидотитах, зерна хромита занимают структуры залива в кучевых оливинах с тонкими каймами плагиоклаза, обеспечивающими отделение от кучевых оливинов (рис. 33D). Иногда хромит и оливин непосредственно контактируют друг с другом. Местами кристаллы оливина могут содержать включения хромита. Когда интеркумулусные зерна плагиоклаза окружают зерна хромита, большая часть хромита имеет идиоморфную форму. С другой стороны, зерна хромита имеют округлую и субидиоморфную форму, если они встроены в клинопироксен и оливин. Выше основного хромитоносного пласта на границе пачки 7–8 зерна хромита концентрируются вокруг краев зерен оливина, создавая «цепочечную текстуру» (рис. 35C).

Второстепенные прослои хромитов наблюдаются в Rum Intrusion и имеют меньшую мощность (1-2 мм), чем основные прослои хромитов (рис. 34Г). Обычно эти пласты хромита встречаются вдоль границы между троктолитом, где оливин является кучевым минералом, и анортозитом, где оливин является интеркумулясным минералом. Эта граница пререзает деформационные структуры, такие как асперидотитовые шпирсы и анортозитовые стручки, которые наблюдаются в верхних 2 м троктолита. Кроме того, вспомогательные пласты прерывисты по латерали в масштабе от десятков до сотен метров.

Использование термина «кумулятивный» иногда обсуждается, когда речь идет о слоях хромита, обнаруженных в стратиформных месторождениях. Утверждается, что субсолидусные преобразования могли повлиять на окончательную текстуру породы, так что термин «кумулятивный» неточен. Признанная роль метасоматоза в изменении хромовой руды поддерживает эту критику. Однако префикс «мета» будет рассматриваться в этой модели как имплицитный.

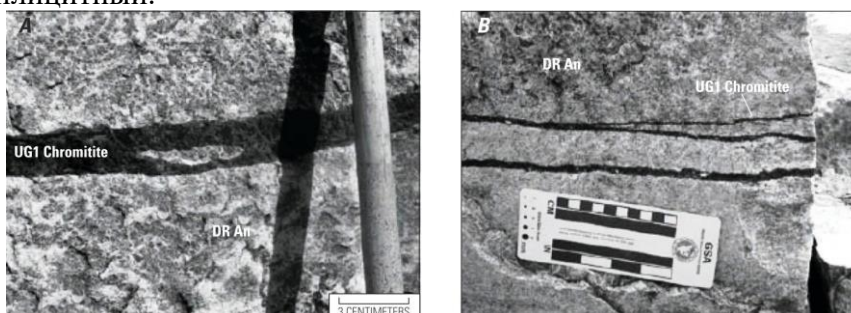


Рис. 32. Фотографии хромитовых пластов комплекса Бушвелд. А, пласт хромита UG1, содержащий ксенолит анортозита

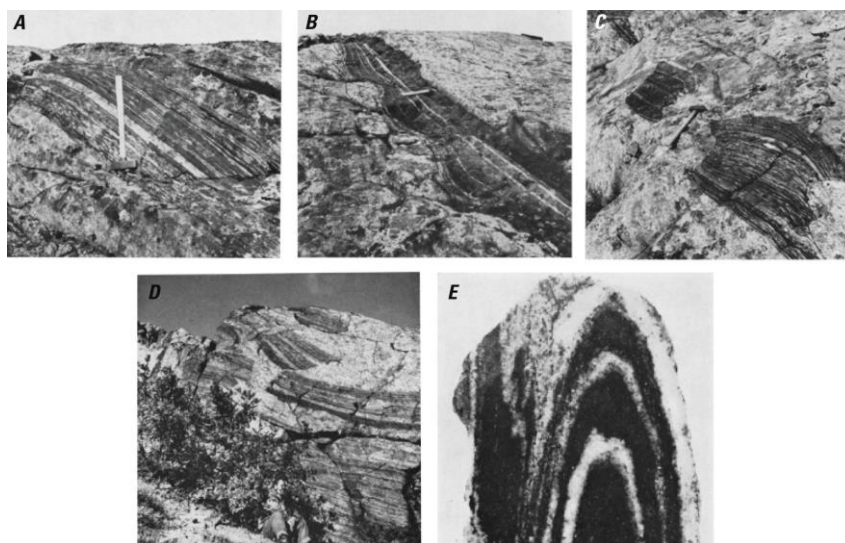


Рис. 33. Выходы на поверхность хромитового горизонта в анортозитовом комплексе Фискенесет. А — чередующиеся слои хромита и анортозита В - бассейноподобные структуры. С - реликты будинажа. D - разрушенный горизонт хромита в анортозитах. Е — хромит с мелкой складкой (диаметром 4,5 см),

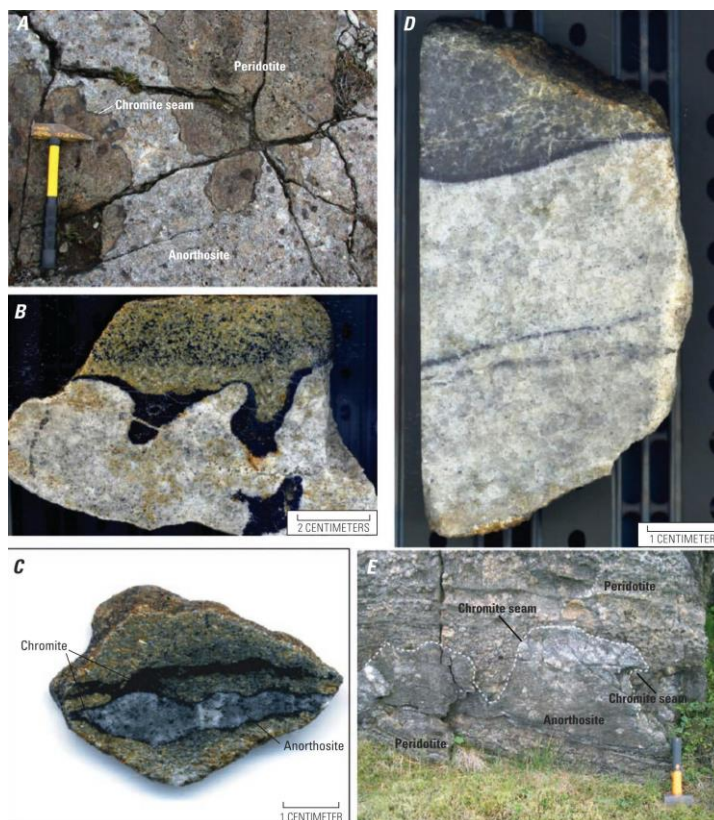


Рис. 34. Фотографии хромитонесущих слоев Rum Intrusion. А - Полевое фото в плане границы пачки 7 (анортозит) и пачки 8 (перидотит). Основной хромитонесущий пласт проходит по краям ямчатого перидотита. ~ 30 см. В — полированный образец границы пачки 7–8, иллюстрирующий «конусообразную структуру», в основном пласте. С - образец перидотита на границе пачки 7–8, показывающий линзу анортозита, окруженную хромитом. D — типичная литологическая взаимосвязь между перидотитом и нижележащим анортозитом с хромитосодержащим пластом на границе (пачка 11–12). E — волнообразная граница перидотита и анортозита в пачке 11–12

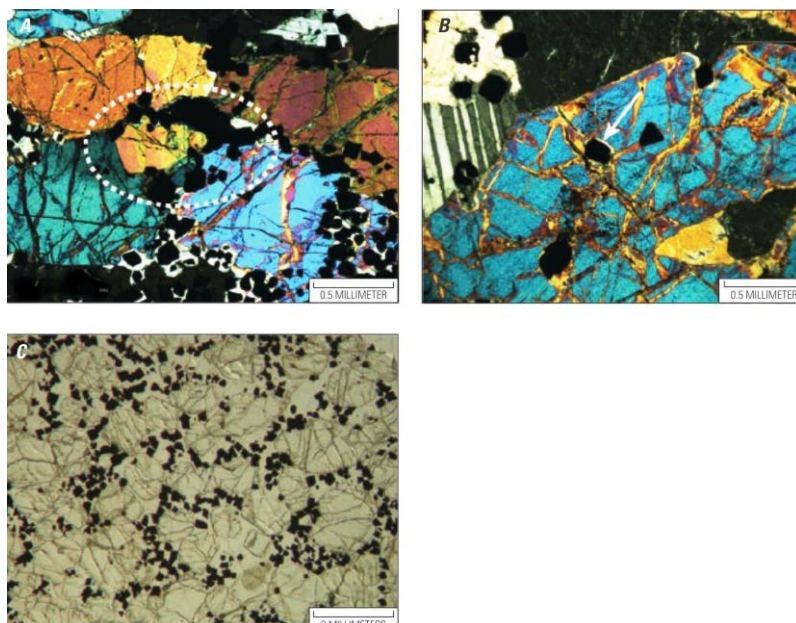


Рис. 35. Микрофотографии хромитов Rum Intrusion. А — кристаллы оливина в прямом контакте с хромитом над хромитосодержащим пластом пачки 7–8. Хромит концентрируется на тройных стыках и вокруг границ зерен (обведено белым). В — кристаллы кучевого оливина, расположенные в перидотитах пачки 12 и содержащие хромит. Тонкие каймы плагиоклаза окружают хромит (белая стрелка). С - Пример хромита с «цепочечной текстурой», где хромит концентрируется вокруг краев зерен оливина.

Типичные зерна хромита могут иметь диаметр от нескольких десятков микрон (Kemi intrusion) до нескольких сантиметров (Campo Formoso), при этом средний размер составляет

~0,1 мм. Средний размер зерен хромита UG1 и UG2 в Бушвельдском комплексе составляет ~0,1 мм. Основной слой хромита на контакте пачки 7 и 8 в ELS Rum Intrusion также состоит из дискретных идиоморфных или субидиоморфных зерен хромита, которые обычно имеют диаметр 0,1 мм. Гранулометрический состав однороден во всех пластах массивных хромитов.

7. Минералогия вмещающих пород.

Преобладающим минералогическим составом стратиформной хромитовой жилы является оливин ± ортопироксен ± клинопироксен ± плагиоклаз (табл. 9). Рутил и ильменит также встречаются на нескольких месторождениях. Во многих случаях первичные силикаты превратились в серпентин, хлорит и тальк. Другие фазы изменения включают магнетит, каммерерит, уваровит, роговую обманку и карбонатные минералы - кальцит и доломит.

Оливинсодержащие слои в пределах хромитовой зоны Stillwater Complex содержат, помимо хромита, интеркумулусный бронзит и незначительное количество клинопироксена. В массивных богатых хромитом слоях кучевые минералы включают в основном клинопироксен и незначительное количество плагиоклаза. Посткумулусные кристаллы бронзита в хромитсодержащих пластах комплекса содержат много зерен оливина, что придает зернам сетчатый вид. Однако в некоторых местах бронзит встречается как в виде типичных кучевых кристаллов, так и в виде посткумулятивных ойкокристаллов.

Хромит в LG6 в нижней критической зоне восточного комплекса Бушвельд составляет 97 процентов породы, а остальные 3 процента состоят из ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза и других второстепенных акцессорных минералов, таких как биотит, сульфиды, кварц, тальк, хлорит и карбонаты. В нижних пластах MG Нижней критической зоны в восточной части Бушвельда хромит составляет от 70 до 88 процентов породы, плагиоклаз и ортопироксен составляют основную минералогию пустой породы. Акцессорные минералы включают биотит, хлорит, флогопит, кварц, тальк и карбонаты. Слои хромита Верхней критической зоны, вмещающие пласты MG3, MG4, UG1 и UG2, содержат больше пустой породы полевого шпата, чем нижняя критическая зона, а также содержат незначительное количество ортопироксена. В комплексе Бушвельд хромититовые пласты UG содержат силикатные фазы, которые составляют от 35 до 40 об.% модальной минералогии. Минералы изменений в этих пластах включают амфибол, хлорит, клинозоизит-эпидот, тальк, серпентин, кварц и карбонаты. Хотя эти вторичные минералы встречаются в обоих хромититовых пластах UG, их гораздо больше в хромититовом пласте UG2, включающем до ~50 об.% силикатных минералов.

Таблица 9. Минералогическое сравнение месторождений стратиформных хромитов

Deposits	Chromitite mineral assemblage	Gangue minerals	Major base metal sulfides	Minor base metal sulfides	Platinum group minerals	Producing metals	Occurring metals
Bushveld Complex (South Africa)	chr + ol + plag + opx + cpx + phl	opx, plag, mic, cpx, ol	po, cp, pn, py	gn, cub, sph	lrt, spe, coo, brg, i, mer, iso, ele, al	Pt, Pd, Cr, Fe, V	Au, Ag, Cu, Ni, Co, S, Ti, Rh, Ru
Stillwater Complex (Montana, USA)	chr + lrt + ol + opx ± plag ± phl	ol, opx, cpx, plag	po, cp, pn	py, ml, cub, vi, mon, kot, coo, brg, mo	lrt, mon, spe, coo, brg, vsk, kot, mer, stw, paa, sbp	Pt, Pd, Cu, Ni, Cr	Ru, Os, Ir, Au, Rh
Great Dyke (Zimbabwe)	chr ± lrt ± mgs ± tlc ± ol ± opx	opx, cpx, ol, plag	po, pn, cp, py	gn, bn, apy	spe, ele, brg, coo, lrt, mon, msl, mich, kot, pol, hgw	Pt, Pd, Cr	Cu, Ni, Au, Rh
Muskox intrusion (Canada)	chr + cpx + opx + plag + ser ± cpy ± mt ± bt ± po ± pn ± ol	cpx, opx, plag, ol	po, pn, cub, cp, py	gn, sph			Pt, Pd, Cu, Ni, Cr, Fe
Kemi intrusion (Canada)	chr + ol ± opx ± cpx ± amp ± plag ± ml	ol, opx, cpx, carb, chl, tlc, srp	po, pn, cp	gn, sph	lrt	Cr	Pt, Pd
Rum intrusion (Scotland)	chr + plag ± ol ± cpx ± sulfides		cp, po, pn	cc, bn	Pd-Cu al, Fe-Pt al, Pt-Cu al, Pt-Ir al, lrt, Pd-Pt tlr, Pd-Pt bis, Pd-Sb ars, i, spe, pl, mich		Cr
Campo Formoso Complex (Brazil)	chr + Cr-clc ± tlc ± carb	Cr-clc, tlc, carb	pn	gn, ml, hz, py, cp, bn, pd, vi	lrt, erl, Os-Ir-Ru al, i, hgw, ras, sud not significant	Cr	Cr
Ipuera-Medrado Sill (Brazil)	chr + opx ± rt ± ol	srp, chl, tlc, carb, opx, ol, rt	no major occurrences				Cr
Burakovsky intrusion (Russia)	chr + ol + cpx ± opx ± plag ± phl ± amp ± sulfides	ol	py, pn, cp, po	cub, ml, bn	lrt, erl, Os- Ir- Rh- sulfides, mon, mer, fr, sob, kot, spe, brg, mich, ele, gev, mln, ngg, pl, hgw, I, coo		Cr, Ni, Ti, V, PGE
Niquelândia Complex (Brazil)	chr + ol ± opx ± amp ± sulfides	ol, opx, amp, kln, smc, hem, goe, amorphous Fe-hydroxides, amorphous silica	cp, pn	ml, hz, sph, mo, ac, bta	lrt, erl, i, Os-Ir al, Pt-Fe al		Ni, Cr, Pt, Pd, Rh, Ru, Au, Ag
Bird River Sill (Canada)	chr + ol + numerous inclusions		po, pn, cp, py	sph, vi, br, smt	lrt, rti, PGE alloys		Cr, Ni, Cu, Pt, Pd, Ag, Au

Сокращения минералов: ак, акантит; алюминий, сплавы; амт, амфибол; апи — арсеницит; арсениды, арсениды; бис, висмутиды; бп, борнит; бр, бравоит; брг — брагит; бт — биотит; бта, брайтлаунит; углеводы, карбонаты; сс, халькозин; хл, хлорит; хр, хромит; ку, куперит; ср, халькопирит; срх, клинопироксен; Cr-clc, хромовый клиноклор; детеныши, кубанит; эле, электрум; эрл, эрлихманит; фр, фродит; гэв, геверсит; гп, галенит, гоу, гетит; кайма, гематит; hgw, холлингвотит; hz, хизлевудит; я, ирарсит; iso, изоферроплатина; клн — каолинит; кот, котульскит; лрт, лаурит; мер, меренский; мсг, магнезит; микрофон, слюда; мич — михенерит; мл, миллерит; млн, маланит; мо, молибденит; мон, мончетит; мсл, масловит; мт, магнетит; нгг, нигглиит; ол, оливин; орх, ортопироксен; пaa, палладоарсенид; pd, полидимит; phl, флогопит; pl — платарсит; plag, плагиоклаз; пн — пентландит; ПО, пирротин; пол, полярит; пирит; рас — руарсит; рт, рутил; rti, рутениридосмин; sbr — стибнопалладинит; сер, серицит; сиг, сигенит; смк, смектит; смт, кузнец; соб, собольевскит; spe, сперрилит; sph — сфалерит; срп, серпантин; stw, стиллуотерит; суд, саобуриит; ТСХ, тальк; tlr, теллуриды; vi — виоларит; вск, выотскит. Ag, серебро; Au, золото; Co, кобальт; Cr, хром; Cu, медь; Fe, железо; Ir, иридий; Ni, никель; Os, осмий; Pd, палладий; Pt, платина; Rh, родий; Ru, рутений; S, сера; Ti, титан; V, ванадий.

Кристаллы клинопироксена и ортопироксена в Бураковской интрузии также встречаются в виде кумулятивных фаз внутри интеркумулусного матрикса, имеют субидиоморфную или идиоморфную форму и содержат кажущиеся параллельными ламеллы распада шириной от 10 до 20 мм.

В Ipuera-Medrado Sill основным минералом пустой породы также является ортопироксен, который обычно превращается в серпентин, хлорит, тальк и незначительное количество карбоната. Первичные магматические кристаллы ортопироксена в массивных хромититах Силла Ипуэйра-Медрадо представляют собой пойкилитовые ойкокристаллы диаметром до 1,5 см, которые заключают в себе десятки мелких кристаллов хромита (0,1–0,2 мм) (рис. 34Н). Эти ойкокристаллы ортопироксена также окружены массивными полосами более крупных отожженных кристаллов хромита размером от 0,5 до 0,8 мм. Кристаллы ортопироксена сохранились только на участках серпентинизации в основном слое хромитита.

В Campo Formoso Complex зоны хромита претерпели несколько эпизодов метаморфизма, так что хромовый хлорокислород является основным минералом пустой породы. Однако в минералогическом составе пустой породы также присутствуют подчиненные количества лизардита, хризотила, магнетита, хлорита, антигорита, магнезита, талька, доломита, кальцита и кварца. Монацит, апатит, галенит, висмутинит, сурьма и неизвестные соединения Pb-Sb были идентифицированы в образцах хромита и, возможно, также были добавлены метасоматически.

Примерно от 5 до 10 процентов минералов пустой породы в Kemi intrusion составляют карбонаты, при этом наиболее распространенной идентифицированной разновидностью является доломит. Кроме того, тальк и хлорит в составе хромитовой руды. Магнетит и хлорит - другие распространенные минералы пустой породы, встречающиеся в Кемии, причем хлорит часто принимает форму хромсодержащего минерала каммерерита. Более

редкий минерал уваровит, хромосиликат, встречается местами в виде жильного минерала и обычно находится вблизи верхнего контакта рудного тела.

Роговая обманка является преобладающим силикатным минералом в Fiskeneset anorthosite complex и обычно связана с небольшим количеством биотита. Размеры зерен роговой обманки и биотита аналогичны размерам зерен хромита, хотя хромит местами залегает в более крупнозернистой матрице, так что текстура описывается как псевдопойкилитовая. Зерна пироксена встречаются лишь в нескольких местах, а по разломам и зонам расланцевания встречаются реликты роговой обманки. Остальная матрица состоит из хлорита и фуксита, оба из которых имеют слегка измененные границы зерен хромита и придают породам темно-зеленый цвет. Там, где встречается плагиоклаз, минерал имеет одинаковые размеры и обычно составляет от 2 мм до 2 см в диаметре.

Магнетит также является важным минералом пустой породы, хотя в некоторых месторождениях он может присутствовать лишь в незначительных количествах. В виде включений магнетит может быть правильной и округлой формы, размером от нескольких микрон до 0,015 мм, например, в комплексе Фискенесет. Магнетит часто широко распространен в зернах хромита, причем мельчайшие зерна магнетита расположены вдоль кристаллографических направлений. В целом размер включений магнетита уменьшается от центра к внешним краям хромита.

Минералы пустой породы обычно встречаются в виде интеркумулусных зерен, хотя могут встречаться и в виде ойкокристаллов в пойкилитовых структурах (табл. 9). Посткумулусные кристаллы бронзита в богатых хромитом пластах комплекса Стилутер, например, заключают в себе много зерен оливина, что придает оливинам сетчатый вид. Однако бронзит может встречаться как в виде типичных кучевых кристаллов, так и в виде посткумулусных ойкокристаллов.

8. Геохимические характеристики.

8.1. Основные и микроэлементы.

Хромититы из слоистых основных-ультраосновных магматических интрузий содержат высокие уровни хрома и демонстрируют сильные ассоциации с ЭПГ. Породы также характеризуются аномально высоким содержанием магния (Mg) и низким составом натрия (Na), калия (K) и фосфора (P). Изменения в общем составе связаны с конкуренцией между хромитом и ортопироксеном за алюминий (Al), железо (Fe) и Mg во время соосаждения и субсолидусного переуравновешивания.

В частности, существует обратная зависимость между Fe^{2+} и Mg^{2+} в хромите. Отношение $Mg \# [Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})]$ или Mg обычно уменьшается стратиграфически вверх в большинстве стратиформных хромитовых комплексов из-за уменьшения доступности Mg^{2+} в остаточной фракции расплава. В результате Mg # часто используется для обозначения степени фракционирования кристаллов. Колебания температуры, давления или эффективного fO_2 или сокристаллизация Fe-Mg силикатных минеральных фаз также могут вызывать циклические колебания отношения Mg. Кроме того, максимальные отношения Cr/Fe обычно уменьшаются со стратиграфической высотой последовательных слоев, тогда как Fe, титан (Ti) и ванадий (V) увеличиваются.

Алюминий является важным геохимическим параметром, так как он свободно замещает хром в структуре шпинели, так что наблюдается небольшое увеличение отношения хрома $[Cr^{3+}/(Cr^{3+} + Al^{3+} + Fe^{3+})]$ или Cr # через послонная последовательность. Это явление обычно связывают с обеднением Cr во фракции расплава. Однако, если кристаллизуются силикатные фазы алюминиевых разностей, использование соотношения хрома нецелесообразно, поскольку Al^{3+} будет преимущественно разделяться на силикаты алюминиевых сплавов. Исследования выявили возможность использования Cr # в качестве петрогенетического индикатора. Они обнаружили, что отношение $Cr > 0,70$ указывает на то, что отложения образовались в обстановке, связанной с дугой, тогда как значение от 0,30 до 0,70 предполагает происхождение срединно-океанических хребтов.

Марганец (Mn) также может войти в кристаллическую решетку хромита, но если присутствует оливин, Mn в основном разделится на оливин из-за его большого ионного радиуса. Хотя содержание Mn в хромите может сильно варьироваться, обычно оно остается в пределах от 0,15 до 0,25 катионных единиц. Наряду с магниальностью содержание марганца в пластообразных хромитовых месторождениях уменьшается вверх по расслоенной толще. И никель (Ni), и кобальт (Co) ведут себя аналогично Mn в том, что они имеют большие ионные радиусы и низкие концентрации. Цинк (Zn) также может замещать хромитовую решетку.

Краткая сводка основных и микроэлементных характеристик важных слоистых месторождений хромита включена в таблицу 10.

Таблица 10. Геохимические признаки отдельных месторождений стратиформных хромитов.

Deposits	Bushveld Complex (South Africa)	Stillwater Complex (Montana, USA)	Great Dyke (Zimbabwe)	Muskox intrusion (Canada)	Burakovsky intrusion (Canada)	Kemi intrusion (Finland)	Rum intrusion (Scotland)	Niquelandia complex (Brazil)	Campo Formoso Complex (Brazil)	Ipueira-Medrado Sill (Brazil)	Fiskenaeset anorthosite complex (Greenland)	Bird River Sill (Canada)
Cr/Fe	0.95–3.0	1.0–2.1	2.1–3.9	1.2 max	0.67–0.80	2.6 max, 1.53 avg			1.26–2.43	1.11–2.64		1.0–1.5
Cr/(Cr+Al)	0.60–0.75	0.60–0.66	0.70–0.80	0.681 avg		0.60–0.97; mostly 0.6–0.7			0.59–0.77	0.48–0.63		0.57–0.64; 0.57–0.69
Ore Cr ₂ O ₃ (wt%)	40–50	35–47	40		49–52	26.6	21–45	35.99–46.12	30–57	30–40	34.48	
Al ₂ O ₃ (wt%)			9.96–10.09				10–40	20.96–28.98	10.64–20.46		24.02	
MgO (wt%)			12.17–12.32				5–15	11.08–15.75	2.97–14.58		6.20	
Mg _{chl} #	0.24–0.58	0.39–0.57	0.36–0.67	0.338 avg		0.01–0.54	0.55–0.70		0.24–0.43	0.40–0.61		0.13–0.43; 0.08–0.44
Mg _{opx} #	30–89	60–85	48–91	0.74–0.86		0.83						
FeO (wt%)			14.41–14.82								25.23	
Fe ₂ O ₃ (wt%)			0.98–3.73								6.48	
FeO _{tot} (wt%)					24			14.83–22.20	14.22–36.12			
TiO ₂ (wt%)	0.65–1.8		0.27–0.33		1.2–1.4			0.19–0.52	0.13–0.452		0.44	
V ₂ O ₅											0.27	
PGE conc.	5.67 g/t	24.91 g/t	5.42g/t						<1 g/t			
Ore Pt/Pd	variable, typically ≥1	0.35	1.65	0.28		~1			<1	>1		<1
Cu (wt%)	0.06	0.02	0.14	0.32					Cu/Ni <1	Cu/Ni <1		
Ni (wt%)	0.13	0.05	0.21	0.25	up to 0.33	0.10–0.14						630–1,030 ppm
MnO (wt%)						0.3–0.6					0.28	
ZnO (wt%)						3.4						

Комплекс Бушвельд. Количество общего Cr в хромитовых слоях и пироксенах критической зоны в восточном Бушвельде колеблется от 6000 до 13000 частей на миллион (ppm). Хромитовый слой LG6 имеет содержание Cr₂O₃ от 46 до 48 мас.% при соотношении Cr/Fe от 1,56 до 1,6. Сообщается о значениях Cr/Fe, где отношение включает общее количество Fe, для хромитового слоя LG6 между 1,52 и 1,61, но значения Cr/Fe падают ниже 1,42 в ортопироксенитовом подошве и висячем крыле. Хромит, добываемый в районе Нитвердинда, в 60 км к северу от Зееруста, является более тугоплавким, с содержанием Cr₂O₃ от 47,6 до 51,7 мас.% и отношением Cr/Fe от 1,88 до 2,06.

В целом содержание хрома Нижней критической зоны снижается между нижними и верхними слоями, в то время как Al вначале увеличивается в этом разрезе, а затем остается постоянным с появлением плагиоклаза. Содержание TiO₂ неравномерно возрастает от 0,65 мас. % в основании нижней критической зоны до 1,8 мас. % на более высоких уровнях без видимых закономерностей на профиле. Пласты хромита MG, мощность которых достаточна для добычи, имеют содержание Cr₂O₃ от 44 до 46 мас.% и отношение Cr/Fe от 1,35 до 1,50. Высокие отношения Cr/Fe (от 2,13 до 2,83) в хромитовых слоях верхней и нижней критической зоны обнаружены в районе Грасвалли к югу от Потгитерруса.

Зерна хромита из слоев критической зоны содержат самые высокие составы ЭПГ (от 717 до 945 частей на миллиард (ppb) общего количества ЭПГ), тогда как хромит из соседних слоев хромитоносных ортопироксенитов имеет более низкие значения (304 части на миллиард общего количества ЭПГ). На руднике Юнион-Секция, в северном крыле западного сектора комплекса Бушвельд, средние содержания Cr₂O₃ составляют 42,4–44,3 мас.% для пачки UG1, 37,2–43,8 мас.% для UG2 и <41,3 мас.% для пачки UG1. Среднее содержание хрома UG2 составляет 43,5 мас.% Cr₂O₃, при этом отношение Cr/Fe варьируется от 1,26 до 1,4. Существует обратная корреляция на рифе Меренского в Виннааршуке в восточной части

Бушвельда между отношением Cr/Fe и отношением низкотемпературных (Pt+Pd+Rh) к высокотемпературным (Ru+Os+ Ir) ЭПГ внутри слоев. Последовательные слои хромита обнаруживают отношения Cr/Fe, которые стратиграфически снижаются вверх от 2,2 до 1,3. Однако хромит, полученный в качестве побочного продукта при добыче ЭПГ на UG2, в настоящее время не имеет рынка сбыта, несмотря на то, что UG2 является крупнейшим в мире ресурсом ЭПГ.

Комплекс Стилуотер. Самые высокие концентрации хромита встречаются в перидотитовой пачке каждой циклической единицы в пределах ультраосновной серии комплекса Стилуотер. В пределах богатых хромитами зон перидотитовой пачки содержание хромита сильно коррелирует с его стратиграфическим положением, при этом Cr обычно выше в основании каждого массивного хромитоносного слоя и уменьшается вверх. В целом значения Cr₂O₃ варьирует от 35 до 47 мас.%, а соотношение Cr/Fe колеблется от 1,0 до 2,1. Существует корреляция между уменьшением $Fe^{+3}/(Cr+Al+Fe^{+3})$ и $Fe^{+2}/(Mg+Fe^{+2})$ в H-хромитоносном пласте с увеличением объемного процента сульфидных минералов (рис. 36). Первичные составы хромитов сохранились в массивных хромитоносных пластах, но во вкрапленных хромитах произошел субсолидусный обмен с силикатами. Небольшие количества хромита также присутствуют в гарцбургитах, бронзититах и оливинсодержащих породах рифа J-M. Однако хромиты более богаты железом в рифе JM, чем в ультраосновной серии.

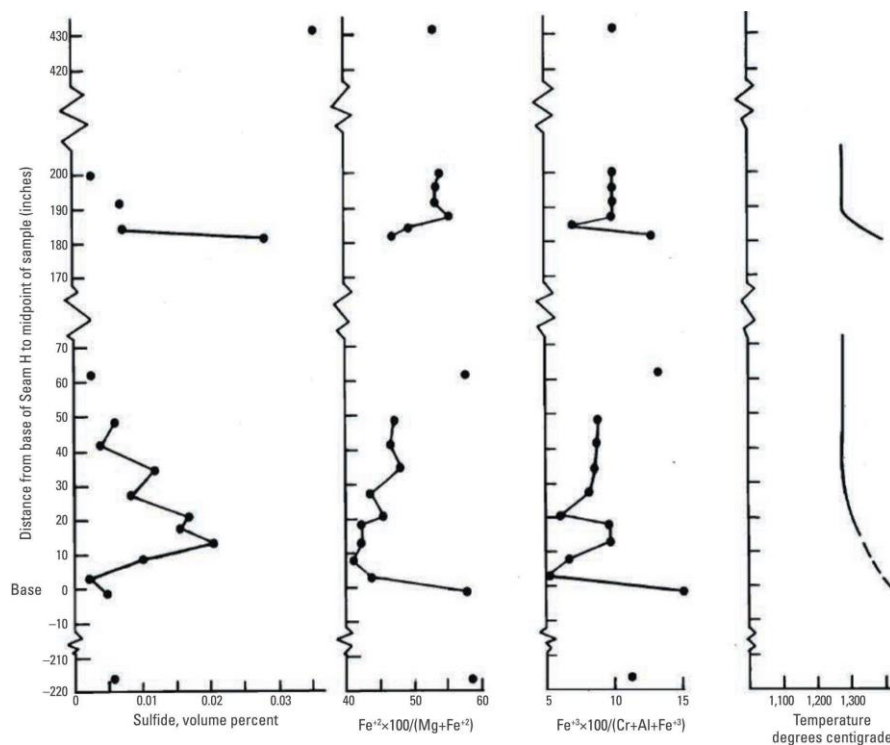


Рис. 36. Графики, иллюстрирующие изменение объемного процента сульфидов при уменьшении $Fe^{+3}/(Cr+Al+Fe^{+3})$ и $Fe^{+2}/(Mg+Fe^{+2})$ в H-хромитоносном пласте.

Великая Дайка. Хромитовая руда содержит 40 мас.% Cr₂O₃ и характеризуется отношением Cr/Fe от 2,1 до 3,9. В подкамере Дарвендейл хромит в хромититовых пластах ультраосновной толщи показывает тенденцию к увеличению содержания MgO и Cr₂O₃ со стратиграфической высотой. Расколотые зерна хромита незначительно отличаются по составу от первичных идиоморфных кристаллов хромита. Например, нерасщепленный хромит содержит 57,40 мас.% Cr₂O₃, тогда как расщепленный хромитит содержит 60,16 мас.% Cr₂O₃. Незначительные различия также наблюдаются в содержании TiO₂ (0,33% по массе против 0,27% по массе), Al₂O₃ (10,09% по массе по сравнению с 9,96% по массе), FeO (14,82% по массе по сравнению с 14,41% по массе) и MgO (12,17% по массе по сравнению с 12,32% по массе). Соотношение Cr/Fe также заметно отличается. Для нерасщепленного хромита отношение Cr/Fe составляет 2,78, тогда как у расколотого хромита отношение Cr/Fe

равно 3,46. Однако наиболее заметная разница между двумя типами хромитов проявляется в содержании Fe_2O_3 : хромититы без сдвига составляют 3,73 мас.%, а хромититы со сдвигом - 0,98 мас.%.

В интрузии Маскокк хромит содержит от 35 до 44 мас.% Cr_2O_3 , а отношение Cr/Fe колеблется от 0,9 до 1,2. Содержание Mg # и совместимых элементов, таких как Cr и Ni , постепенно увеличивается вверх в нижних 100 м интрузии (Mg #: от 64,9 до 85,5 ppm Cr : от 15,3 до 4 843 ppm, Ni : от 5,71 до 3 338 ppm). Кроме того, на стыке основного хромитового горизонта с породами кровли происходит резкое уменьшение содержания MgO и увеличение содержания SiO_2 . Профили редкоземельных элементов (РЗЭ) сильно различаются в пределах интрузии, при этом концентрации в ультраосновных породах ниже по сравнению с гранофировой кровлей и габброноритовыми и пикритовыми породами краевой зоны (рис. 37). В основном слое хромита наблюдаются аномалии титана из-за присутствия богатого титаном хромита, а также аномалии ниобия (Nb), тантала (Ta) и свинца (Pb). В отличие от хромитовых тел в других крупных расслоенных основных-ультраосновных интрузиях повышенное содержание Ti (до 0,86 мас.% TiO_2) в хромитах Маскокк коррелирует с большее содержание Fe^{3+} , а также более высокое отношение $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$. Эта разница может быть связана с образованием хромита выше в стратиграфическом разрезе, чем где-либо еще. Кроме того, содержание более сидерофильных элементов, таких как Re , Pt и Os , сильно варьирует в основных и ультраосновных породах ($\text{Re} = 0,02\text{--}105$ ppb; $\text{Pt} = 0,23\text{--}115$ ppb; $\text{Os} = \text{от } 0,02 \text{ до } >200$ ppb).

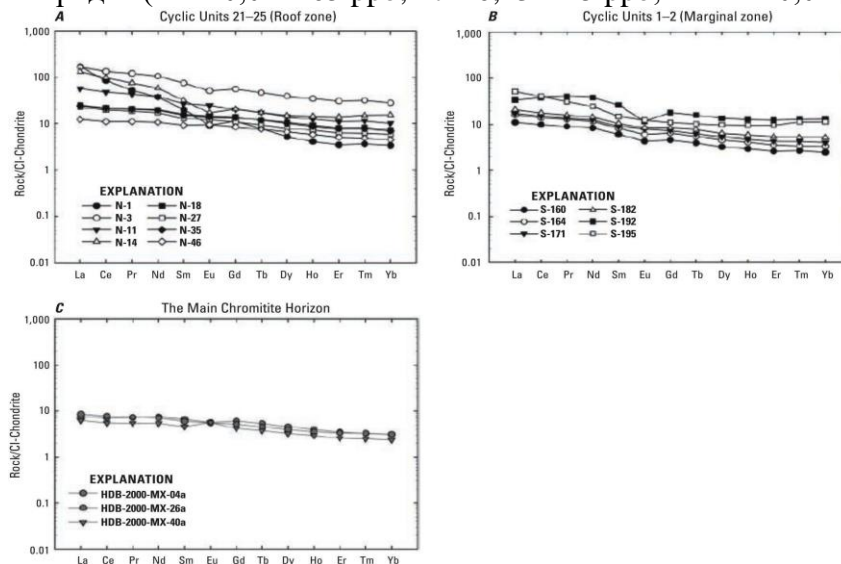


Рисунок 37. Профили редкоземельных элементов для пород А - кровли; Б — окраинные породы; С — основного хромитовый горизонт.

Кеми Вторжение. Доля хромита в хромититовых пластах Кеминской интрузии изменяется неравномерно от 50 до 88% по модулю, тогда как содержание хрома в среднем составляет 34%. Хотя отношения Cr/Fe в хромите обычно составляют около 1,5, зерна хромита имеют отношения $\text{Cr}/\text{Fe} > 2$. Из-за метаморфизма зерна хромита часто изменены по краям, что свидетельствует о резком падении Al от ядра зерна к краям. Падение содержания Al соответствует замещению трехвалентным железом. Однако содержание Cr существенно не уменьшается в направлении наружу, что делает состав Cr довольно постоянным. Разница в содержании Cr_2O_3 между сердцевинной и внешней каймой составляет всего 3,5 мас.% по сравнению с уменьшением содержания Al на 16 мас.%. Содержание Mg , как и Al , также резко снижается от ядра к краю. Содержание никеля, однако, увеличивается к краю, вероятно, из-за поглощения никеля хромитом из окружающей основной магмы во время гидротермальных изменений. Содержание MnO в хромитах Кеми постоянно и колеблется от 0,3 до 0,6 мас. %, за исключением одного богатого хромом слоя ниже основного хромититового пласта, содержание которого превышает 2 мас. %. Зерна хромита из ультраосновных пород на базальном контакте интрузии имеют аномально высокое

содержание ZnO, в среднем 3,4 мас.%, по сравнению с обычным ~0,11 мас.% ZnO в хромитах в других частях интрузии. Самые высокие значения Cr встречаются в основном пласте хромита с уменьшением концентрации в вышележащих стратиграфических слоях. Концентрации Fe⁺³, Ti и V увеличиваются от основного gkfcnf вверх: Fe⁺³ увеличивается с 3,926 до 7,190 г/т; Ti от 0,078 до 0,851 ppm; и V от 0,023 до 0,119 ppm.

Рум интрузия. Состав хромитов variabelen. Содержание MgO в хромите в основных хромитовых пластах колеблется от 5 до 15 процентов, Al₂O₃ от 10 до 40 процентов и Cr₂O₃ от 21 до 45 процентов. Хромиты из вспомогательных пластов богаты Mg и Al, тогда как вкрапленные хромиты в соседних анортозитах и троктолитах богаты Fe и Cr. Mg # s для зерен хромита во вспомогательном пласте колеблется примерно от 0,55 до 0,70 и от 0,15 до 0,35 для анортозита и троктолита. Соответствующие значения Cr # колеблются от 0,3 до 0,5 во второстепенных пластах хромитита и от 0,5 до 0,9 в анортозитах и троктолитах. Что касается Fe₂O₃, результаты электронного микронзонда показывают, что содержание трехвалентного железа в хромитах во вспомогательных пластах ниже, чем в хромитах вне пластов. Соответственно содержание Ni уменьшается в зернах хромита вне пласта по сравнению с зернами внутри пласта.

8.2. Геохимия стабильных изотопов

Кислород. В слоистых основных интрузиях изотопы кислорода обычно используются для определения исходных источников магмы и степени загрязнения земной коры. Изотопы кислорода редко используются в качестве геотермометра. В то время как в большинстве исследований изотопов кислорода хромит не анализировался, обзор изотопов кислорода для других минералов из крупных слоистых стратиформных комплексов может обеспечить более полное понимание процессов, вовлеченных в образование комплексов, и, возможно, пролить свет на механизмы, связанные с расслоением. То же самое можно сказать и об анализе целых пород.

Прогрессивные восходящие вариации по всей основной интрузии были интерпретированы как указывающие на фракционирование кристаллов и (или) гидротермальные изменения во время охлаждения. Из-за температурно-зависимого фракционирования кислорода изотопное равновесие должно быть подтверждено для поддержки интерпретации магматических условий. На него указывают почти постоянные различия в промилле между минеральными фазами, кристаллизующимися при магматических температурах. Если изотопное неравновесие устанавливается за пределами магматического диапазона, то это, вероятно, является результатом более позднего гидротермального изменения, так что данные нельзя интерпретировать как отслеживание различных компонентов расплава конечных членов.

Ожидается, что базальтовая магма, полученная из мантии, будет иметь значение ^{δ18}O +5,7 на мил (‰) с использованием стандартного стандарта метеорной океанской воды (SMOW). Великая Дайка имеет средние значения ^{δ18}O 6,14 ‰, 6,90 ‰ и 6,91 ‰ для ортопироксена, плагиоклаза и клинопироксена (таблица 11) соответственно. Бушвельд имеет средние минеральные значения ~7,1 ‰. Изотопное равновесие между минеральными фазами как для Великой Дайки, так и для Бушвельда предполагает, что тяжелые признаки ^{δ18}O не являются результатом гидротермальных изменений, а вместо этого являются результатом ассимиляции земной коры компонентами магмы. Был проанализирован хромит, оливин и клинопироксен из интрузии Muskoх и обнаружен диапазон от 4,25 до 7,14 ‰ (таблица 11), который охватывает диапазон того, что можно было бы ожидать от магм мантийного происхождения и предполагает локальные гидротермальные изменения и ограниченное количество загрязнения земной коры. Более тяжелые изотопные сигнатуры для многих интрузий не должны быть совершенно неожиданными, потому что экстраординарные объемы горячей основной магмы, введенные в кору, несомненно, вызовут некоторое загрязнение коры.

Таблица 11. Изотопы кислорода в некоторых пластообразных хромитовых месторождениях.

Lithology	Stratigraphic zone	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
		wr	plag	pyx	opx	cpx	ol
Bushveld Complex (South Africa)							
Pyroxenite and harzburgite	Lower Zone		7.12	6.59			6.23
Pyroxenite and norite	Critical Zone		6.88	6.32			n.d.
Norite/gabbronorite	Main Zone		7.08	6.33			n.d.
Gabbronorite and apatite diorite	Upper Zone		7.52	6.22			n.d.
Norite and pyroxenite	Marginal Zone		7.65	6.83			n.d.
Muskox intrusion (Canada)							
Chromitite	Chromite horizon						5.41
Clinopyroxenite, websterite, dunite	Cyclic units						6.07
Gabbronorite	Keel dyke						6.14
Stillwater Complex (Montana, USA)							
Peridotite	Peridotite zone		5.9 to 7.1		5.7		
Orthopyroxenite	Bronzite zone		4.8		n.d.		
Olivine-bearing troctolite	Lower Banded Series		5.1 to 6.7		5.7 to 6.0		
Gabbronorite/norite	Lower Banded Series		6.2 to 6.4		5.8 to 6.3		
Anorthosite	Middle Banded Series		7.7 to 6.0		n.d.		
Rum intrusion (Scotland)							
Peridotite		1.8 to 4.7	-2.3				
Gabbro		-2.8 to 3.4	-1.5				
Felsite		-1.8 to 6.8	n.d.				
Granophyre		-5.1 to 3.1	n.d.				
Granite		1.7 to 10	n.d.				
Great Dyke (Zimbabwe)							
Gabbro, websterite, and gabbronorite	Lower Mafic succession		6.9		6.14	6.91	

Интрузия Рум имеет значения $\delta^{18}\text{O}$ для всей породы, которые варьируются от обедненного гранофиром до $-5,1$ ‰ до обогащенного фельзитом до $+6,8$ ‰ (таблица 11). Хотя некоторые различия между образцами могут быть связаны с модальными различиями содержания минералов между проанализированными образцами пород, большой разброс в основном является функцией нагретой метеорной воды, взаимодействующей с частями охлаждающего интрузивного комплекса при различных соотношениях вода/порода.

Кислородная изотопная геотермометрия в основном используется при более низких температурах, чем те, которые характеризуют стратиформные хромитовые руды. При магматических температурах расчеты имеют большую степень неопределенности, но, тем не менее, могут использоваться для определения того, произошли ли множественные инъекции магмы при различных температурах. Например, рассчитаны изотопные температуры D18Oplag-pyx магмы Стиллуотер, используя эмпирический плагиоклаз-пироксеновый термометр, чтобы предположить, что комплекс Стиллуотер был внедрен в результате внедрения двух различных магм, каждая из которых имеет различный характер температур. Однако из-за относительно высоких температур магматических систем кислородный обмен происходит легко. Таким образом, изотопная температура представляет собой температуру закрытия вовлеченных минералов, которая зависит от таких факторов, как скорость охлаждения и размер зерна. Большие ошибки, связанные с высокотемпературной изотопной геотермометрией кислорода, снижают достоверность количественных характеристик температуры хромитового оруденения с помощью этого метода.

Сера. Хотя сульфидные минералы широко распространены в стратиформных хромитовых месторождениях, источник серы (S) не может быть одинаковым во всех месторождениях. Расчеты баланса массы с использованием общей серы показывают, что многие месторождения, содержащие большое количество сульфидных минералов, требуют добавления серы из окружающих вмещающих пород. Отношения изотопов серы [$\delta^{34}\text{S}$; $\delta^{34}\text{S} = ((^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{проба}} / (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{VCDT}}) - 1$, где VCDT – стандартный диабло-троилит Венского каньона, выраженный в промилле (‰)], которые отличаются от мантийных значений (0 ± 2 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ VCDT), вероятно, содержали коровую серу, если предположить, что локальный состав серы в коре отличается от значений исходной мантии. Однако при интерпретации архейских интрузий (например, Fiskensæset) с мантийными значениями изотопов серы возникает сложный сценарий, поскольку многие архейские вмещающие породы имеют мантийные значения ($\delta^{34}\text{S} = \sim 0$ ‰).

В таких месторождениях, как комплекс Бушвельд и Грейт-Дайк зафиксировано соотношение изотопов серы, которое предполагает преимущественно магматический источник серы для сульфидных минералов (таблица 12). Значения $\delta^{34}\text{S}$ различных фракций (<125 мм и от 125 до 250 мм) пирита, пирротина и халькопирита в Главной сульфидной зоне (МСЗ) Большой Дайки ($\delta^{34}\text{S} = 0,1-1,0$ ‰), например, согласуются с аргументом, что сульфидсодержащие слои получали серу из мантийного источника. Для исключения роли архейских осадочных сульфидов в формировании МСЗ Большой Дайки был проанализирован вторичный пирит. Ограниченный диапазон значений изотопов серы ($\delta^{34}\text{S} =$ от 0,4 до 1 ‰) для вторичного пирита в МСЗ указывает на то, что пирит образовался в восстановленном, содержащем H_2S флюиде, что согласуется с происхождением из магматического источника.

В комплексе Бушвельд исследовали взаимосвязь между пироксенитовыми породами с нижележащими метапелитовыми и метакарбонатными породами подошвы и показали, что магма Бушвельда была насыщена магматической серой: $\delta^{34}\text{S} = 1,3-3,2$ ‰ и $\Delta^{33}\text{S} = 0,11-0,21$ ‰, где $\Delta^{33}\text{S} = \delta^{33}\text{S} - 1000 \times (1 + \delta^{34}\text{S}/1000)^{0,515} - 1$, наиболее удаленные метапелитовые и метакарбонатные породы подошвы имеют высокие значения $\Delta^{33}\text{S}$, до 5,1 ‰. Между двумя концевыми элементами профиль $\Delta^{33}\text{S}$ имеет переменную гладкость (рис. 38). В результате смещение значений $\Delta^{33}\text{S}$ свидетельствует о том, что сера мигрировала посредством флюидного переноса во вмещающие породы подошвенного борта, в то время как происходила обратная диффузия изотопного индикатора S ($\delta^{34}\text{S}$), так что во время формирования рудного горизонта сера сохранилась в подошве.

Напротив, в комплексе Стиллуотер ($\delta^{34}\text{S} =$ от $-3,8$ до $7,3$ ‰) значительное количество соединений серы было получено в результате ассимиляции метасланца и метаграувакки ($\delta^{34}\text{S} =$ от 1,0 до 6,0 ‰) вмещающих пород и близлежащих железосодержащих пластов ($\delta^{34}\text{S} =$ от $-2,6$ до 0,0 ‰). Мантийная сера может быть причиной образования базальных сульфидных руд из-за того, что многие значения $\delta^{34}\text{S}$ на этом уровне близки к нулю.

Таблица 12. Изотопы серы для отдельных стратиформных хромитовых месторождений.

Deposits	Type	Lithology	Stratigraphic zone	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ VCDT)	$\Delta^{33}\text{S}$ (‰)
Bushveld Complex (South Africa)	Whole rock	Pyroxenite	Platreef	1.3 to 3.2	0.11 to 0.21
	Mineral separate (sulfide)	Pyroxenite	Platreef	2.7 to 11.4	0.03 to 0.55
	Mineral separate (sulfide)	Pyroxenite	Platreef	-0.7 to 10	
	Whole rock	Metapelite and metacarbonate	Platreef footwall	-14.5 to 29	0.03 to 5.04
Stillwater Complex (Montana, USA)	Mineral separate (sulfide)	Metashale and metagraywacke	Country rock	1.0 to 6.0	
	Mineral separate (sulfide)	Iron-formation	Iron-formation	-2.6 to 0.0	
	Mineral separate (sulfide)	Diabase, norite and massive sulfide	Associated sills and dikes	-3.8 to 2.4	
	Mineral separate (sulfide)	Pyroxenite	Basal series	-2.1 to 3.0	
	Mineral separate (sulfide)	Peridotite	Peridotite zone	-1.2 to 6.7	
	Mineral separate (sulfide)	Troctolite, anorthosite	J-M reef, Lower Banded series	-1.0 to 3.7	
	Mineral separate (disseminated sulfide)	Anorthosite and plagioclase cumulate	Picket Pin, Middle Banded series	-3.0 to 7.3	
Great Dyke (Zimbabwe)	Mineral separate (sulfide)	Orthopyroxenite	Main Sulfide Zone	0.1 to 1.0	

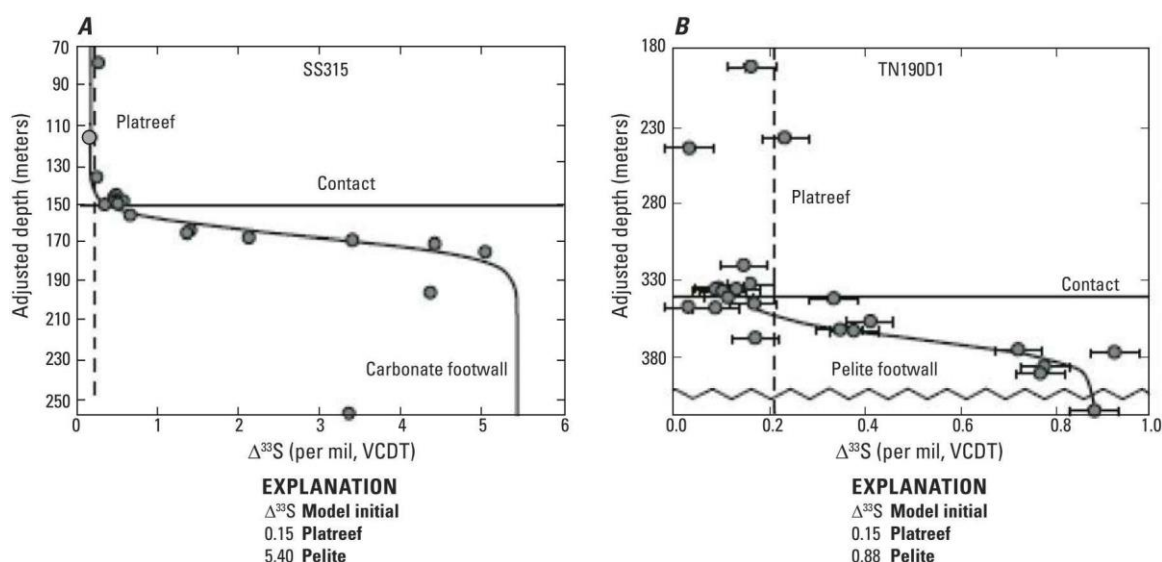


Рисунок 38. Профили $\Delta^{33}\text{S}$ для двух скважин, показывающие изотопный состав серы с глубиной.

8.3. Радиогенная изотопная геохимия

Изотопная система рубидий-стронций (*Rb-Sr*) полезна для оценки геохронологической и геохимической информации. В частности, отношения «родитель-дочерний» могут дать представление об источниках магматических пород, включая роль мантии и загрязнения земной коры. Однако изотопные исследования *Rb-Sr* редко касаются только пластов хромита, обнаруженных в слоистых стратиформных комплексах. Вместо этого основное внимание уделялось анализу всей породы и минеральным выделениям из всей слоистой интрузии. Несмотря на это, исследования *Rb-Sr* полезны для понимания этого типа месторождений, поскольку понимание процесса формирования всей интрузии может пролить свет на дальнейшее понимание формирования хромитовых пластов.

Комплекс Бушвельд демонстрирует широкий диапазон начальных отношений изотопов *Sr* (*Sr_i*) от $\sim 0,703$ в породах, граничащих с самыми нижними зонами, до $>0,709$ в основной зоне (таблица 13).

Изменения в соотношениях изотопов также могут быть отчетливыми через относительно короткие стратиграфические интервалы, предполагая, что имело место несколько эпизодов добавления магмы. Например, контрастные изотопные составы *Sr* в нижней, критической и нижней основной зонах комплекса Бушвельд, наряду с сопутствующим перемешиванием, кристаллизацией и отложением кумулятов, указывают на формирование в открытой системе, называемой «стадией интеграции». В частности, исходное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется от $\sim 0,705$ в гарцбургите Нижней зоны до $\sim 0,7064$ в ортопироксените нижней критической зоны и норите, анортозите верхней критической зоны, а затем до $\sim 0,7064$ – $0,709$ в норите и габронорите в Нижней основной зоне. Только в хромитах LG начальное отношение *Sr* в интерстициальном плагиоклазе колеблется от $0,7066$ до $0,7070$. Самое высокое начальное отношение *Sr* ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7080$) для хромитовых пластов наблюдается в пачке LG3. Кроме того, чрезвычайно резкое увеличение отношения изотопов *Sr* во всех основных слоях хромита в комплексе Бушвельд предполагает, что внедрившийся материнский расплав подвергся массивному загрязнению при контакте с кровлей камеры, что вызвало включение плавающей гранофировой жидкости, вызывая осаждение хромита.

Замкнутая система, в которой не было крупных притоков магмы, возникла в Верхней главной зоне (исходное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7084$) и Верхней зоне (исходное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7072$) и была названа «стадией дифференциации». В результате мощные слои магмы, обнаруженные на этом уровне комплекса Бушвельд, образовались в результате фракционной кристаллизации. Единственным исключением является единичная, очень крупная и последняя добавка магмы, которая произошла на уровне рядом с пироксенитовым маркером, характерным слоем ортопироксенита в относительно однородной последовательности габроноритов в основании Верхней зоны. Как и значительное увеличение содержания

($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7064\text{--}0,7086$) на базальном контакте рифа Меренского, который лежит над Критической зоной и отмечает начало Главной зоны, так и последующее резкое снижение содержания ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7073$) близко к уровню пироксенитового маркера, который представляет собой заметный слой ортопироксенита, встречающийся на границе Главной и Верхней зон или вблизи нее, что предполагает появление магмы другого состава на этом уровне.

В комплексе Стилуотер отношения Rb-Sr неоднородны, что указывает на посткристаллизационную ремобилизацию Rb и (или) Sr. В частности, исходные изотопные отношения Sr, обозначенные как eSr(2701), колеблются от +1,4 до +31,3 (табл. 13). Определили, что $^{\circ}\text{Sr}(2701)$ изменяется от $-2,0$ до $+25$. В обоих случаях диапазоны больше, чем ожидалось для однородной магматической системы.

В Великой Дайке регистрируются отношения изотопов Sr, аналогичные значениям, зарегистрированным для Стилуотера ($\sim 0,7024$) и Бушвельда ($0,703\text{--}0,708$). Однако, в отличие от комплексов Бушвельд и Стилуотер, начальные значения Sr для минералов и целых пород Большой Дайки в основном постоянны ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70327\text{--}0,72940$; табл. 13) даже для образцов, расположенных в совершенно разных частях стратиграфической колонки. В то же время исходное $^{87}\text{S}/^{86}\text{Sr}$ составляет в среднем $0,70261 \pm 4$, что указывает на то, что исходная магма была примитивной и не коровой контаминированной.

Соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Рум интрузии для пачек 8–14 Восточной расслоенной серии варьируют от $0,7034$ до $0,7065$ (табл. 13). В вышележащих полевошпатовых перидотитах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблется от $0,7049$ до $0,7053$, а в алливалите $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,706$. Вместе с изотопными данными Sm-Nd (ниже) эти наборы значений и их соответствующие положения внутри интрузии также предполагают, что Восточная слоистая серия образовалась из незагрязненных порций пикритовой магмы, которые были введены в магматический очаг, содержащий загрязненные земной корой и относительно развитые базальтовые породы.

Изотопы Sm-Nd. Из-за большей устойчивости редкоземельных элементов (РЗЭ) к метаморфическому и гидротермальному перераспределению исследования самария-неодима (Sm-Nd) могут оценить роль контаминации земной коры в формировании или изменении крупных расслоенных основных-ультрамафитовых интрузий, где обнаружены стратиформные месторождения хромитов. По этой причине исследования Sm-Nd редко касаются только пластов хромита; скорее, их основная цель - понять, как образовались большие слоистые базит-ультрамафитовые комплексы.

В системе Sm-Nd в породах нижней критической зоны комплекса Бушвельд значения хондритового однородного коллектора (CHUR) - в диапазоне от $-6,0$ до $-5,3$ и от $-7,9$ до $-6,4$ в породах Главной зоны (табл. 13). Эти данные в сочетании с более высокими отношениями несовместимых/совместимых микроэлементов, зарегистрированными в Нижней зоне и Нижней критической зоне, чем в Главной зоне, с более низкими начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, приводят к выводу, что существует более высокая степень корового загрязнения пород Главной зоны, чем Нижней и Критической зон.

В случае комплекса Стилуотер гетерогенные результаты Sm-Nd (таблица 13), позволяют предположить, что ассимиляция земной корой сыграла важную роль в формировании магмы

Доказательства коровой ассимиляции также очевидны, начиная с основного слоя хромитита силла Ипуэйра-Медрадо. Хотя изотопный состав Sm-Nd в ультраосновных породах показывает значительный разброс вокруг изохроны, существует тенденция для богатых амфиболами гарцбургитов из верхней ультраосновной пачки, которая дает начальный $^{\circ}\text{Nd} -6,5$ (среднеквадратичное значение) взвешенное отклонение [СКВО] = $0,67$ (таблица 13). Гарцбургиты, не содержащие амфиболов, имеют более высокий начальный $^{\circ}\text{Nd}$, равный $-4,7$ (СКВО = $0,25$). Как резко отрицательные начальные значения $^{\circ}\text{Nd}$, так и большое количество амфибола в некоторых породах предполагают, что магма могла подвергнуться контаминации земной коры.

Аналогично, начальный $^{\circ}\text{Nd}$ целых пород из расслоенной толщи овцебыковой интрузии составляет в среднем $-4,5 \pm 5,5$ (табл. 13). Кроме того, возраст расслоенной толщи

составляет 1400 ± 260 млн лет, тогда как возраст более древних пород кровли и краевой зоны составляет ~ 1900 млн лет. В совокупности они предполагают, что могло произойти смешение магматических и местных вмещающих пород.

В комплексе Никеландия - положительные значения ${}^{\epsilon}\text{Nd}$ (от +3,12 до +7,67, за одним исключением, где ${}^{\epsilon}\text{Nd}$ составляет -0,27) и слегка отрицательных значениях ${}^{\epsilon}\text{Sr}$ (от -27,18 до -1,81) (таблица 13) для габбро, анортозитов и амфиболиты в верхней толще. В образцах регистрируется более низкий ${}^{\epsilon}\text{Nd}$ (-0,27) и более высокий ${}^{\epsilon}\text{Sr}$, структура РЗЭ в пределах каждой единицы варьируется от обедненных легкими РЗЭ до обогащенных, что указывает на обедненный мантийный источник, смешанный с остаточным коровым компонентом. Слои ультраосновных пород и габбро в более крупной нижней толще (LS) характеризуются отрицательным ${}^{\epsilon}\text{Nd}$ (от -10,83 до -0,87 с двумя выбросами, где ${}^{\epsilon}\text{Nd} = +2,22$ и +6,48) и положительным ${}^{\epsilon}\text{Sr}$ (+26,08). до +269,40) значений. Ксенолиты коры, которых много в LS, очень высоки при ${}^{\epsilon}\text{Sr} > 300$ с отрицательными значениями ${}^{\epsilon}\text{Nd}$ при -12,5 (таблица 13). Основываясь на этих тенденциях, габброиды LS описывают массив, который указывает на то, что расплав сначала образовался из источника обедненной мантии, а затем смешался с остаточным загрязненным расплавом в нижнем слое во время кристаллизации (рис. 39, 40). Таким образом, геохимию как LS, так и US можно объяснить как результат взаимодействия одного и того же источника истощенной магмы с одним и тем же компонентом земной коры, при условии, что для двух последовательностей предполагаются разные условия окружающей среды. Кроме того, концентраты плагиоклаза и клинопироксена из нижней части восточной части комплекса Никеландия показывают ${}^{\epsilon}\text{Nd}$, равное -5,8, что также предполагает сильное загрязнение более древним коровым материалом в этой части интрузии.

Что касается интрузии Рум, то отношение ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ в породах пачек с 8 по 15 составляет в среднем 0,51281 при ~ 60 млн лет (таблица 13). В вышележащих перидотитах отношение ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ изменяется от 0,51271 до 0,51253. Алливалит имеет составы ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ в диапазоне от 0,51249 до 0,5123. Вместе с изотопными данными Sr эти значения указывают на то, что Восточная слоистая серия могла кристаллизоваться из незагрязненных порций пикритовой магмы, которые впоследствии были введены в магматический очаг, содержащий загрязненную земной корой и относительно эволюционировавшую базальтовую магму.

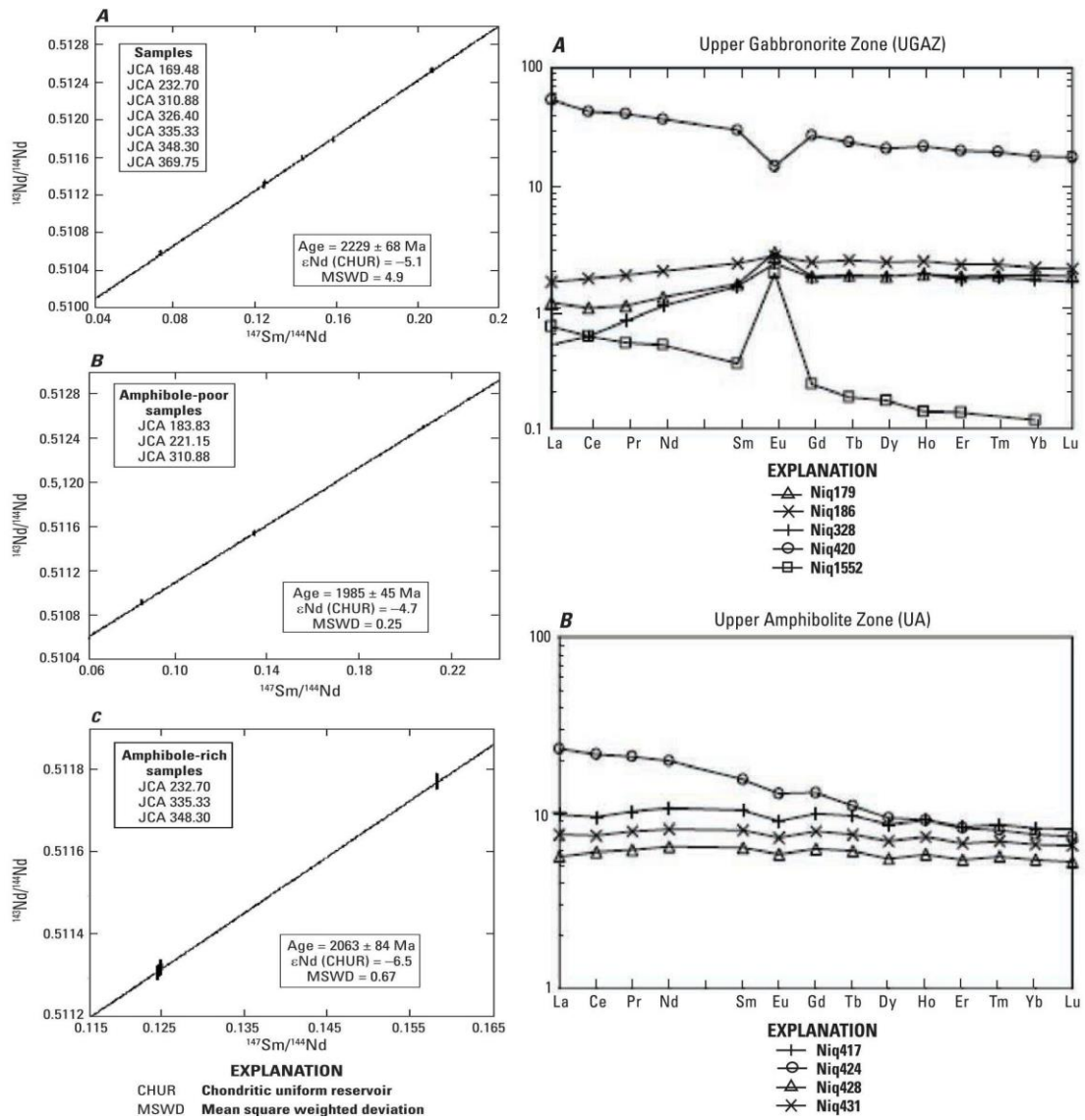


Рис. 39. Графики: 1. - Самарий-неодимовых (Sm-Nd) изохрон для образцов гарцбургита из нижней ультраосновной толщи и верхней ультраосновной толщи силла Ипуэрия-Медрадо. А - Линия наилучшего соответствия с использованием семи образцов из обоих подразделений. Б — изохрона образцов гарцбургита, не содержащих большого количества амфибола. С - Изохрона для богатых амфиболами гарцбургитов. 2. - Структуры редкоземельных элементов габбро, анортозитов и амфиболитов в образцах из верхней части комплекса Никеландия. А — В верхней габброноритовой зоне. В — в верхней амфиболитовой зоне.

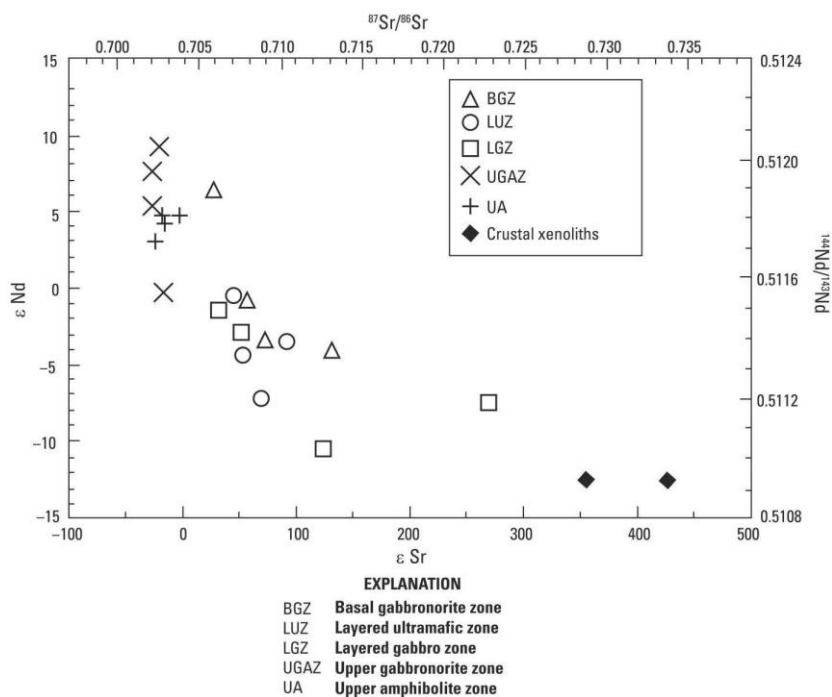


Рис. 40. Массив изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ для комплекса Никеландия. Нижняя толща пород включает габбронориты, пироксениты и перидотиты. Породы верхней толщи включают габбро, амфиболиты и анортозиты.

Изотопы Re-Os. Поскольку хромит образуется как минерал в остатках мантии, он концентрирует Os, но не Re. В результате анализ хромита с использованием изотопного анализа Re-Os оказался очень полезным для оценки геохимических характеристик исходной магмы, потенциальных источников загрязнения и гидротермальных событий, а также потенциальных механизмов, связанных с кристаллизацией хромита.

Сигнатуры радиогенных изотопов осмия из комплексов Стилутотер - значения $^{\epsilon}\text{Os}$ (где $^{\epsilon}\text{Os}$ — разница в процентах между изотопным составом Os образца и средним составом хондрита) $(t) = \{[(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}) \times t / (^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{хондра}}] - 1\}$, Бушвельда колеблется от +10 до +55 (таблица 13), тогда как для Стилутотера от +12 до +34. Значения $^{\epsilon}\text{Os}$ как в Бушвельде, так и в Стилутотере свидетельствуют об ассимиляции и смешении загрязненных корой расплавов с магмами мантийного происхождения. Кроме того, переменные соотношения радиогенных изотопов осмия в комплексе Стилутотер могут свидетельствовать об ассимиляции или смешении корового компонента с одной или двумя магмами мантийного происхождения, такими как магмы U- и A-типа. В случае двух типов магмы, магма «U» определяется как кристаллизующаяся в первую очередь оливин и ортопироксен, тогда как магма «A» более развита и первой кристаллизует плагиоклаз. Однако присутствие молибденита в G-хромитовом пласте комплекса Стилутотер предполагает, что гидротермальные флюиды мобилизовали Re и, возможно, Os вскоре после кристаллизации. Таким образом, зарегистрированная систематика Re-Os может быть объяснена исключительно гидротермальными процессами, а не ассимиляцией континентальной коры. Тогда исходные изотопные отношения осмия будут указывать на его происхождение из магмы мантийного происхождения, практически не взаимодействовавшей с континентальной корой до кристаллизации.

Супрахондритовые значения $^{\epsilon}\text{Os}$ (от 2,9 до 10,2), зарегистрированные в нижней толще 0,79 млрд лет (LS) (таблица 13) комплекса Никеландия, предполагают либо ассимиляцию пород земной коры материнской магмой, либо присутствие гидротермальных флюидов в период поздней стадии кристаллизации или постмагматического переуравновешивания. Другая возможность заключается в том, что исходная магма образовалась из обогащенного мантийного источника. Коровая ассимиляция также может быть вовлечена в формирование некоторых пластов хромита силла Ипуэйра-Медрадо в основании базального слоя. В

частности, хромиты нижней ультраосновной пачки и нижней части основного хромититового слоя имеют выделения хромитов с отрицательным $^{\delta}\text{Os}$ (от $-4,6$ до $-0,27$), тогда как верхняя ультраосновная пачка имеет хромиты с положительным $^{\delta}\text{Os}$ (от $+1,4$ до $+3,3$) (табл. 13). С другой стороны, отрицательные значения $^{\delta}\text{Os}$ могут быть получены из-за истощения континентальной литосферы, что привело бы состав магмы к субхондритовому изотопному составу Os. В «овцебыковой» интрузии наиболее радиогенные составы Os ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ до 2,93) встречаются в бронзитовых габбро краевой зоны (табл. 13), тогда как породы расслоенной серии (клинопироксениты, вебстериты, дуниты) имеют как субхондритовый характер, супрахондритные значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (от 0,1228 до 0,2539). Однако в хромитовых горизонтах фиксируется ограниченный диапазон супрахондритовых составов $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (от 0,1338 до 0,1502) (табл. 13). Кроме того, начальные изотопные составы Os ($^{\delta}\text{Os}$) перидотитов расслоенной серии супрахондритовые, хотя и с большим диапазоном от $+1,8$ до $+87,6$. Значения $^{\delta}\text{Os}$ становятся все более положительными при перемещении вверх по разрезу. Однако отрицательные значения $^{\delta}\text{Os}$, зафиксированные в краевых породах и породах кровли (табл. 13), позволяют предположить, что их неизохронность может быть следствием мобилизации Re в интрузии в ходе постмагматических гидротермальных процессов. Кроме того, эти породы демонстрируют значительный разброс на изохронной диаграмме Re-Os (рис. 41), что также может быть объяснено посткристаллизационными нарушениями, такими как гидротермальная деятельность. Кроме того, нет очевидных корреляций между Os* (содержание Os с поправкой на радиогенный рост Os) и исходным $^{\delta}\text{O}$ в интрузивной свите Мускокса.

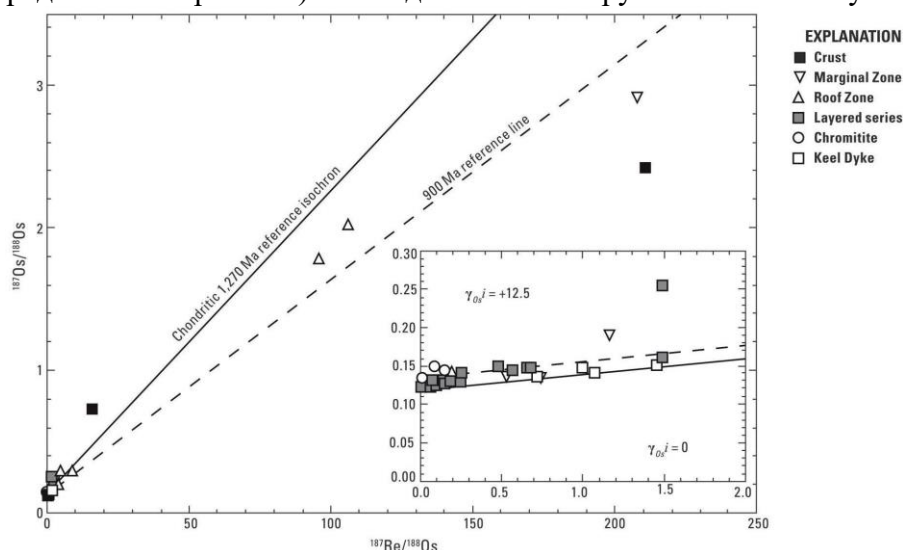


Рис. 41. График $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ для маргинальной и кровельной зон интрузии Овцебыка. Наилучшая контрольная линия на уровне 900 млн лет назад обозначена пунктирной линией для пород кровли и краевой зоны; эталонная хондритовая изохрона 1270 млн лет представлена сплошной черной линией. На карте-врезке показаны образцы с низким Re/Os. γ_{Os}^i означает процентную разницу между начальным изотопным составом Os образца и средним составом хондрита.

Начальные значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для пород Румской интрузии колеблются от 0,1305 до 0,1349, что нетипично для конвектирующей верхней мантии. Тем не менее, это попадает в диапазон, указанный для недавно извергнутых пикритов и базальтов Исландии ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,1269-0,1369$) и палеогеновых пикритов и базальтов Баффиновых островов и Западной Гренландии ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,1267-0,1267-0,1267-0,1369; 0,1322$). Отдельные подразделения в пределах трех стратиграфических уровней Румской интрузии сохраняют диапазон исходных значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ со значениями $^{\delta}\text{Os}$ от $+3,4$ до $+35,7$. Только в хромитовых пластах значения $^{\delta}\text{Os}$ также супрахондритовые ($^{\delta}\text{Os} =$ от $+5,5$ до $+7,5$). В отличие от комплекса Стилутер, где изотопная неоднородность $^{\delta}\text{Os}$ и Os снижается с увеличением стратиграфической высоты, самые высокие значения $^{\delta}\text{Os}$ приходятся на промежуточный уровень. Из-за наблюдаемой изотопной неоднородности данные Re-Os не определяют

изохроны ни в изученной свите пород, ни в пределах отдельных подразделений. Скорее, неоднородность предполагает, что состав магм, пополнявших первоначальный магматический очаг, мог быть неоднородным по своей природе и (или) что могла иметь место коровая ассимиляция.

Изотопная систематика Re-Os в Великой Дайке представлена начальными отношениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для хромитовых тел в десяти массивных пластах с узким диапазоном от 0,1106 до 0,1126. Этот диапазон лишь немного выше, чем для одновозрастной примитивной верхней мантии (0,1107), что делает их от хондритовых до очень умеренно супрахондритовых, и намного превышает оценки для субконтинентальной литосферной мантии (SCLM). В результате загрязнение земной коры магмой Великой Дайки будет минимальным, от 0 до 33 процентов. Чтобы объяснить это, резервуар с отношением Re/Os несколько выше среднего по отношению к примитивной верхней мантии и внутри гетерогенной мантии мог бы служить материнской магмой Великой Дайки. Чтобы объяснить отсутствие загрязнения континентальной корой или SCLM, мантийный апвеллинг, или «плюм», должен был сформироваться в несостоявшейся рифтовой обстановке и выйти за счет вертикального объема или распространения в каналах, уже использованных предыдущими вторжениями.

9. Петрология рудоформирующих магматических пород

Прослой хромита формируются в пределах крупных расслоенных базит-ультрамафитовых интрузий. Тем не менее, нижние, ультраосновные части слоистых комплексов обычно содержат основные хромитовые или хромитсодержащие пласты. Это связано с тем, что хромит является одной из первых фаз, кристаллизующихся в основных и ультраосновных магмах.

Интрузии, в которых расположены хромиты, могут включать норит, габбронорит, дунит, гарцбургит, перидотит, пироксенит, троктолит, анортозит, лейкогаббро и габбро. Однако, поскольку пласты хромита приурочены к ультраосновным разрезам крупных слоистых стратиформных комплексов, наиболее распространенными вмещающими породами для хромитовых руд являются пироксениты и ортопироксениты (комплекс Бушвелд, комплекс Стиллиуотер, Большая Дайка и расслоенная интрузия Бураковского); перидотиты (комплекс Стиллиуотер, интрузия Кеми, интрузия Рум, расслоенная интрузия Бураковского, комплекс Никеландия, комплекс Кампо Формозо и Берд-Ривер); дунит (Великая Дайка, интрузия Овцебыка, интрузия Рум, комплекс Никеландия и Берд-Ривер) и гарцбургит (порог Ипуэриа-Медрадо). В верхней критической зоне комплекса Бушвелд анортозит и норит являются основными вмещающими породами хромита. Прослой хромита анортозитового комплекса Фискенессет встречаются почти во всех анортозитовых горизонтах. В восточной слоистой серии интрузии Рум аллавит (богатый плагиоклазом троктолит) также содержит хромитсодержащие слои.

9.1. Типы магматических пород и ассоциаций.

Троктолиты в расслоенных интрузиях, связанных с стратиформными месторождениями хромита, содержат различные количества оливина, известкового плагиоклаза и небольшого количества пироксена. Таким образом, троктолит иногда считается обедненным пироксеном габбро. Более традиционно троктолит представляет собой основную породу и обычно встречается в верхних частях слоистых основных-ультраосновных интрузий. Троктолиты из восточной слоистой серии интрузии Рум, как правило, однородны и содержат оливин и плагиоклаз с модальным пироксеном <7% и их обычно называют алливалитами. Хромит также является распространенным акцессорным минералом. Троктолиты массивные, равнотерные, массивно-слоистые или сильнослоистые. Деформация подтверждается наличием рассланцованного и складчатого шпир перидотита в пределах кровли 2 м троктолита в пачке 7 интрузии, ниже хромитового пласта на границе пачки 7–8. Кроме того, в деформированном троктолите присутствуют удлиненные стручки анортозита длиной до 0,5 м, обычно параллельные простиранию слоистости (рис. 42). Однако стручки анортозита не складчатые, как перидотиты.

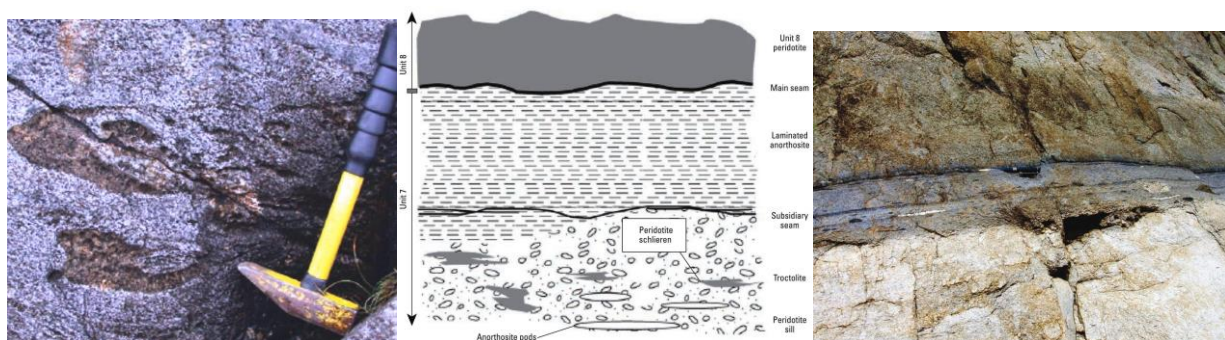


Рис. 42. 1 - Фотография троктолита с деформированным перидотитовым шлиром на границе пачки 7–8 Румской интрузии. 2. - Схема взаимосвязи перидотитовых шлиров и удлиненных стручков анортозита в пределах троктолита ниже хромититового пласта. 3.- Хромит над анортозитом на границе нижней критической зоны и верхней критической зоны комплекса Бушвельд.

Анортозитовые породы в крупных слоистых базит-ультраосновных магматических комплексах в основном состоят из плагиоклазового полевого шпата с небольшими количествами пироксена, оливина, амфибола и других фаз, таких как хромит или гранат. В измененном виде анортозит может содержать кальцит, эпидот, хлорит и кварц.

Циклические образования в верхней критической зоне Бушвельда, такие как платиносодержащие UG2 и риф Меренского, часто включают анортозиты и нориты. Анортозиты в этих слоях имеют ряд различных структурных особенностей, в том числе «пятнистую» текстуру. Пятнистые анортозиты содержат обильные изолированные кучевые зерна ортопироксена, окруженные кумулюсом и интерстициальным плагиоклазом, тогда как пятнистые анортозиты содержат кучевые зерна плагиоклаза и пойкилитовые зерна ортопироксена. Плагиоклаз составляет около 90 процентов пятнистых анортозитов, тогда как интерстициальные и оптически непрерывные ортопироксен и (или) клинопироксен составляют оставшиеся 10 процентов, что приводит к наблюдаемой пятнистой текстуре. Пойкилитовые зерна имеют размер от 0,5 до 1,5 см в более мелких пятнах, включения плагиоклаза меньше, чем пойкилитовые зерна, обычно <1 мм, когда они заключены в ортопироксен, и в основном имеют идиоморфную форму. Эти кристаллы плагиоклаза также встречаются без преимущественной ориентации.

Основные пласты хромитов комплекса Фискенессет располагаются в толще анортозитов и кровле пачки верхнего лейкогаббро (рис. 19). Анортозиты содержат большое количество плагиоклаза (от 90 до 95 процентов), с амфиболом (от 5 до 10 процентов), клинопироксеном (от 0 до 5 процентов) и ортопироксеном (от 0 до 3 процентов) в качестве второстепенных фаз. Аксессуарные минералы, такие как гранат и хромит, составляют менее 3% породы. В некоторых случаях плагиоклаз окружает округлые включения клинопироксена (рис. 43А), тогда как в других случаях клинопироксен встречается в виде включений внутри амфибола; клинопироксен также может быть интерстициальным (интеркумулюсным) между плагиоклазом. Многие образцы показывают, что контакты между включениями амфибола и клинопироксена часто резкие и округлые (рис. 43А, Б). Однако интеркумулюсный клинопироксен изменен на амфибол вдоль плоскостей спайности и часто имеет тонкую реакционную кайму амфибола (рис. 43А). Внутри перекристаллизованных зерен плагиоклаза вдоль двойниковых плоскостей наблюдаются цепочки мелких кристаллов амфибола. Некоторые из анортозитов имеют прослои или линзы хромита мощностью 1–2 см (рис. 43С). Амфибол обычно связан с этими слоями. Гидротермальные изменения на участках привели к образованию нерегулярных областей кальцита, эпидота, хлорита и незначительного количества кварца (рис. 43D). В результате эти рекристаллизованные и деформированные домены не имеют кучевых текстур.

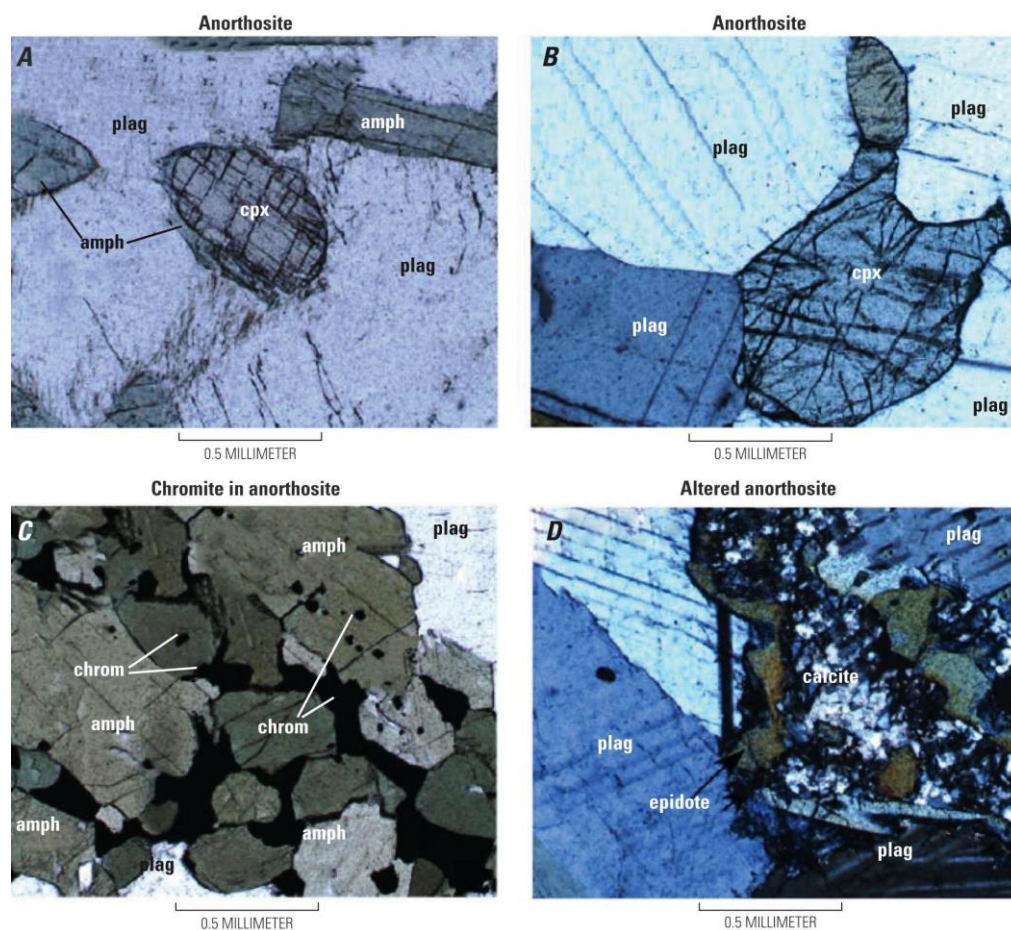


Рис. 43. Микрофотографии анортозитов комплекса Фискенессет. А — анортозит, иллюстрирующий плагиоклаз (плаг), содержащий округлые реликтовые клинопироксены (срх). В - анортозит с резкими округлыми границами между клинопироксеном (срх) и плагиоклазом (плаг). С - Хромитсодержащий слой в анортозите. в амфиболах (амфиболах) встречаются округлые включения хромита (хрома), хотя амфиболовые включения встречаются и в хромите. D — анортозит с образованием кальцита и эпидота в результате гидротермальных изменений.

Перидотитовые породы, вмещающие стратиформные месторождения хромита, крупнозернистые и состоят в основном из минералов оливина и пироксена. Зерна оливина обычно имеют субидiomорфную или ксеноморфную форму с обширной серпентинизацией, так что остается только реликтовый оливин. В Бураковской интрузии, например, кучевой клинопироксен и оливин составляют первичный состав перидотитов, расположенных ниже основного хромититового горизонта. Незначительный вторичный серпентин составляет остальную минералогию.

В комплексе Стилутер перидотиты преимущественно составляют нижнюю перидотитовую зону в ультраосновной серии, в которой также находятся основные хромитсодержащие пласты. Оливин обычно образует каркас кучевых зерен и встречается с небольшим количеством хромита. Ортопироксен формируется в виде ойкокристаллов, вмещающих частично реабсорбированные оливины. Примерно от 2 до 15 процентов перидотитов в районе Маунтин-Вью комплекса содержат интеркумулусный плагиоклаз. Другие второстепенные интерстициальные минералы включают авгит, флогопит и амфибол, которые перечислены в порядке убывания распространенности. Апатит и сульфиды составляют лишь следовые количества перидотитовой минералогии.

Перидотиты в интрузии Рум включают массивные равнозернистые, слоистые и редкие хаотические интрузивные брекчии. Перидотиты Восточной расслоенной серии Румской интрузии полевошпатовые, тогда как перидотиты Западной расслоенной серии часто имеют харриситовые текстуры (рис. 44, 45). В центральной серии перидотиты в основном слоистые, сильно оползшие, брекчированные (рис. 44, 45). Перидотиты с внутренней слоистостью

субпараллельны перidotит-алливалитовым контактам и определяются повторяющимися вариациями размера зерен, морфологии и модального содержания кучевого оливина, хромита, межзернового плагиоклаза и пироксена. Перidotитовые образования могут также иметь отдельные пласты, которые являются массивными или модально градуированными. В редких случаях перidotитовые пачки содержат маломощными прослоями хромита. Кроме того, некоторые слои перidotитов содержат тонкие жилы габброидов, которые обычно параллельны слоистости.

Перidotиты в комплексе Фискенессет встречаются в виде линз или силлов в анортозитах (рис. 45); линзы имеют толщину от нескольких сантиметров до нескольких метров. В перidotитах также могут быть прослои анортозитов, габбро и лейкогаббро (рис. 45). Перidotиты Fiskenæsset состоят из оливина (от 30 до 70 процентов), ортопироксена (от 10 до 30 процентов), клинопироксена (от 5 до 10 процентов), амфибола (от 10 до 30 процентов), серпентина (от 5 до 10 процентов) и аксессуарных минералов, таких как магнетит и хромит (<5 процентов). В некоторых слоях перidotита содержание хромита может достигать 20 об.%. Как и в большинстве ультраосновных пород в пластообразных хромитовых месторождениях, оливин частично превратился в серпентин и хлорит, а ортопироксен и клинопироксен в амфибол.

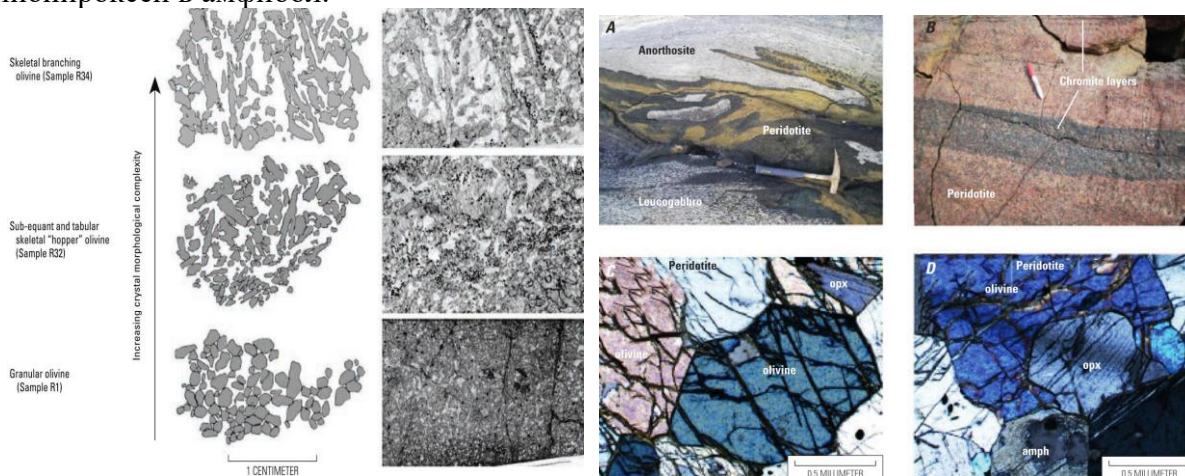


Рис. 44. 1. Схематическое поперечное сечение слоев перidotитов в интрузии Рум, переходящих от перidotитов с зернистым оливином к перidotитам с хarrisитовым оливином и обилием полевого шпата. 2. Фотографии отношений перidotитов с окружающей литологией (А и В) в комплексе Fiskenæsset; микрофотографии образцов перidotита (С и D) иллюстрируют типичную минералогию. А — перidotитовый силл, прорывающий анортозит с ксенолитами анортозита. Б — перidotит, прослоенный хромитсодержащими прослоями С - микрофотография богатого оливином перidotита, содержащего ортопироксен (opx). D - микрофотография богатого ортопироксеном перidotита (бронзитита).

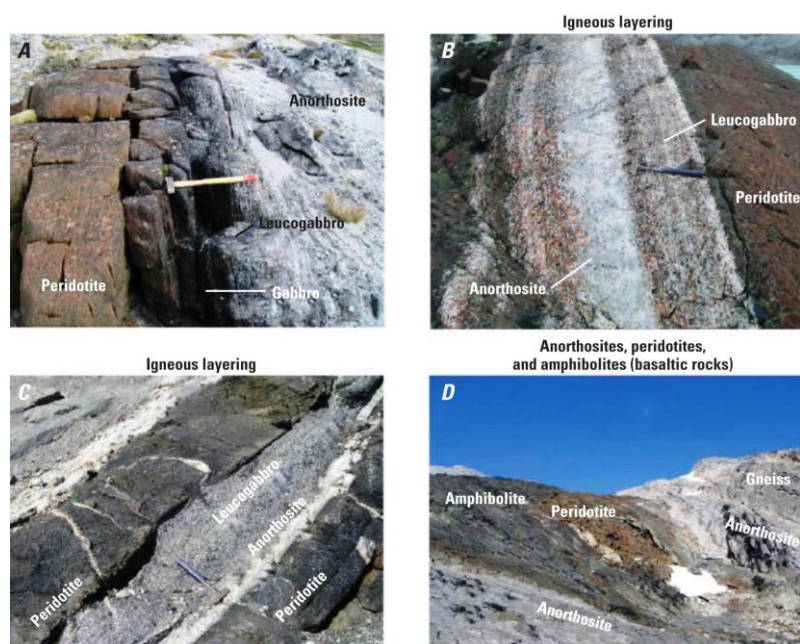


Рисунок 45. Полевые фотографии, показывающие литологические отношения между перидотитом и окружающими слоями в комплексе Фискенесет. А — перидотитовый силл, расположенный в слое анортозита. Б — слой между перидотитом, анортозитом и лейкогаббро. С - Магматическая слоистость перидотитов с прослойками лейкогаббро и анортозита. D - полевые отношения между анортозитами, перидотитами и амфиболитами.

Дунит и гарцбургит также локально присутствуют в ультраосновном разрезе стратиформных комплексов и содержат пласты хромита в нескольких примерах месторождений, таких как Великая Дайка, Комплекс Стилутер и Комплекс Никеландия. Как правило, они богаты оливином и лишь небольшими количествами пироксена, хромита и пироба. В качестве второстепенных фаз могут встречаться цеолит, кальцит и альбит. Текстуры варьируются от аккумулятивных до ортокумулятивных. Из-за глубокого метаморфизма в некоторых месторождениях оливин часто превращается в серпентин, так что остаются только реликтовые зерна оливина. Другие вторичные минералы включают хлорит, лизардит, хризотил и тальк.

В основании нижнего горизонта комплекса Никеландия (Бразилия) дунит частично серпентинизирован и состоит из оливина и незначительных реликтов ортопироксена, заключенных в матрицу из лизардита, хризотила и талька. Дуниты порога Ипуэйра-Медрадо состоят из сильно серпентинизированных мелко- и среднезернистых оливинов и хромитовых аккумулятов с небольшим количеством посткумулясных ортопироксенов, амфиболов и клинопироксенов. Частично (10 процентов) до сильно (80 процентов) серпентинизированный гарцбургит также встречается в силле Ипуэйра-Медрадо, наряду с кумулюсом, мелко- и среднезернистым оливином (0,5-1,5 мм) и хромитом (до 0,5 мм); основной межкумулятивный минерал — ортопироксен (рис. 46). Отличительной чертой гарцбургитов являются крупные ойкокристаллы ортопироксена диаметром несколько сантиметров, содержащие округлые кучевые оливины и хромиты. Клинопироксен и амфибол местами встречаются как дополнительные посткумулясные фазы. Там, где амфибол локально распространен, он образует большие ойкокристаллы, которые заключают в себе оливин, ортопироксен и хромит, так что существует тесная связь между посткумулясным амфиболом и тонкими богатыми хромитом слоями.

Дуниты и гарцбургиты также определяют ультраосновную толщу Великой дайки. В подкамере Дарвендейл эти породы представляют собой крайние аккумуляты, но вблизи краев они становятся ортокумулятами. Подобные изменения заметны и в подкамере Ведза, хотя и в меньшей степени. В дунитовых породах зерна оливина переплетаются со стандартными плоскими границами и тройными стыками. Хромит также является первичным минералом и присутствует во всех дунитах в количестве от 1 до 4 об.%. Однако

хромит обычно концентрируется по краям зерен оливина или в местах тройных стыков. Хотя некоторое количество хромита окружено оливином по краям, в центре оливина хромит отсутствует, что предполагает образование хромита на последних стадиях роста оливина. Незначительные количества пироксена и зонального плагиоклаза также встречаются в дунитах и местами окружают хромит. Свидетельства деформации или двойникования дислокаций, связанные с тройными соединениями, видны в зернах оливина и, скорее всего, связаны с процессами укрупнения зерна или отжига.

Мелкомасштабное расслоение в циклических единицах дунитов в Великой Дайке происходит часто и может постоянно наблюдаться во всей подкамере Дарвендейл. Слоистость возникает из-за вариаций размера зерен и соотношения оливина и хромита. Во многих циклических единицах постоянное возникновение сантиметровой слоистости приводит к возникновению сотен или тысяч слоев в одном обнажении. По латерали дуниты также различаются петрографически, так что наблюдается уменьшение размера зерен и увеличение доли интерстициального пироксена по краям. В результате слои дунита, присутствующие на оси интрузии, переходят в гарцбургит на окраинах.

Пойкилитовый гарцбургит становится важным компонентом пироксенитовой последовательности Великой дайки и более обширен, чем дунит в более мелких подкамерах, таких как Селукве и Ведза, ультраосновной последовательности. Пойкилитовый гарцбургит содержит крупные (от 1 до 5 см) оптически непрерывные кристаллы ортопироксена, что придает породе шаровидный вид, поскольку ортопироксен более устойчив к выветриванию, чем окружающий оливин. Оливин встречается в ортопироксене как сильно корродированный минерал неправильной формы.

Пойкилитовый гарцбургит также является основной вмещающей породой для хромитсодержащих пластов комплекса Стилутотер. Кучевой хромит составляет от 1 до 2 процентов минералогического состава, но преобладающим посткумулясным минералом является пойкилитовый бронзит. В зависимости от реакции между кучевым оливином и интеркумулясной жидкостью ойкокристаллы составляют от 10 до 30% породы (рис. 46). Интеркумулясный авгит и плагиоклаз присутствуют в незначительных количествах (в совокупности <10 процентов).

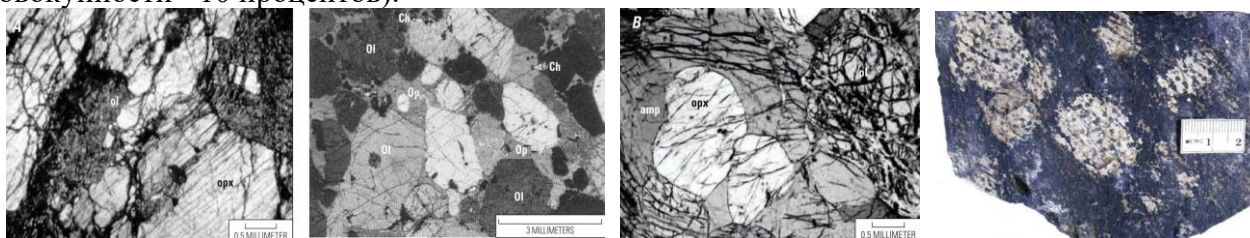


Рис. 46. 1 - 3 - Микрофотографии гарцбургита из порога Ипуэриа-Медрадо. А, гарцбургит, иллюстрирующий реакцию оливина (ol) с ортопироксеном (орх). Б — гарцбургит с интеркумулясным амфиболом ~20% (amp). Микрофотография дунита из ультраосновной толщи Великой дайки. Ортопироксен (Op) — интерстициальный минерал; мелкозернистый хромит (Ch) встречается вблизи краев кучевого оливина (Ol) и внутри ортопироксена. 4. - Микрофотографии гарцбургита из порога Ипуэриа-МедрадоА, гарцбургит, иллюстрирующий реакцию оливина (ol) с ортопироксеном (орх). Б — гарцбургит с интеркумулясным амфиболом ~20% (amp).

Разновидности пироксенита, обнаруженные в ассоциации со многими стратиформными месторождениями хромита, включают вебстерит, клинопироксенит и железистый ортопироксенит (бронзит). Пироксениты обычно представляют собой кумуляты с пойкилитовой текстурой, которые содержат крупнозернистые, субидiomорфные или идиоморфные ойкокристаллы ортопироксена или клинопироксена, интеркумулясный плагиоклаз и аксессуарные минералы слюды, такие как флогопит. В междоузлиях также могут встречаться кристаллы ортопироксена и клинопироксена, а в виде субидiomорфных включений встречаются зерна плагиоклаза. В некоторых месторождениях оливин встречается в виде интеркумулясного минерала, хотя часто эти зерна претерпели значительные изменения и могут иметь только реликтовые каймы.

Полевошпатовый пироксенит содержит многие слои хромита в критической зоне комплекса Бушвельд, в частности, хромиты нижней группы (от LG1 до LG7) и хромититы средней группы (от MG1 до MG4). Слой полевошпатового бронзита примерно на 2,5 м выше хромитового пласта LG6 содержит от 68 до 81 процента ортопироксена и от 5 до 16 процентов плагиоклаза с небольшим количеством идиоморфного хромита или без него. Хромититовые пласты верхней серии залегают в пироксенитах, норитах или анортозитах (рис. 47). Пироксенит в пачке UG2 верхней критической зоны, например, состоит из плагиоклазового пироксенита с зернистым (кумулясным) ортопироксеном, интерстициальным плагиоклазом и небольшим количеством флогопита (рис. 47).

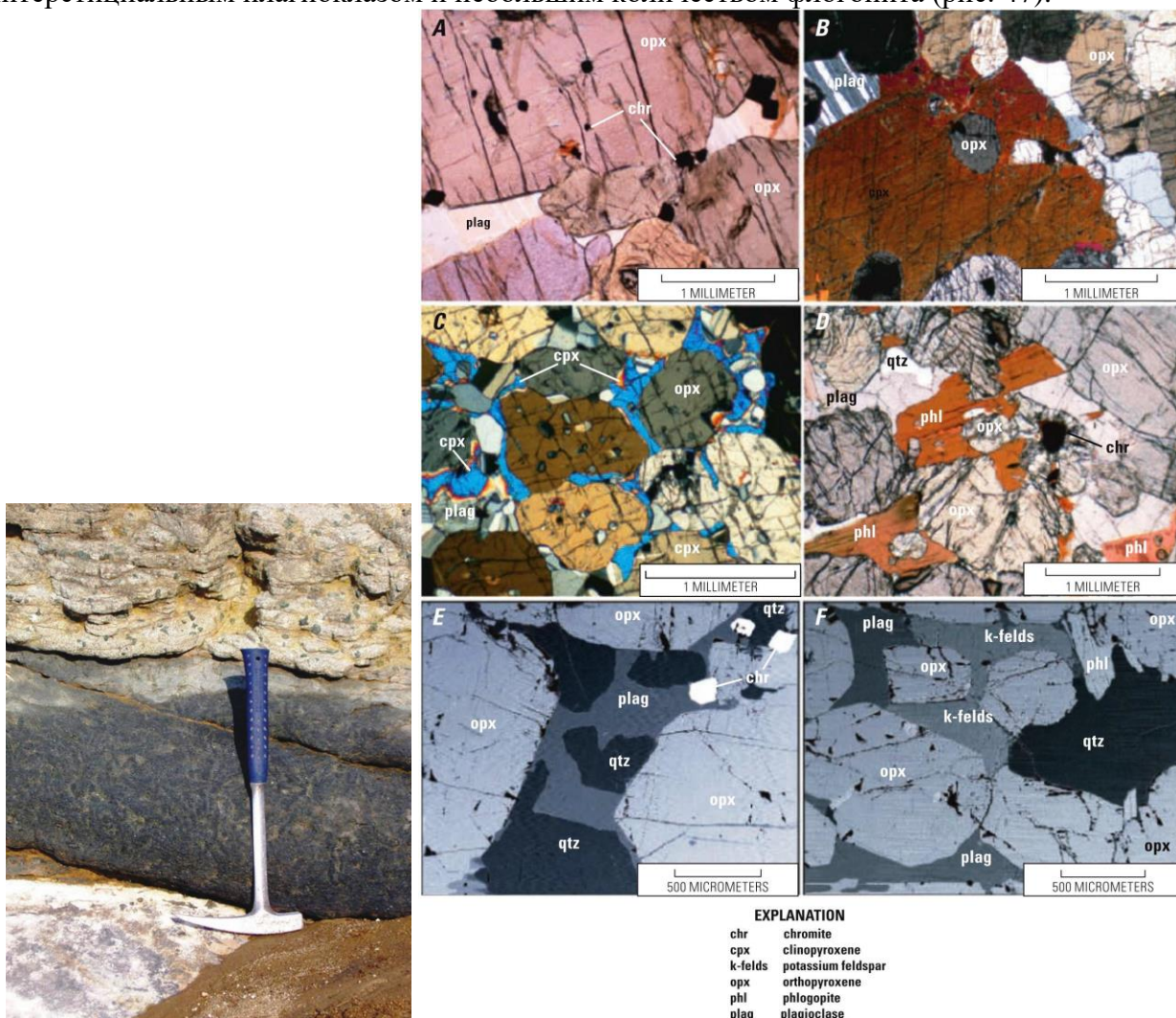


Рис. 47. Полевошпатовый пироксенит, залегающий над пластом хромититов верхней группы 3 (UG3) Бушвельдского комплекса. Микрофотографии слоя верхней группы 2 (UG2) А — пироксенит с полуокруглыми или идиоморфными зернами хромита (chr), которые внедрены в ортопироксен (орх) и интерстициальные до плагиоклаза (plag) кристаллы. В - пироксенит с клинопироксеновым (срх) ойкокристаллом, который содержит округлый ортопироксеновый хадакрит. С — пироксенит с ойкокристаллами ортопироксена, содержащими хадакриты плагиоклаза. D — пироксенит, состоящий из акцессорного кварца (qtz), хромита (chr) и флогопита (phl). Е и F — изображения пироксенита в обратно рассеянных электронах с акцессорными хромитами, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и флогопитом, встречающимися в промежутках между зернами пироксена.

9.2. Минералогия.

Минералогический состав магматических пород, вмещающих хромитовые пласты в крупных расслоенных базит-ультрамафитовых интрузиях, включает хромит ± оливин ± клинопироксен ± ортопироксен ± плагиоклаз ± пирротин ± пентландит ± халькопирит ± минералы ЭПГ (преимущественно лаурит, куперит и брэггит) ± авгит ± ильменит ± рутил. Вторичные минералы включают серпентин, магнетит, кеммерерит, хлорит, биотит-флогопит,

амфибол, эпидот, карбонат, тальк, кварц, лизардит и хризотил. Сульфиды (пирротин, пентландит и халькопирит) и ЭПГ описаны в разделе этой модели, посвященном гипогенным рудам.

Оливин является типичным кучевым минералом, встречающимся в перидотитовых и пироксенитовых породах, вмещающих стратиформные месторождения хромита. Кристаллы оливина могут быть ксеноморфными, субидиоморфными или идиоморфными. По текстуре оливин также может выглядеть округлым, удлинённым или дендритным (интрузия Рум). Размеры зерен оливина варьируются, при этом основная часть диаметров находится в миллиметровом диапазоне. Как правило, оливин частично растрескался и превратился в серпентин и хлорит.

В расслоенной толще Бушвельдского комплекса оливин проявляется и как магнезиальная порода в LZ и CZ, и как железосодержащая порода в UZ. Эти две последовательности разделяют несколько тысяч метров свободных от оливина кумулятов. Основные слои хромита встречаются в критической зоне, так что основная часть оливина, связанного с хромитовой рудой, имеет магнезиальный состав, а не богата железом. Кроме того, оливин в первую очередь связан с пластами хромита LG1-LG4, что отличает их от вышележащих хромититов, лишенных кристаллов оливина.

Кумулятивный оливин в Восточно-слоистой серии (ELS) интрузии Рум имеет субидиоморфную или ксеноморфную форму или округлую форму, хотя оливин может также казаться удлинённым, палочковидным или харриситовым локально. Кроме того, отдельные зерна оливина в ELS не имеют зональности. Однако оливиновые минералы в западной слоистой серии (WLS) интрузии Рум обычно имеют харриситовую или дендритную скелетную структуру. Харриситовый оливин обычно встречается в породах, переслаивающихся с зернистым текстурированным габбро или полевошпатовым перидотитом, и может иметь длину более 30 см и толщину до 2 см. Кристаллы оливина в габбро и полевошпатовом перидотите, с другой стороны, обычно имеют субидиоморфную форму и значительно меньше (<2 мм), чем харриситовые оливины в харриситах (от 2 до 1000 мм). Циклическая стратиграфия происходит от габбро или полевошпатового перидотита до харрисита, где мелкие изометричные зернистые оливины перекрываются все более крупными и более глубоко изрезанными скелетными «бункерными» оливинами. Морфологические изменения также происходят внутри харрисита от оливинов воронкообразных и пластинчатых воронок до дендритной, ветвящейся кристаллической морфологии. Основные хромитосодержащие пласты залегают в прослоях перидотитов и алливалитов и в прослоях дунитов и перидотитов.

В Великой Дайке зерна оливина в дунитовой последовательности переплетаются с типичными плоскими границами и тройными пересечениями. Как правило, в оливине наблюдается двойникование деформации или дислокации, что, скорее всего, связано с тройными соединениями и процессами укрупнения зерен или отжига. Оливин, залегающий в пойкилитовых гарцбургитах, имеет окатанную форму и содержится в ортопироксене, хотя некоторые зерна имеют неправильную форму и сильно корродированы. В зернистом гарцбургите оливин встречается в виде дискретных зерен. По мере уменьшения доли оливин превращается из дискретных зерен в очень неправильные кристаллы, которые интерстициальны и частично окружают округлые кристаллы ортопироксена.

Оливин в комплексе Стилутер встречается в виде кучевых минералов в перидотитах, гарцбургитах, троктолитах и оливиновых габбро. Полевошпатовые гарцбургиты являются основным хозяином хромитоносных пластов перидотитовой зоны ультраосновной толщи. Изменения оливина разнообразны: от немногочисленных прожилков серпентина и магнетита до полной серпентинизации магнетит-тальк-кальцит.

Наиболее распространенные разновидности пироксена, обнаруживаемые в крупных слоистых базит-ультрамафитовых интрузиях, связанных со слоистыми хромитовыми месторождениями, включают ферроэнстатит (бронзит) и клинопироксен. Эти разновидности пироксеновых минералов обычно встречаются в виде кучевых минералов или пойкилитовых

интеркумулусных зерен. Размер зерен колеблется от нескольких миллиметров в Великой Дайке до нескольких сантиметров в комплексе Бушвельд. Авгит также встречается в некоторых слоистых интрузиях и представляет собой интеркумулусный минерал в небольших модальных пропорциях ко всей породе.

Зерна ортопироксена, обнаруженные в критической зоне комплекса Бушвельд, имеют субидiomорфную или идиоморфную форму и четко разделены или просто соприкасаются в субидiomорфной матрице плагиоклаза. Средний размер зерен ортопироксенов в критической зоне составляет 0,99 мм, тогда как средний максимальный размер зерен составляет 3,0 мм, что меньше, чем у ортопироксенов, расположенных в нижележащей нижней зоне (где средний размер зерен составляет 1,13 мм, а максимальный размер зерен составляет 4,1 мм). Слоистость в зернах ортопироксена из критической зоны также значительно меньше развита, чем в зернах из нижней зоны. Таким образом, меньший средний размер зерен, слабые или отсутствующие линейности и менее развитая слоистость ортопироксена в критической зоне связаны с перекристаллизацией, вызванной уплотнением во время формирования Нижней зоны.

Первичные магматические ортопироксены в массивных хромитах порога Ипуэйра-Медрадо представляют собой пойкилитовые ойкокрystalлы ($\leq 1,5$ см), которые заключают в себе десятки мелких кристаллов хромита (0,1–0,2 мм). Эти ойкокрystalлы ортопироксена также окружены массивными полосами более крупных отоженных кристаллов хромита размером от 0,5 до 0,8 мм. В основном слое хромита кристаллы ортопироксена обычно изменены на серпентин, хлорит, тальк и незначительное количество карбоната. В пироксенитовой последовательности Великой Дайки ортопироксен является основным пироксеновым минералом, и кристаллы демонстрируют хорошо выраженные скользящие двойники. Кристаллы могут достигать длины до 10 мм в нижних циклических единицах последовательности, хотя средний размер пироксенов в нижних циклических единицах обычно зависит от размера магматического очага. Клинопироксен, содержащийся в пироксенитовой последовательности, имеет субсферическую или яйцевидную форму и отвечает за узловатую структуру пироксенита, поскольку он более устойчив к выветриванию.

Пироксен в комплексе Стиллиуотер встречается в виде кумулюсного минерала в форме ортопироксена, клинопироксена (авгита) и пижонита (инвертированного ортопироксена). Ортопироксен встречается в бронзитах, гарцбургитах, норитах и габброноритах в виде кумулюсного минерала, хотя основные хромитсодержащие пласты располагаются в пределах гарцбургитовых слоев. Во всех остальных типах пород ортопироксен является посткумулюсным минералом. Клинопироксен менее распространен, чем ортопироксен, и встречается в виде кумулятивного минерала в габброноритах и оливиновых габбро. В другом месте комплекса клинопироксен является интеркумулюсным минералом. В перидотитовой зоне ойкокрystalлы клинопироксена незональны, и их количество увеличивается вблизи кровли бронзититовой зоны. В анортозитах комплекса Фискенесет клинопироксен встречается в виде округлых включений, окруженных плагиоклазом. Клинопироксен также может встречаться в виде включений внутри амфибола или быть интеркумулюсным минералом между зернами плагиоклаза. Обычно интеркумулюсный клинопироксен изменяется в амфибол вдоль плоскостей спайности, хотя в некоторых образцах контакты между амфиболовым хозяином и включениями клинопироксена резкие и округлые.

Плагиоклаз встречается в нескольких различных типах пород, связанных с пластами хромитита в крупных слоистых магматических интрузиях, от основных габбро до ультраосновных перидотитов. Как правило, кристаллы плагиоклаза имеют субидiomорфную или идиоморфную форму, маленькие (1–2 мм) и встречаются в виде кумулятивных или интеркумулятивных зерен. Однако крупные зерна (≤ 1 см) отмечены в Бушвельдском и других комплексах. Например, во всей ультраосновной серии комплекса Стиллиуотер размеры зерен кумулюсного плагиоклаза даже в одном шлифе могут варьироваться от $<0,1$ до ~ 1 см.

Кроме того, основание критической зоны в восточной части комплекса Бушвельд было определено как точка, в которой содержание интеркумулятивного плагиоклаза в пироксените увеличивается с 2 до 6 процентов, однако над границей нижней зоны и критической зоны субгедральный плагиоклаз составляет от 5 до 16 процентов минералогического состава полевошпатового пироксенита; ортопироксен и хромит составляют остаток. Непосредственно под слоями хромита MG также наблюдаются тонкие линзовидные выделения субгедрального или ксеноморфного плагиоклаза (рис. 48). Обильный идиоморфный кумулятивный плагиоклаз между слоями хромитита MG2 и MG3 отмечает основание верхней критической зоны в комплексе Бушвельд. Плагиоклаз также показывает широко распространенные сростки кристаллов в верхней критической зоне, рифе Меренского и толще Бастард с нормальной, обращенной и колебательной зональностью.

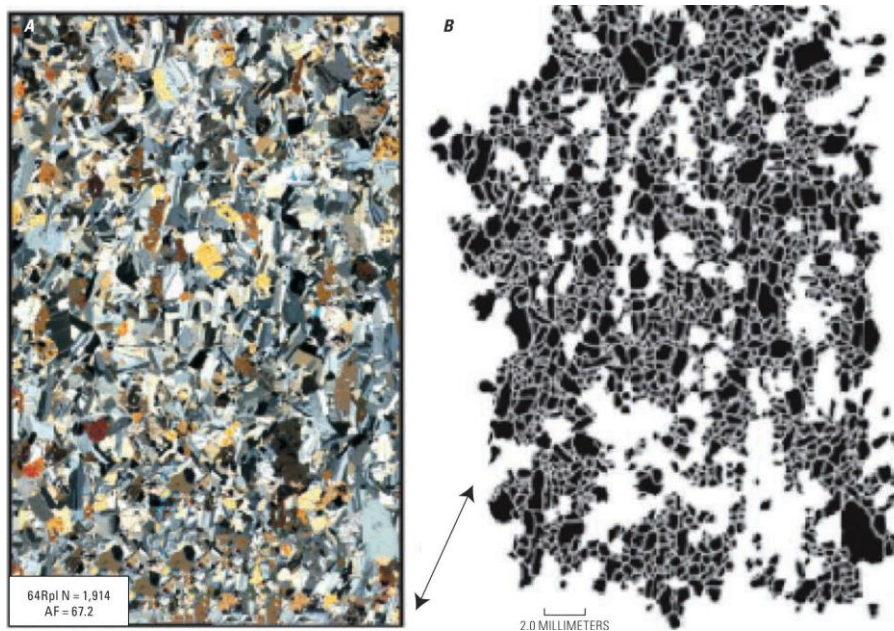


Рис. 48. А, микрофотография и В, соответствующее бинарное изображение текстуры плагиоклаза под пластами хромита (MG) в комплексе Бушвельд. Коэффициент выравнивания (AF) и количество проанализированных зерен (N). Стрелки показывают ориентацию минеральной слоистости.

Анортозитовый комплекс Fiskensæset содержит плагиоклаз одинакового размера и в целом однородного размера (от 2 мм до 2 см). Размер плагиоклаза, обнаруженного в кумулятивных лейкогаббро, варьирует от нескольких мм до 30 см (рис. 49А). Перекристаллизация плагиоклаза обычна для анортозитов и часто характеризуется деформационными ламелями (рис. 49Б). Плагиоклаз встречается как доминирующий минерал (от 30 до 60 процентов) и в амфиболитах комплекса Фискенессет (рис. 49С, D). Первичный плагиоклаз может быть зональным. В некоторых случаях в результате метаморфической перекристаллизации на краях первичных зерен плагиоклаза образовался небольшой вторичный плагиоклаз. Однако составы первичного и вторичного плагиоклаза сходны.

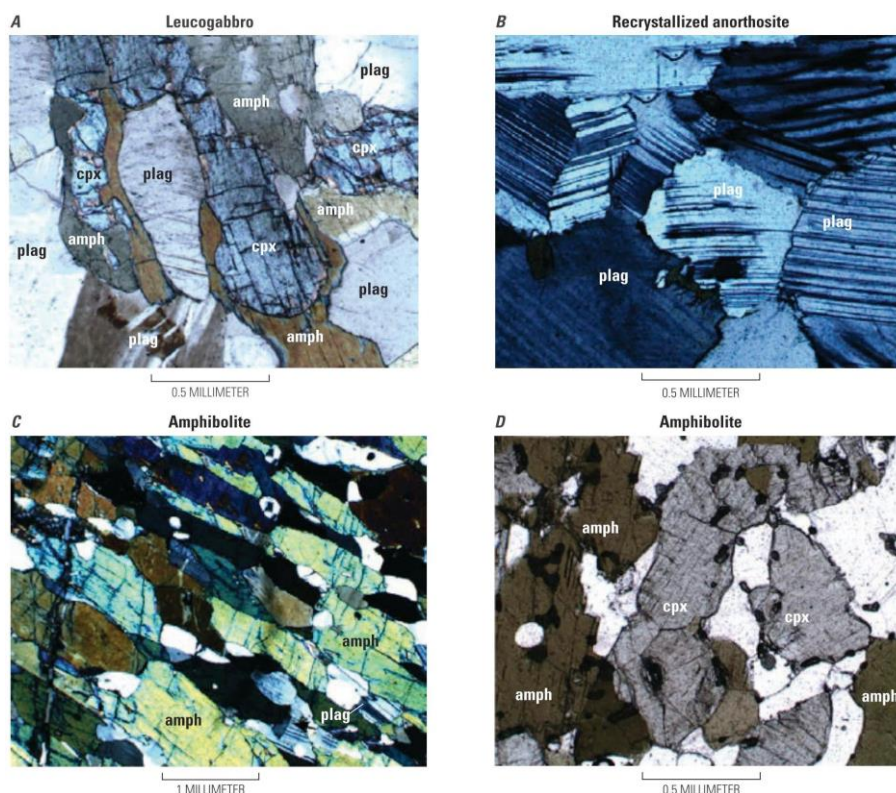


Рис. 49. Микрофотографии, иллюстрирующие минералогию плагиоклаза из комплекса Фискенессет. А — плагиоклаз (plag) в лейкогаббро. Б — перекристаллизованный плагиоклаз (plag) с деформационными ламелями. С — амфиболит, содержащий ориентированный амфибол (амф) и плагиоклаз (plag). Д — амфиболит с амфиболом (amph), клинопироксеном (cpx) и плагиоклазом (plag).

Ильменит и рутил встречаются в очень немногих месторождениях. Там, где они встречаются, как в Fiskenæsset, на их долю приходится не более 0,7% породы. В целом ильменит имеет ксеноморфную форму размером от 0,2 до 0,5 мм и встречается либо в виде интеркумулусного минерала, либо внутри зерен хромита. Например, ильменит в комплексе Фискенессет постоянно ассоциируется с более распространенным рутилом. Рутил может встречаться в виде крупных ксеноэдрических межкумулятивных зерен ($\leq 1,5$ мм) или в виде мелких зерен в силикатах и окружающих их. Рутил также встречается в виде включений внутри и вдоль границ зерен хромита в анортозитовом комплексе Фискенессет и принимает форму неправильных рассеянных зерен или иголок длиной от 0,015 до 0,03 мм. Как правило, включения рутила образуют сеть, контролируемую направлениями (100) и (111) минерала-хозяина.

Большинство хромитов Бушвельдского комплекса содержат рутил, который может встречаться в виде включений в хромите или в виде краевых прилипших зерен. Однако прилипание рутила может быть проблемой в процессе очистки хромитовой руды, поскольку микроскопическое исследование показывает, что рутил не удаляется полностью.

10. Геохимия основных и микроэлементов

Несмотря на обилие данных, пробелы в данных между разными интрузиями, а также внутри одной интрузии препятствуют синтезу целостной геохимической модели в целом. В основном имеющиеся данные касаются геохимии микроэлементов крупных слоистых основных-ультрамафитовых интрузий и большого разнообразия типов горных пород, содержащихся в различных примерах месторождений. Обсуждение геохимии основных и микроэлементов магматических пород ограничено слоями, которые либо содержат прослой хромита, либо связаны с теорией пластообразных хромитовых месторождений.

10.1. Родительская магма

Присутствие ортопироксенита во многих стратиформных хромитовых месторождениях предполагает наличие исходной магмы с высоким содержанием Si и высоким содержанием

магния. Высокое содержание К, легких редкоземельных элементов (LREE), в том числе и Zr в исходных магмах предполагает контаминацию верхней коры либо в результате ассимиляции во время подъема магмы, либо в результате включения в мантию в результате предшествующей субдукции отложений.

При формировании комплекса Бушвельд было идентифицировано несколько различных типов магмы. Картирование пород и силлов Краевой зоны непосредственно на ложе западного и восточного крыльев привело к признанию того, что породы Крайней зоны не являются репрезентативными для материнских магм из-за переменного обогащения и сложности присутствующих типов пород. В результате Маргинальная зона рассматривалась как предшественник, а не как исходный источник основного вторжения. Геохимия основных элементов и микроэлементов (таблица 14) позволила предположить, что исходные магмы могли быть пироксенитовыми коматиитами, кремнистыми высокомагнезиальными базальтами или бонинитами.

Таблица 14. Предполагаемые составы исходных магм для различных литологических последовательностей в Бушвельдском комплексе.

	Lower Zone ^a	Marginal Zone ^{b,c}	Critical Zone ^b	Main Zone ^b	Upper Zone ^d
Oxides (weight percent)					
SiO ₂	55.70	53.17	48.50	50.7	49.32
TiO ₂	0.36	0.36	0.75	0.41	0.81
Al ₂ O ₃	12.74	11.36	16.49	16.03	15.67
FeO (T)	8.80	10.72	12.41	9.14	12.77
MnO	0.09	0.20	0.19	0.17	0.19
MgO	12.44	14.93	7.57	9.21	6.08
CaO	6.96	7.47	11.15	11.14	10.83
Na ₂ O	2.02	1.57	2.17	2.52	2.94
K ₂ O	1.03	0.17	0.14	0.23	0.25
P ₂ O ₅	0.10	0.07	0.18	0.08	0.07
Ratios					
Mg#	71.5	71.4	52.1	64.2	45.9
Trace elements (ppm)					
Ni	292	337	93	162	77
Cr	970	1,240	226	205	111
Rb	37	4	3	7	4
Sr	195	183	359	324	350
Ba	439				
Zr	70	47	34	20	31
Y		15	21	12	25

Были определены две отдельные тенденции в концентрациях Cr и MgO для образцов пород критической и основной зон. В частности, нориты, пироксениты и пестрые анортозиты Критической зоны содержат более высокие содержания Cr по сравнению с норитами и габброноритами Основной зоны при данном весовом содержании MgO (рис. 50).

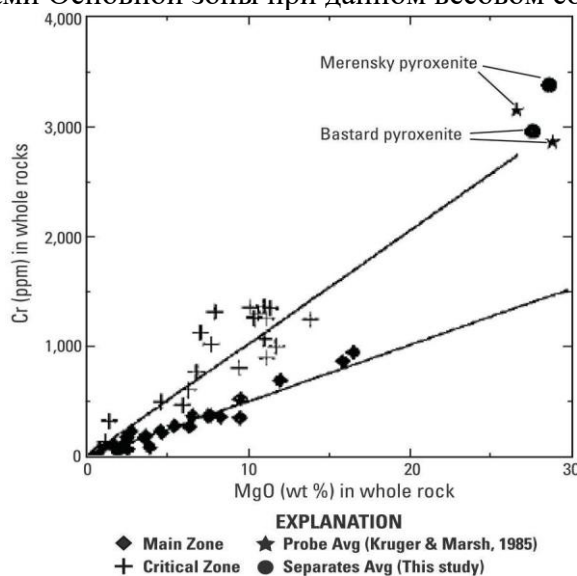


Рис. 50. График хрома (Cr, в частях на миллион) по сравнению с MgO (массовый процент) для образцов пород из Критической и Главной зон комплекса Бушвельд.

В результате отношения Cr/MgO полезны при различении мафических минералов в породах, возникших из магмы Критической зоны, по сравнению с магмой Главной зоны. Также установлена положительная корреляция Cr и MgO пироксенитов, норитов и анортозитов в Меренском рифе и в приствольных толщах верхней критической зоны. Тем не менее, магнезиальность кумулятов из Нижней и Нижней критической зоны чередуется между тенденциями уменьшения и увеличения со стратиграфической высотой. Таким образом, различия в магнезиальности кумулятов выше и ниже хромитовых пластов позволяют предположить, что смешивание примитивных и эволюционировавших магм само по себе не может объяснить образование хромита. Кроме того, высокие средние содержания Cr для Нижней и Критической зон, несмотря на отсутствие обедненных хромом остатков в вышележащей Главной зоне, указывают на необходимость модели месторождения, которая допускает инъекцию второй магмы во время формирования. Анализы всей породы и отдельных ортопироксенов, определенные с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) для образцов из критической зоны, приведены в таблице 15.

Таблица 15. Концентрации основных и микроэлементов в цельных породах и минеральных выделениях из отдельных зон комплекса Бушвельд.

	Critical Zone				Main Zone			
	Orthopyroxene		Whole Rock		Orthopyroxene		Whole Rock	
	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum
Oxides (weight percent)								
SiO ₂	53.00	53.98	48.92	51.49	51.91	52.88	50.07	53.19
TiO ₂	0.19	0.28	0.12	0.17	0.35	0.48	0.18	0.31
Al ₂ O ₃	1.61	2.18	19.69	30.14	0.91	2.36	16.47	28.28
Fe ₂ O ₃	12.49	14.78	2.01	5.68	14.33	20.29	2.33	7.66
MnO	0.19	0.27	0.02	0.11	0.23	0.40	0.05	0.14
MgO	26.84	28.99	1.30	11.20	19.98	24.90	1.71	9.60
CaO	1.49	2.11	10.09	14.52	1.98	9.81	9.78	13.69
Na ₂ O	b.d.	b.d.	1.69	2.33	b.d.	0.32	2.06	3.19
K ₂ O	b.d.	b.d.	0.04	0.09	b.d.	0.08	0.15	0.35
P ₂ O ₅	b.d.	0.06	b.d.	0.02	b.d.	0.02	b.d.	0.04
Total	98.58	99.79	99.47	100.36	98.33	100.35	99.25	100.46
Trace elements (parts per million) and Ratios								
Cr	2,459	3,023	154	1,334	779	1,095	99	541
Cr/MgO	92	107	88	184	35	63	24	154

В нескольких исследованиях изучалось содержание РЗЭ в Бушвельдском комплексе, особенно в слоях с прослоями хромита. Частично это связано с гибридизацией различных исходных магм, а также с трудностью оценки количества посткумуляного материала, в котором концентрируются РЗЭ. Однако определили, что концентрации РЗЭ в нижней и критической зонах комплекса Бушвельд обогащены легкими РЗЭ и Th (таблица 16) по сравнению с кумулятами Главной зоны. Элементы LREE включают La, Ce, Sm и Nd. Эти результаты предполагают, что комплекс Бушвельд, возможно, кристаллизовался из двух различных исходных источников магмы со смешением между двумя магмами, происходящими в Нижней зоне.

Таблица 16. Диапазон концентраций редкоземельных элементов в отдельных зонах комплекса Бушвельд

	Main Zone	Upper Critical Zone ^a		Lower Critical Zone	
	Gabbro-norite	Pyroxenite	Norite	Pyroxenite	Harzburgite
Trace elements (parts per million)					
La	1.75–2.38	0.27–3.10	0.64–1.40	<0.1–7.52	0.68–1.16
Ce	3.73–5.05	<2.0–8.88	1.32–3.56	2.11–15.64	<2.0–2.87
Nd	1.22–2.76	<1.0–2.62	<1.0–1.05	<1.0–6.26	<1.0
Sm	0.31–0.78	0.14–0.72	0.11–0.25	<0.1–0.86	0.14–0.23
Eu	0.24–0.52	0.04–0.26	0.16–0.30	0.03–0.21	0.03–0.07
Tb	<0.05–0.13	<0.05–0.17	<0.05	0.03–0.13	<0.05–0.11
Yb	0.24–0.55	0.35–0.60	0.09–0.27	0.16–0.55	0.17–0.25
Lu	0.05–0.09	0.06–0.12	0.02–0.06	0.02–0.08	0.02–0.04
Th	0.09–0.19	<0.1–0.70	0.05–0.20	<0.1–1.65	<0.1–0.16
Ratios					
Eu/Eu*	1.45–2.15	0.61–1.38	2.23–5.8	0.48–1.14	0.46–1.68
Ce/Sm	4.9–12.0	11.3–22.8	12.0–20.2	11.1–23.1	0.0–20.1
Mg#		79–83		81–85	

^aRange reported for only those layers below the Upper Group 2 (UG2) chromitite seam.

Средние составы основных и микроэлементов в основных вмещающих породах Верхней критической зоны комплекса Бушвельд, вмещающих некоторые пласты хромита, содержащие ЭПГ, такие как UG1, UG2 и UG3, приведены в таблице 17.

Таблица 17. Средние данные по составу для преобладающей литологии Верхней критической зоны.

	Harzburgite	Pyroxenite	Norite	Anorthosite
Oxides (weight percent)				
SiO ₂	43.75	52.93	50.67	49.20
TiO ₂	0.15	0.25	0.09	0.06
Al ₂ O ₃	4.08	4.78	22.24	30.63
Fe ₂ O ₃	15.76	13.04	4.75	1.53
MnO	0.22	0.25	0.07	0.02
MgO	33.45	24.33	9.13	1.31
CaO	3.27	3.86	11.22	14.77
Na ₂ O	0.38	0.61	1.85	2.43
K ₂ O	0.13	0.13	0.13	0.14
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.01	0.01
Total	99.89	99.01	99.77	99.98
Trace elements (parts per million)				
Rb	b.d.-8	b.d.-20	b.d.-10	b.d.-10
Sr	70	30-70	100-400	400-500
Y	b.d.-7	b.d.-15	b.d.-8	b.d.-10
Zr	b.d.-10	b.d.-50	b.d.-15	b.d.-15
Zn	80	60-160	b.d.-60	b.d.-20
Cu	20-50	20-80	b.d.-50	b.d.-40
Ni	1,500	400-1,200	50-500	d.b.-100
Co	160	80-200	10-100	d.b.-20
Cr	1,000	2,000-4,000	100-2,000	d.b.-100
V	50	90-150	3-30	d.b.-30
Sc	10	20-50	3-30	d.b.-7

Особо следует отметить, что составы ортопироксена в норитах из Нижней и Критической зон показывают увеличение Mg # со стратиграфической высотой (рис. 51). С другой стороны, за одним исключением, ортопироксен из норитов в хромититовых слоях Средней группы в Верхней критической зоне Бушвельда демонстрирует закономерное уменьшение Mg # со стратиграфической высотой от 83 до 79. Экспериментальные исследования пород верхней критической зоны показали, что плагиоклаз присоединяется к ортопироксену в последовательности кристаллизации, когда Mg# ортопироксена (Mg#орх) <83). Дополнительные исследования показали, что нориты верхней критической зоны содержат ортопироксен с Mg#s, равным 83, что подтверждает результаты экспериментальных исследований. Однако Mg #орх не превышает 83 во всей верхней критической зоне как для западного, так и для восточного крыла Бушвельда. В результате породы верхней критической зоны, вероятно, образовались из магм, насыщенных плагиоклазом.

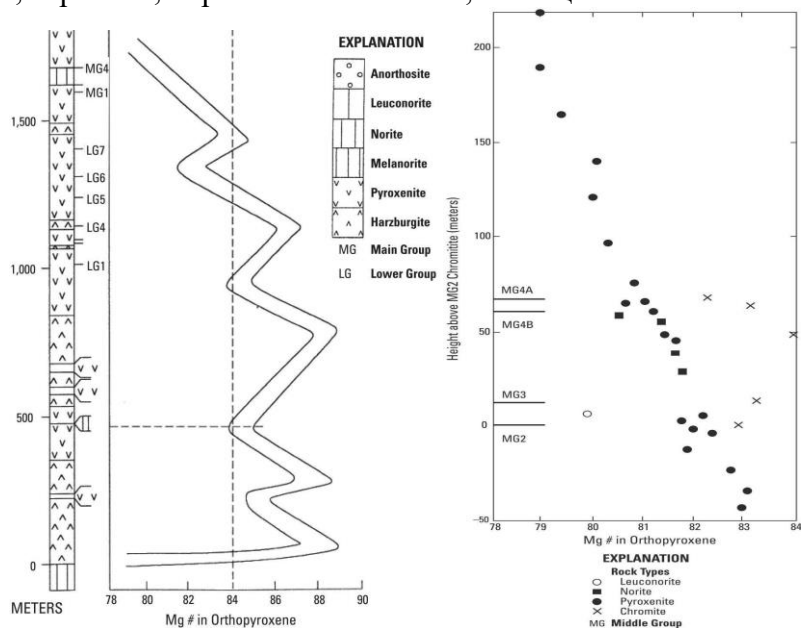


Рис. 51. График магнезиальности ортопироксена в нижней и критической зонах западной части комплекса Бушвельд в зависимости от стратиграфического положения. Вмещающие породы включают гарцбургит, пироксенит и норит. График Mg для ортопироксена через хромитовые слои средней группы в зависимости от стратиграфического положения. Наблюдается восходящая тенденция к уменьшению Mg#.

Комплекс Стиллиуотер. Геохимия микроэлементов использовалась для проверки обоснованности двухмагматических гипотез образования. Из-за различных последовательностей кристаллизации ультраосновной серии и серии Нижней полосы по сравнению с серией Средней полосы, предположили, что источник первой магмы был U-типа, а второй - A-типа (таблица 18). В частности, магма U-типа ультраосновной серии и нижней полосчатой серии должна была иметь высокое содержание MgO, относительно содержания SiO₂ и низкое содержание щелочей, CaO, Al₂O₃ и TiO₂, что делает их сопоставимыми с современными бонинитами. Для Среднеполосной серии (магма типа A) исходная магма должна была быть более толеитовой и гиперглиноземистой.

Минеральный состав ортопироксена (таблица 18) на всей территории перидотитовой зоны комплекса Стиллиуотер изменяется со стратиграфической высотой (рис. 52), демонстрируя восходящее увеличение магнезиальности и уменьшение содержания легких РЗЭ, которое выравнивается выше самых нижних 400 м комплекса. Аналогичные тенденции наблюдаются в оливинах и других пироксеновых минералах. Кроме того, содержание Cr₂O₃ в ортопироксене, как правило, высокое и составляет ~0,6 процента, а содержание РЗЭ подтверждает стандартную картину обогащения тяжелыми редкоземельными элементами (HREE), в которой (Ce/Yb)_n < 0,15, где индекс n относится к нормированию содержаний элементов по значениям для хондритов. Однако содержания РЗЭ находятся в небольшом диапазоне, так что их закономерности фактически субпараллельны (рис. 52). Наблюдается также значительная Eu-аномалия. Эти результаты согласуются с формированием перидотитовой зоны и ультраосновной серии в результате множественных инъекций и фракционной кристаллизации магмы из верхней мантии. Более того, отношения (Ce/Sm)_n не являются хондритовыми, что позволяет предположить, что исходная магма была обогащена легкими РЗЭ или что частичные расплавы были загрязнены породами земной коры, обогащенными легкими РЗЭ, во время подъема в магматический очаг.

Таблица 18. 1. Предлагаемые составы материнских магм для ультраосновной и нижней полосчатой серии (U-тип) и средней полосчатой серии (A-тип). 2. Диапазон основных и микроэлементных составов ортопироксена (комплекс Стиллиуотер).

Oxides	U-type	A-type	Iron Mountain		Lost Mountain
			Oxides (weight percent)		
SiO ₂	47.44	51.49	55.09–56.30	54.20–56.32	
Al ₂ O ₃			1.16–1.63	1.13–1.59	
TiO ₂	0.15	0.49	0.08–0.121	0.07–0.34	
Cr ₂ O ₃			0.39–0.55	0.35–0.60	
FeO			9.80–12.43	8.73–13.39	
MnO			0.19–0.28	0.20–0.28	
Fe ₂ O ₃	1.05	0.98	29.34–30.67	28.34–32.13	
CaO			0.70–2.61	1.19–2.12	
FeO	8.49	7.95	b.d.–0.02	b.d.–0.02	
MnO	0.16		b.d.	b.d.	
MgO	32.31	6.37	0.04–0.13	0.04–0.11	
CaO	3.21	11.77	100.18–101.22	99.39–101.38	
Na ₂ O	0.51	2.59	Rare earth elements (parts per million)		
K ₂ O	0.21	0.16	La	0.045–0.120	
P ₂ O ₅	0.02		Ce	0.116–0.295	
Cr ₂ O ₃	0.91		Nd	0.098–0.220	
NiO	0.23		Sm	0.044–0.079	
Total	100.00	99.67	Eu	0.014–0.028	
			Gd	0.070–0.122	
			Dy	0.141–0.236	
			Er	0.120–0.192	
			Yb	0.147–0.240	
			Ratios		
			Mg#	0.81–0.85	
			(Ce/Nd) _n	0.79–1.05	
			(Ce/Yb) _n	0.20–0.47	
			(Ce/Sm) _n	0.59–0.92	
				0.41–0.91	
				0.10–0.56	

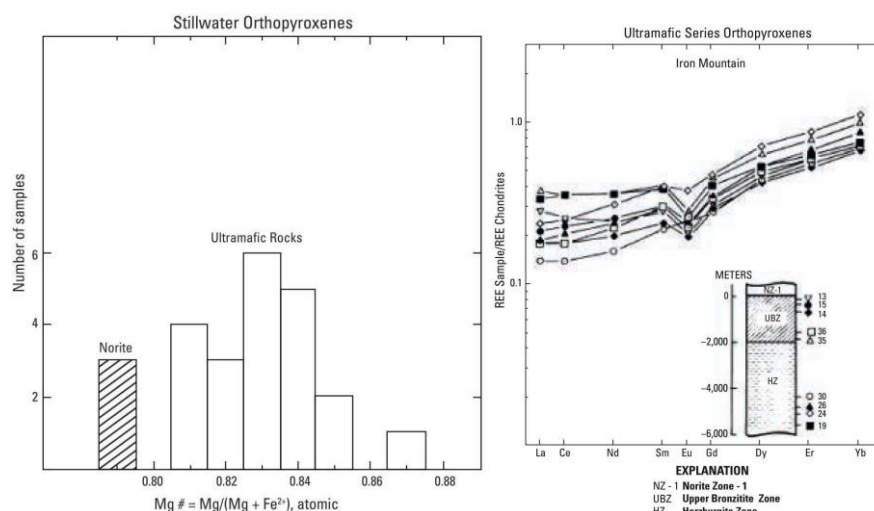


Рисунок 52. Гистограмма Mg#, где $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$, для ортопироксена в комплексе Стиллиуотер. Спектр редкоземельных элементов (РЗЭ), нормализованный по хондриту, для зерен ортопироксена в ультраосновной серии комплекса Стиллиуотер.

Кеми интрузия. Химический состав наименее измененных кумулятов вблизи или с прослоями слоистых хромитов представлен в таблице 19. Содержания MgO остаются относительно постоянными в нижней части интрузии вплоть до верхней части перидотитов, а затем постепенно снижаются к кровле интрузии. Концентрации CaO повышены в тех образцах, где авгит является кумулятивным минералом. Содержание никеля довольно постоянно, около 0,1 мас.%, в нижних слоях интрузии, а затем начинает снижаться в верхних перидотитах. Концентрации как Na₂O, так и Sr постепенно увеличиваются от нижних слоев интрузии вверх. Эти результаты согласуются с образованием интрузии Кеми новыми импульсами магмы, поступающими в загрязненный магматический очаг.

Рум интрузия. Исследования выявили геохимические сложности в перидотитовых и алливалитовых слоях интрузии Рум. Анализ показывает, что оливин и плагиоклаз в слоях перидотита и в некоторых слоях алливалита сместились к более развитым составам ближе к кровле (таблица 19). Выявлены аналогичные тенденции в основании перидотитовых слоев. В частности, РФА-анализ перидотитов из циклической пачки 10 показывает, что существует крутой градиент содержания никеля в оливине на границе перидотит-алливалит. Изменения отношения Fe/Mg в оливинах также указывают на то, что оливин претерпел переуравновешивание. Кроме того, увеличение Al₂O₃, CaO и SiO₂ в верхнем перидотите по сравнению с нижним перидотитом, скорее всего, связано с уменьшением содержания оливина по сравнению с плагиоклазом и пироксеном (табл. 20). Эти результаты показывают, что фракционирование кристаллов само по себе не может объяснить образование слоев; скорее, важными факторами могли быть ассимиляция полевошпатовой вмещающей породы и поздние стадии обмена внутрипорового расплава.

Таблица 19. Составы хромита (1) и оливина (2) в интрузиях Кеми и Рум.

Oxides	1	2	3	4	5	6	Oxides	Olivine in allivalite (Unit 10) ^a	Olivine in peridotites (Unit 10) ^a	Olivines in ELS (Unit 10) ^b	Olivines in WLS (Unit B) ^b
SiO ₂	14.17	10.3	39.49	6.56	44.01	43.24	SiO ₂	39.87	40.04	38.88–40.66	38.40–40.79
TiO ₂	0.38	0.36	0.1	0.43	0.10	0.11	Al ₂ O ₃	0.00	0.81		
Al ₂ O ₃	11.24	12.09	2.17	12.98	2.99	3.82	Fe ₂ O ₃	0.86	0.47		
Fe ₂ O ₃	3.54	3.72	2.86	4.59	2.63	4.26	FeO	13.20	11.33	11.56–19.36	10.96–20.25
Cr ₂ O ₃	34.35	41.91	6.02	41.62	1.73	0.36	MgO	45.38	45.64	41.40–47.83	40.42–47.39
FeO	12.75	13.42	10.29	16.52	9.48	8.64	CaO	0.25	0.19	n.f.–0.14	n.f.–0.18
MnO	0.21	0.27	0.19	0.25	0.21	0.20	Na ₂ O	0.04	0.06		
MgO	20.32	17.25	38.65	16.67	33.49	35.86	K ₂ O	0.01	0.06		
CaO	2.96	0.62	0.10	0.37	5.33	3.26	H ₂ O ⁺¹¹⁰	0.33	0.42		
Na ₂ O	0.06	0.06	0.09	0.00	0.00	0.17	H ₂ O ⁻¹⁰⁰	0.10	b.d.		
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	TiO ₂	0.03	0.38		
P ₂ O ₅	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	P ₂ O ₅	0.01	b.d.		
							MnO	0.22	0.23	n.f.–0.33	n.f.–0.38
							Cr ₂ O ₃	tr.	0.08		
							NiO	n.d.	0.02	n.f.–0.33	n.f.–0.40
							CoO	n.d.	b.d.		
							Total	100.3	99.79	99.67–100.66	

Данные по элементам-примесям для ультраосновных пород Ультраосновной зоны приведены в таблице 23. В целом графики REE, нормированные по хондриту, для этих пород имеют отрицательный наклон (рис. 53). Кроме того, образцы показывают обогащение легкими РЗЭ, что позволяет предположить, что исходная магма для этих пород также была обогащена легкими РЗЭ. Кроме того, рассчитанная исходная магма имеет отношение $(Ce/Yb)_n$, равное 2,6, отношение $(Nd/Sm)_n$, равное 1,1, и отношение $(Dy/Yb)_n$, равное 1,6. Это также указывало бы на то, что источник исходной магмы был обогащен легкими РЗЭ или что расплав подвергся контаминации земной коры при подъеме в магматический очаг.

Таблица 23. Содержания микроэлементов в породах ультрабазитовой зоны Бураковской интрузии

Element	248/190	200/444	28/223 ^a	Parent
Sc	22.2	12.7	11.2	13.9
V	72.7	49.9	76.8	103.7
Cr	3,379.1	6,915.5	3,744.4	2,431.4
Co	104.8	102.1	124.9	60.0
Ni	1,461.7	2,359.4	1,947.7	220.6
Cu	23.1	221.7	84.3	107
Rb	0.34	0.07	8.3	11.4
Sr	26.8	13.7	81.2	7.63
Y	3.04	1.79	5.61	7.63
Zr	6.96	2.8	40.4	55
Nb	0.27	0.1	1.88	2.58
Ba	3.03	8.12	115.7	36.8
La	0.92	0.49	5.8	2.22
Ce	2.4	1.39	13.2	6.31
Nd	1.76	1.02	6.64	4.63
Sm	0.54	0.3	1.47	1.36
Eu	0.17	0.1	0.39	0.45
Gd	0.53	0.31	1.27	1.74
Tb	0.09	0.05	0.2	0.27
Dy	0.6	0.33	1.13	1.55
Ho	0.11	0.07	0.2	0.27
Er	0.31	0.17	0.54	0.74
Tm	0.04	0.02	0.06	0.08
Yb	0.25	0.16	0.47	0.64
Lu	0.03	0.02	0.06	0.08
Hf	0.19	0.11	1.05	1.43

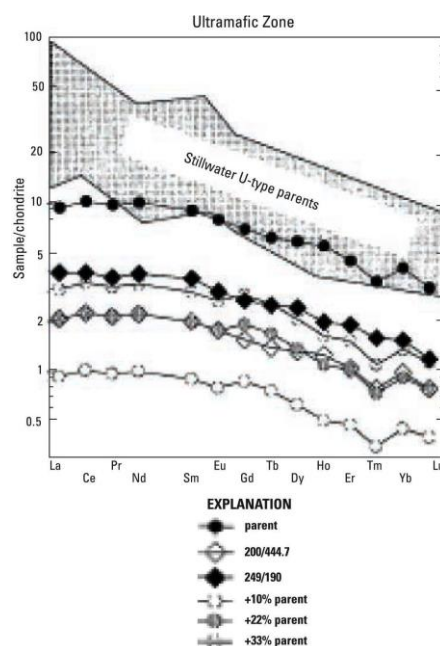


Рис. 53. Нормализованный по хондриту график редкоземельных элементов (РЗЭ) образцов из ультраосновной зоны Бураковской интрузии.

Ипуэрия-Медрадо силл. Вариации состава оливина и ортопироксена в образцах гарцбургита в ультраосновной зоне силла Ипуэрия-Медрадо предполагают магматическую эволюцию с двумя интервалами, разделенными основным слоем хромита. В частности, нижняя ультрабазитовая толща, расположенная ниже основного слоя хромита, содержит минералы с $Mg\#s$, где $Mg\#s$ сообщается как $100 \times Mg/(Mg + Fe^{2+})$, которые довольно постоянны и постепенно эволюционируют вверх к составам, богатым магнием (табл. 24; рис. 54). Это предполагает, что нижняя ультраосновная единица образовалась в магматическом очаге открытой системы, который часто пополнялся из примитивного источника магмы. Над основным слоем хромита в верхней ультраосновной толще наблюдается быстрая эволюция в сторону более богатых железом составов с увеличением стратиграфической высоты. $Mg\#$ (Fo для оливина, En для ортопироксена) уменьшается вверх (рис. 54). В результате пачка, скорее всего, образовалась в закрытом фракционирующем магматическом очаге с минимальными притоками новой, неистощенной магмы.

Аналогичные тенденции наблюдаются и в содержании Ni в зернах оливина. В ультраосновных породах, расположенных ниже основного пласта хромита, содержание никеля увеличивается примерно с 2000 ppm до 4700, тогда как над пластом основных хромитов концентрация никеля снижается с ~ 4100 ppm до 1800. Содержание Ni в оливине также имеет положительную корреляцию с Mg и отрицательную корреляцию с Mn (рис. 54). Кроме того, содержание Cr и TiO_2 в ортопироксене показывает общую положительную корреляцию с MgO и отрицательную корреляцию с Al_2O_3 (рис. 54).

Таблица 24. Диапазон составов зерен оливина и ортопироксена в гарцбургитах ультраосновной зоны силла Ипуэрия-Медрадо.

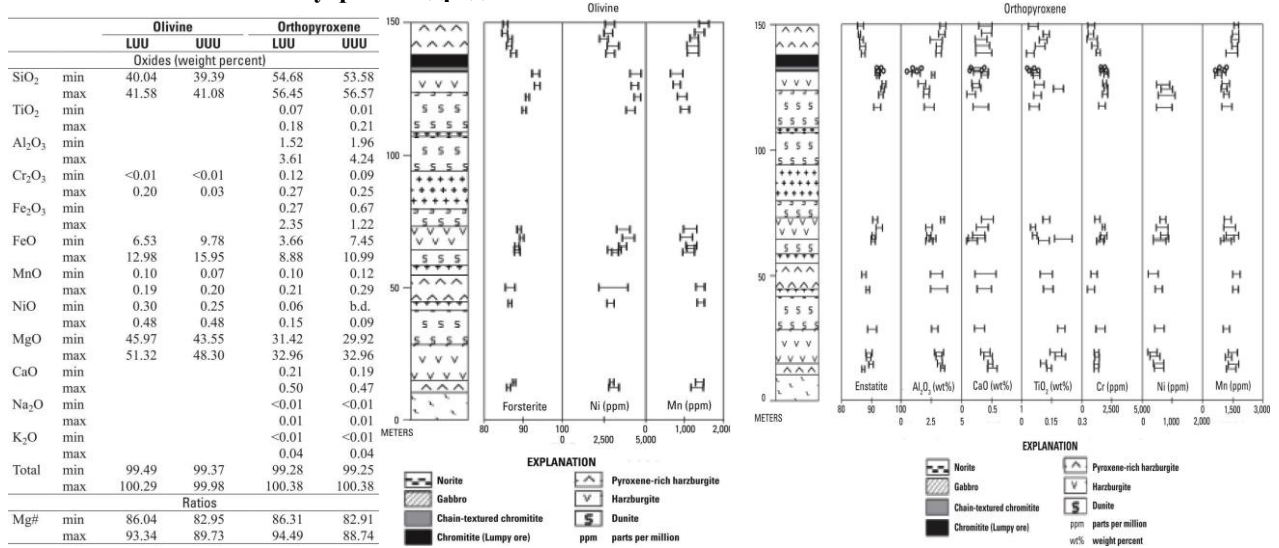


Рис. 54. Вариации со стратиграфической высотой составов оливинов из гарцбургитов и образцов хромитита (1). Изменения со стратиграфической высотой составов ортопироксенов из гарцбургитов и образцов хромитита из силла Ипуэрия-Медрадо (2).

Анортозитовый комплекс Фискенессет. Слои хромитита мощностью от десятков сантиметров до 20 м преимущественно расположены в анортозитовой толще и в кровле верхнелейкогаббро. Хромитсодержащие пласты также могут встречаться в слоях перидотитов ультраосновной толщи.

Геохимия основных и микроэлементов анортозитов показывает умеренные вариации SiO₂, Al₂O₃, CaO и Na₂O. Однако наблюдаются большие колебания содержания TiO₂, MgO, Fe₂O₃ и K₂O (табл. 28). Концентрации Zr, Ni и Cr также имеют широкий диапазон составов. Кроме того, хотя отношения Al₂O₃/TiO₂ являются суперхондритными, отношения Ti/Zr и Zr/Y варьируются от субхондритных до суперхондритовых (таблица 25).

Таблица 25. Данные по основным весовым процентам и микроэлементам для анортозитов из комплекса Фискенессет.

	Group 1		Group 2		Group 3		Group 4	
	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum
Oxides (weight percent)								
SiO ₂	45.60	47.30	46.1	46.8	49.30	52.60	46.90	47.40
TiO ₂	0.06	0.28	0.03	0.06	0.03	0.07	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	26.5	31.9	31.6	33.1	29.5	31.5	28.1	28.1
Fe ₂ O ₃	1.80	4.10	0.7	3.9	0.9	1.8	8.5	9.3
MnO	0.03	0.06	0.01	0.14	0.01	0.03	0.21	0.27
MgO	1.1	4.3	0.3	1.2	0.2	0.7	2.3	2.3
CaO	15.9	17.5	14.9	17.1	12.0	13.1	9.8	10.1
K ₂ O	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.5	0.6	0.6
Na ₂ O	1.2	1.8	1.7	1.9	3.5	3.9	2.6	2.7
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
LOI	0.51	1.08	0.35	0.65	0.41	0.58	0.50	0.55
Trace elements (parts per million)								
Cr	11	217	9	15	200	237	10	12
Co	9	28	4	8	3	6	19	23
Ni	25	85	7	11	7	22	13	14
Rb	0.3	3.1	0.5	5.9	2.3	14.5	20.6	21.4
Sr	73	95	83	111	115	149	131	145
Ba	7	29	31	89	33	107	95	158
Sc	6	21	2	4	n.d.	n.d.	5	14
V	21	78	12	17	16	27	14	14
Ta	0.005	0.048	0.006	0.013	0.001	0.003	0.009	0.013
Nb	0.060	0.309	0.037	0.186	0.019	0.045	0.098	0.131
Zr	2.10	19.1	6.0	14.1	1.44	5.0	3.49	36.2
Th	0.025	0.112	0.035	1.722	0.021	0.025	0.591	0.601
U	0.006	0.131	0.028	0.186	0.015	0.024	0.029	0.036
Y	1.5	6.9	0.6	3.1	0.2	0.5	4.9	12.2
La	0.269	1.301	0.225	3.794	0.984	1.530	7.027	7.566
Ce	0.637	2.803	0.488	6.514	1.394	2.202	9.797	11.492
Pr	0.092	0.367	0.063	0.635	0.127	0.192	0.726	0.904
Nd	0.453	1.683	0.282	2.159	0.429	0.732	1.930	2.467
Sm	0.157	0.525	0.075	0.397	0.067	0.150	0.363	0.428
Eu	0.157	0.348	0.203	0.307	0.313	0.359	0.363	0.393
Gd	0.247	0.870	0.100	0.532	0.074	0.146	0.507	0.997
Tb	0.058	0.166	0.016	0.091	0.008	0.018	0.097	0.215
Dy	0.293	1.166	0.101	0.562	0.042	0.100	0.739	1.669
Ho	0.063	0.258	0.020	0.108	0.009	0.018	0.181	0.414
Er	0.184	0.780	0.060	0.296	0.025	0.049	0.616	1.470
Tm	0.026	0.113	0.008	0.040	0.003	0.006	0.098	0.258
Yb	0.171	0.740	0.053	0.252	0.020	0.034	0.716	2.092
Lu	0.025	0.110	0.008	0.036	0.003	0.005	0.115	0.377
Cu	4	33	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	14	45	2	27	2	7	21	52
Ga	32	49	50	53	38	52	45	59
Pb	0.55	1.57	1.61	2.53	0.62	1.86	1.27	1.71
Ratios								
La/Sm _{cn}	0.65	1.60	1.94	6.17	4.71	10.99	10.61	13.44
Gd/Yb _{cn}	0.80	1.14	1.46	1.75	3.03	3.55	0.39	0.59
La/Yb _{cn}	0.51	1.18	3.07	11.07	23.06	50.73	2.41	7.58
Eu/Eu*	1.56	3.00	2.08	7.15	6.46	14.27	1.84	2.58
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	109	512	523	1150	448	860	576	600
Ti/Zr	50	243	13	53	41	284	8	80
Zr/Y	1.3	4.5	2.9	10.9	3.1	16.2	0.7	3.0
Y/Ho	22.3	27.5	26.1	28.4	26.2	28.0	27.4	29.4
Mg#	49.00	69.00	38	47	27	42	33	35

Анортозиты можно разделить на четыре различные группы на основе распределения РЗЭ (таблица 25; рис. 55). Группы РЗЭ от умеренно обедненных до умеренно обогащенных составляют группу 1 с $La/Sm_{cn} = 0,65-1,60$, $Gd/Yb_{cn} = 0,80-1,14$, $La/Yb_{cn} = 0,51-1,18$ (таблица 25). Анортозиты группы 2 имеют профили от умеренного до сильно обогащенного LREE и умеренно обедненного HREE с $La/Sm_{cn} = 1,94-6,17$, $Gd/Yb_{cn} = 1,46-1,75$ и $La/Yb_{cn} = 3,07-11,07$ (Полат и др., 2009). Анортозиты группы 3 обладают сильно фракционированными распределениями легких и тяжелых РЗЭ, с $La/Sm_{cn} = 4,71-10,99$, $Gd/Yb_{cn} = 3,03-3,55$, $La/Yb_{cn} = 23,06-50,73$, тогда как анортозиты группы 4 демонстрируют вогнуто-восходящие распределения REE, с $La/Sm_{cn} = 10,61-13,44$, $Gd/Yb_{cn} = 0,39-0,59$ и $La/Yb_{cn} = 2,41-7,58$. Крупные положительные Eu аномалии присутствуют во всех группах ($Eu/Eu^* = 1,56 - 14,27$).

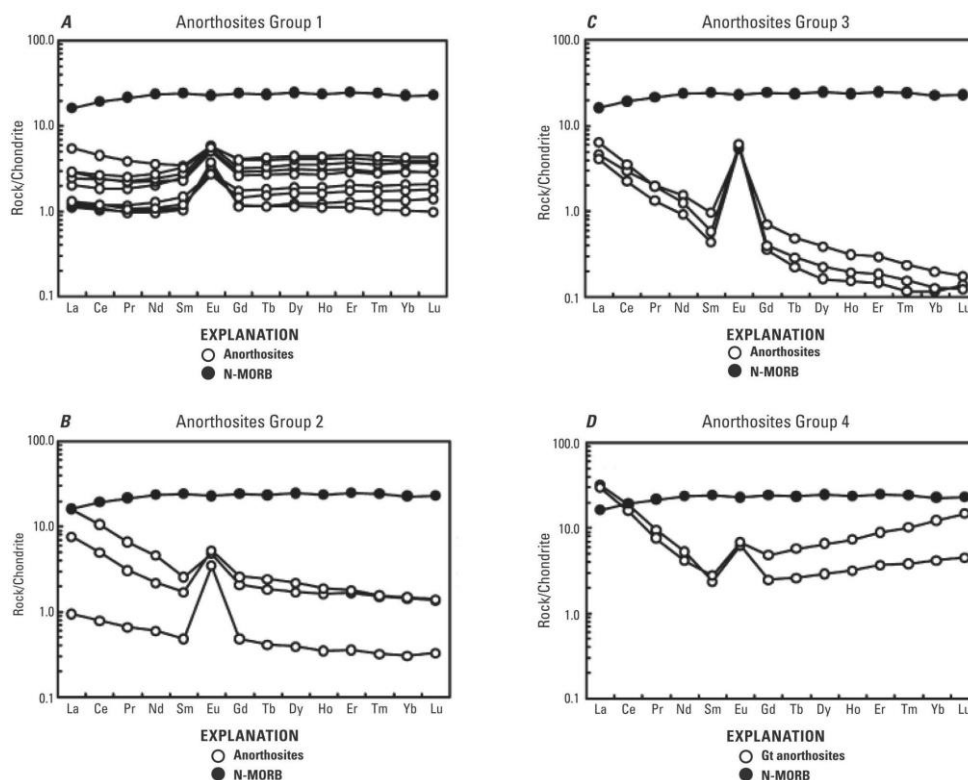


Рисунок 55. Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ), нормализованные по хондриту, для анортозитов из анортозитового комплекса Фискенесет.

10.2. Геохимия изотопов.

Большая часть изотопной геохимии связанных магматических пород уже рассматривалась (см. таблицы 11–13). Это перекрытие возникло из-за сложной природы хромитовых пластов внутри крупных слоистых магматических интрузий, особенно в отношении их геохимических признаков и взаимосвязей. Здесь приводится обзор тех месторождений, где выполнены обширные изотопно-геохимические исследования. Изотопная система Nd выделяется как наиболее широко используемый параметр при анализе формирования крупных базит-ультрамафитовых расслоенных интрузий. В частности, значения ^εNd для интрузий в основном отрицательные, что указывает на некоторую степень загрязнения земной коры во время формирования (таблица 26).

Таблица 26. Сводка значений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ^εNd для ключевых стратиформных комплексов.

Deposits	Stratigraphic location unit	Unit	Lithology	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	^ε Nd	References
Bushveld Complex (South Africa)	Lower Zone		Pyroxenite and harzburgite	0.511393–0.511549	-6.0 to -5.4	1, 2, 3
	Lower Critical Zone	LG chromitite	Pyroxenite	0.511462–0.511513		
	Upper Critical Zone		Chromitite, norite and anorthosite	0.5111000–0.511428	-7.6 to -6.3	
	Lower Main Zone		Norite and gabbronorite	0.511604–0.511792	-7.9 to -6.4	
Muskoх intrusion (Canada)	Cyclic units		Clinopyroxenite, websterite, dunite	0.511330–0.512945	-11.4 to -0.1	4
	Keel Dyke		Gabbronorite	0.512290		
Stillwater Complex (Montana, USA)	Ultramafic Series	Peridotite zone	Peridotite and chromitite	0.511714–0.513422	-5.6 ± 1.7	5, 6
Rum intrusion (Scotland)		Units 8–15	Peridotite, troctolite, gabbro	0.51281–0.5123	-2.2 ± 3.9	7, 8
		Undefined cyclic units	Feldspathic peridotites Allavite	0.51271–0.51253 0.51249–0.5123		
Great Dyke (Zimbabwe)	Entire intrusion			0.511068–0.514724	+0.4 ± 5.0	9
Ipueria-Medrado Sill (Brazil)	Ultramafic Zone	Lower Ultramafic Unit	Harzburgite	0.510930–0.511553	-3.9 to -6.7	10
	Upper Ultramafic Unit		Amphibole-rich harzburgite Amphibole-free harzburgite	0.511314–0.511772	-6.3 to -6.8 -4.7	
Niquelândia Complex (Brazil)	Lower sequence		Peridotite, pyroxenite, gabbronorite, chromitite	0.551874–0.513730	-10.83 to 6.48 (-5.8)	11, 12, 13
	Upper sentence		Gabbro, anorthosite, amphibolite	0.512439–0.513618	-0.27 to 7.67	
	Lower sentence		Crustal xenoliths	0.511396–0.511469	-12.5	

Комплекс Бушвельд. Концентрации серы и соотношения изотопов в Бушвельде использовались для предположения, что преимущественно магматический источник серы повлиял на сульфидную минерализацию. Содержания серы в магме Бушвельда - 238 ppm. Кроме того, содержание серы в ультраосновных породах Верхней зоны изменяется в соответствии с Ni, Cu, Co и Zn. В результате вариации количества магматической серы, скорее всего, были ответственны за переменные концентрации сульфидов в расслоенной толще Бушвельда. Во время кристаллизации пород в критической зоне содержание серы в магме уменьшилось до точки, где образовалась несмешивающаяся жидкость, содержащая сульфид меди, создав норит и анортозит. Увеличение содержания серы после формирования Критической зоны привело к образованию медно-никелевых сульфидов на Меренском рифе. Что касается соотношения изотопов серы, то значения $^{D^{33}S}$ исходной магмы варьируются от 0,11 до 0,21 ‰ с узким диапазоном 834S от 1,3 до 3,2 ‰, что позволяет предположить, что магма Бушвельда была насыщена серой (таблица 12). В породах рудного горизонта регистрируются значения $^{D^{33}S}$ в диапазоне от 0,03 до 0,55 ‰ и значения 834S в диапазоне от 2,7 до 11,4 ‰, что свидетельствует о потере серы бушвельдской магмой при минерализации рудного горизонта.

Контрастные исходные изотопные составы Sr, зарегистрированные в нижней, критической и нижней основной зонах бушвельдского комплекса, предполагают многочисленные притоки магмы (рис. 4 для стратиграфических соотношений). Это, наряду с сопутствующим перемешиванием, кристаллизацией и отложением кумулятов, предполагает образование в открытой системе и было названо «стадией интеграции». В нижней зоне исходное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гарцбургите составляет в среднем $\sim 0,705$, тогда как в ортопироксените из нижней критической зоны и норите и анортозите в верхней критической зоне среднее исходное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ достигает $\sim 0,7064$ (табл. 13). Промежуточный плагиоклаз в хромитах LG критической зоны регистрирует начальные отношения Sr, которые варьируются от 0,7066 до 0,7070, при этом самое высокое начальное отношение Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7080$) наблюдается в хромититовой пачке MG3 верхней критической зоны. Эти резкие увеличения изотопного состава стронция позволяют предположить, что проникший исходный расплав подвергся массивному загрязнению при контакте с кровлей камеры, что привело к включению плавающей гранофировой жидкости и вызвало осаждение хромита.

Начальное изотопное отношение стронция на границе Верхней критической зоны и Главной зоны Меренского рифа изменяется от 0,705 до 0,706 (таблица 13), а затем резко возрастает до 0,7085, стратиграфически поднимаясь вверх от Верхней критической зоны к основной зоне; это указывает на добавление магмы различного состава на этом уровне. Во время «стадии дифференциации» закрытой системы в Верхней основной зоне (исходное $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7084$) и Верхней зоне (исходное $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7072$) крупных притоков магмы не происходило. Таким образом, слои магмы на этом уровне комплекса Бушвельд образовались в результате фракционной кристаллизации. Однако вблизи пироксенитового маркера произошло единственное, очень крупное и последнее добавление магмы, которое фиксируется резким снижением отношения Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7073$).

Что касается систематики изотопов Re-Os, исходные отношения $^{187}Os/^{188}Os$ в пироксенитах Бастардской пачки дают значение 0,151 (таблица 13). Изохрона Re-Os, определенная этим набором данных, предполагает возраст 2043 ± 11 млн лет, что согласуется с другими возрастными кристаллизации комплекса Бушвельд. Примечательно, что изохронная подгонка указывает на значительную гомогенность изотопов Os в толще Bastard во время кристаллизации, поскольку начальное отношение $^{187}Os/^{188}Os$ (0,1506) гораздо более радиогенно, чем хондритовая мантия (0,128) при 2,04 млрд лет назад. Изотопная однородность, скорее всего, возникла после значительного загрязнения земной коры. Данные Rb-Sr для пироксенитов дают ошибочный возраст 2027 ± 160 млн лет и начальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,70772, что также указывает на то, что имело место загрязнение земной коры. Однако, в отличие от Os, изотопы Sr проявляют большую неоднородность.

С другой стороны, начальные отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в сульфидах, обогащенных ЭПГ, и в породах ниже рифа Меренского весьма изменчивы и радиогенны, со значениями от 0,168 до 0,181 (таблица 13). Промежуточные фазы в слоях хромита критической зоны обнаруживают начальные значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, близкие к хондритовым ($\sim 0,120$) в хромитах Нижней группы, 0,137 для хромитов Средней группы и 0,150 для слоя хромитита UG2. Значения $^{\delta}\text{Os}$ (где $^{\delta}\text{Os}$ — процентная разница между изотопным составом Os пробы и средним составом хондритов того времени; колеблются от +10 до +55 и свидетельствуют об ассимиляции и смешении загрязненных земной корой расплавов с мантийными магмами.

Комплекс Стиллоутер. Соотношение изотопов Nd в образцах, взятых с разных стратиграфических уровней дает $^{\epsilon}\text{Nd}(2701) -1,6 \pm 0,6$ (таблица 13). Более широкий диапазон начальных отношений ($^{\epsilon}\text{Nd} =$ от +1,9 до -5,2) привел их к заключению, что в формировании комплекса участвовали две магмы, различающиеся по изотопному составу. Однако образцы, показавшие самые отрицательные значения ($^{\epsilon}\text{Nd} =$ от -2,7 до -5,2), взяты из богатой сульфидами зоны в основании комплекса и самого нижнего хромитового пласта, что предполагает, возможно, загрязнение из местного источника, а не привнесение второго типа магмы. Что касается начальных отношений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, хромиты А, С, Н и J в ультраосновной серии составляют в среднем $0,92 \pm 0,02$ при 2,7 млрд лет, что находится в пределах диапазона хондритовых значений того времени. Хромиты G, H, I и K также являются почти хондритовыми. Однако более высокие начальные значения ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{avg}} = 1,15 \pm 0,04$) отмечены для образцов из рифа J-M, хромитов из слоя В и хромитов из бронзититовой зоны. Кроме того, отношения Re/Os в рифе J-M намного выше.

Другим фактором, который следует учитывать, является присутствие молибденита в пласте G-хромита комплекса Стиллоутер, что позволяет предположить, что гидротермальные флюиды мобилизовали Re и, возможно, Os вскоре после кристаллизации. В результате зарегистрированная изотопная изменчивость Os могла быть объяснена гидротермальными процессами, а не ассимиляцией континентальной коры. Тогда исходные изотопные отношения осмия будут указывать на его происхождение из магмы мантийного происхождения, практически не взаимодействовавшей с континентальной корой до кристаллизации.

Изотопный состав свинца в кристаллах выщелоченного плагиоклаза предполагает наличие корового компонента. Широкая тенденция в $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по сравнению с $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ наблюдается для образцов по всему Стиллоутеру и параллельна изохроне 2,7 млрд лет. Однако в базальной самой нижней ультраосновной серии данные немного выше основного тренда, определяемого полосчатой серией, что позволяет предположить, что локальное загрязнение произошло в нижней части комплекса во время внедрения.

Что касается систем стабильных изотопов, то состав ^{d18}O магмы Стиллоутера, основанный на факторах фракционирования плагиоклаза-базальта, варьирует от 4,7 до 6,7 ‰ при среднем значении 5,9 ‰ (таблица 11). Однако большинство значений лежат близко к среднему значению, что делает магму Стиллоутера совпадающей с диапазоном значений, полученных для расплавов мантийного происхождения. Кроме того, одинаковые значения ^{d34}S встречаются по всему комплексу, за исключением сульфидов базальной серии (таблица 12). Это предполагает кристаллизацию из однородного резервуара серы, который, скорее всего, образовался в мантии. Таким образом, стабильные изотопы не указывают на наличие большого количества загрязнения земной коры.

Великая Дайка. Исследования систематики изотопов Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb показали, что она испытала небольшое загрязнение коры или возникла из незагрязненного, но обогащенного мантийного источника. Равномерное исходное соотношение изотопов Sr, Nd и Pb между подкамерами приводит к выводу, что Великая Дайка сформировалась в условиях субдукции и континентального столкновения. Более крупный набор данных Sm-Nd определяет доказательства различного количества загрязнения земной коры. Изотопная систематика Re-Os Великой Дайки - исходные отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для хромитовых тел в десяти массивных пластах привели к относительно узкому диапазону значений от 0,1106 до

0,1126 (таблица 13). Этот диапазон лишь немного выше, чем ожидалось, для разновозрастной примитивной верхней мантии (0,1107), что делает отношение хондритовым к очень умеренно супрахондритовому и намного превышает оценки для субконтинентальной литосферной мантии (SCLM). В результате загрязнение магмы Великой Дайки будет минимальным, от 0 до 33 процентов. Чтобы объяснить отсутствие загрязнения континентальной корой или SCLM, мантийный апвеллинг, или «плюм», должен был образоваться в несостоявшейся рифтовой обстановке за счет распространения в каналах, уже подготовленных предыдущими вторжениями.

Рум интрузия. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пачках с 8 по 15 Восточной слоистой серии (ELS) варьируют от 0,7036 до 0,7043 (таблица 13). В вышележащих полевошпатовых перидотитах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблется от 0,7049 до 0,7053, а в алливалите $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,706$ (табл. 13). Вместе с изотопными данными Sm-Nd этот набор значений и их соответствующие положения внутри интрузии позволяют предположить, что ELS образовался из незагрязненных порций пикритовой магмы, которые были введены в магматический очаг, содержащий контаминированную корой и относительно эволюционировавшую базальтовую магму. Значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для перидотитов, троктолитов и габбро ELS изменяются от 18 до 17,1, от 15,41 до 15,22 для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и от 38,25 до 37,4 для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Более того, когда $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ нанесены на график относительно $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, данные группируются в правом верхнем углу диаграммы (рис. 56), что указывает на контаминацию гнейсами амфиболитовой фации верхней коры. Значения $\delta^{18}\text{O}$ пород изменяются от $-5,1\text{‰}$ до $+10,7\text{‰}$ (табл. 11). Масштабы этого диапазона предполагают, что нагретые метеорные воды должны были в той или иной степени прореагировать в некоторых частях интрузии.

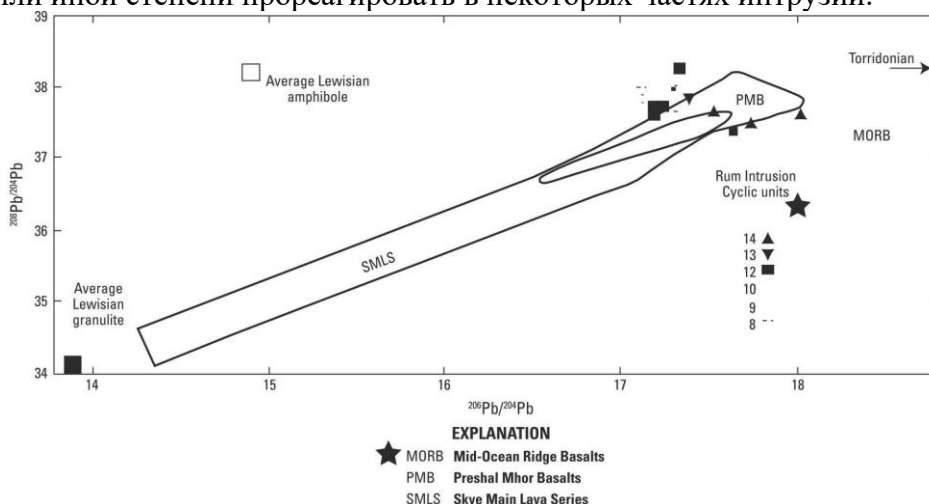


Рис. 56. График зависимости $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для перидотитов, троктолитов и габбро из толщ 8, 9, 10, 12, 13 и 14 Румской интрузии.

Начальные значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для пород Румской интрузии колеблются от 0,1305 до 0,1349, что нетипично для конвектирующей верхней мантии. Это диапазон недавно извергнутых пикритов и базальтов Исландии ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,1269\text{--}0,1369$) и палеогеновых пикритов и базальтов Баффиновых островов и Западной Гренландии ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,1267\text{--}0,1267\text{--}0,1267\text{--}0,1369$). 0,1322). Отдельные подразделения в пределах трех стратиграфических уровней сохраняют диапазон начальных значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, при этом значения $^{\text{e}}\text{Os}$ простираются от $+3,4$ до $+35,7$. Только в хромитовых пластах значения $^{\text{e}}\text{Os}$ также супрахондритовые ($^{\text{e}}\text{Os} =$ от $+5,5$ до $+7,5$). Однако, в отличие от комплекса Стиллуотер, где изотопная неоднородность $^{\text{e}}\text{Os}$ и Os снижается по мере увеличения стратиграфической высоты, самые высокие значения $^{\text{e}}\text{Os}$ в интрузии Рум приходятся на промежуточный уровень. Из-за наблюдаемой изотопной неоднородности данные Re-Os не определяют изохроны ни в свите исследованных пород, ни в пределах отдельных подразделений. Наоборот, неоднородность предполагает, что состав магм, пополнявших

первоначальный магматический очаг, мог быть неоднородным по своей природе и (или) что, подобно изотопным данным Sr, Nd и Pb, могла иметь место коровая ассимиляция.

11. Геолого-генетическая модель.

Глубина формирования. Крупные, слоистые базит-ультрамафитовые интрузии внедрялись на различных глубинах, и поэтому нет единого мнения о типичных глубинах, на которых можно было бы ожидать залегания стратиформного комплекса. Кроме того, оценки глубины внедрения недоступны для большинства примеров месторождений, охваченных этой моделью. Частично это возникает из-за трудности оценки размеров расслоенных основных-ультраосновных интрузий, в которых расположены стратиформные месторождения хромитов. В настоящее время оценки доступны только для комплекса Бушвельд и комплекса Стилутер. Расчетная глубина залегания расслоенной свиты комплекса Бушвельд составляет 9 км, в комплексе Стилутер - от 10 до 15 км.

Связь с вмещающими породами. Месторождения стратиформных хромитов не связаны с осадочными породами. Для генезиса месторождений наиболее важной является связь с метаморфическими породами. Посткристаллизационный метаморфизм затронул многие магматические комплексы и их пластообразные хромитовые месторождения. Однако хромит хорошо сохранился независимо от степени метаморфизма изверженных пород. Серпентинизация широко распространена в оливинсодержащих литологиях, таких как перидотит, дунит, гарцбургит и троктолит.

Минералы-индикаторы. Наиболее важным метаморфическим минералом в пластообразных хромитовых месторождениях с точки зрения диагностики и экономической оценки является магнетит. Магнетит, связанный со слоистыми месторождениями хромита, часто встречается в виде минерала поздней стадии или изменений, образованных во время серпентинизации минералов, интерстициальных к хромиту. В этих случаях магнетит образует каймы на внешних краях зерен хромита. Если хромит был деформирован или нагружен, то магнетит также может быть обнаружен в трещинах зерен хромита. В зависимости от степени последующего метаморфизма состав оторочек или трещин может приближаться к феррихромиту, что может привести к снижению отношения Cr/Fe и образованию нерентабельной руды.

Магнетит также может быть обнаружен в виде включений в хромите пластообразных хромититовых пластов. В анортозитовом комплексе Фискенессет, например, включения магнетита плотно распределены по зернам хромита, размеры которых варьируют от нескольких микрон до 0,015 мм, и имеют преимущественно правильную и округлую форму. Мельчайшие зерна магнетита, по-видимому, расположены в соответствии с кристаллографическим направлением. Размер включений магнетита также уменьшается от центра к краям зерен хромита. Кроме того, встречаются крупные участки магнетита с пластинками хромита по границам зерен хромита (рис. 57).

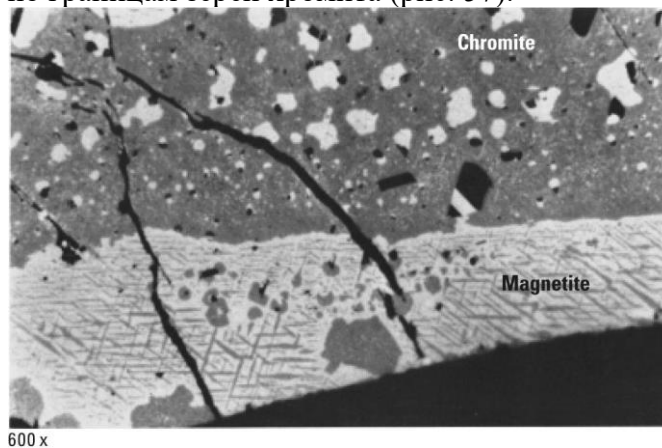


Рис. 57. Микрофотография хромита из комплекса Фискенессет в отраженном свете, показывающая два типа магнетита (белые) в зерне хромита (серые).

Другие метаморфические минералы, которые могут присутствовать в слоистых хромитовых телах и тесно связанных слоях, включают слюдяные минералы, такие как хлорит и клинохлор; минералы группы серпентинов, такие как лизардит, хризотил, антигорит и бастит; карбонатные минералы, такие как кальцит, магнетит и доломит; и силикатные минералы, такие как кварц и тальк. Например, ультраосновная толща расслоенной интрузии Кампо Формозо первоначально содержала от 400 до 500 м перидотитов. Однако во время регионального метаморфизма перидотиты были изменены на лизардит-хризотил-хромит-магнетит-бастит. После второго эпизода метаморфизма лизардит-хризотил-хромитовая ассоциация была заменена более поздними генерациями хлорита и антигорита, тогда как в богатых хромитами зонах комплекса образовались обильные хромовые клинохлоры. Произошла третья стадия метаморфизма, которая включала карбонатизацию, стеатитизацию и окремнение, когда богатые хлоритом комплексы были заменены магнетитом, тальком, доломитом, кальцитом и кварцем. Также были идентифицированы два редких хромсодержащих гидроксикарбоната, стиктит и барбертонит.

Гипотезы образования крупных расслоенных основных-ультрамафитовых интрузий, в которых расположены месторождения стратиформных хромитов, включают:

(1) смешение материнской магмы с более примитивной магмой во время перезарядки магматического очага и

(2) загрязнение исходной магмы за счет локализованной ассимиляции вмещающих пород на кровле магматического очага.

Смешение магм привело бы к образованию частично дифференцированной магмы, которая затем могла бы быть вытеснена в поле стабильности хромита и привести к массивным слоям хромита, обнаруживаемым в стратиформных комплексах. С другой стороны, загрязнение магмы кислыми породами земной коры может вытеснить магму из котектики в поле устойчивости хромита, что затем сделает возможным образование массивных слоев хромита, таких как те, что обнаруживаются в стратиформных месторождениях. Даже небольшие количества кремнезема и щелочей при смешивании с базальтовым или пикритовым расплавом могут подавить кристаллизацию оливина и оставить хромит единственной кристаллизующейся фазой до тех пор, пока состав магмы не вернется к котектике.

Противники теории смешения магмы утверждают, что наличие многочисленных, четко связанных слоев, которые чередуются между >99-процентным хромитом и <1-процентным хромитом, потребует частых, внезапных эпизодов перемешивания и почти полного выброса интерстициального расплава. Включения расплава также использовались в качестве доказательства против смешения примитивной магмы с флюидной или остаточной фракционированной магмой. Кроме того, признаки замещения, связанные с некоторыми слоями хромита, позволяют предположить, что хромит перераспределялся и концентрировался во время поздних стадий метасоматических процессов.

Ассимиляция вмещающих пород материнской магмой являются значимыми. Например, включения (диаметром от 5 до 100 мм) в зернах хромита из интрузии Кеми включают альбит, флогопит, амфибол, роговую обманку, миллерит, галенит, хлорит и циркон. Их присутствие интерпретировано как наличие захваченных капель загрязняющего силикатного расплава, что может быть связано с составом пограничной породы. Точно так же руды из хромитового пласта G комплекса Стиллуотер, обнаруживают изолированные многофазные включения или скопления включений, встречающиеся в основных зонах не менее 20 процентов зерен хромита. В результате периодические инъекции высокомагнезиальной базальтовой материнской магмы в магматический очаг во время накопления перидотитовой зоны могут объяснить образование хромита в комплексе Стиллуотер, так что исходная магма при достаточно высоких температурах (> 1400 ° C) поднимется на «крышу» магматического очага. Частичное слияние метаосадочных вмещающих пород или ранее кристаллизованных основных пород в кровле камеры затем привело бы к образованию трондьемитовых

жидкостей с высоким содержанием натрия. Смещение между тронджемитом и исходной магмой в кровле камеры впоследствии должно было привести к локализованной гибридизации и быстрому охлаждению расплава и, таким образом, способствовать осаждению хромита. Однако трудно объяснить эффективное смешивание вязкой жидкости низкой плотности с большим объемом нижележащей более плотной магмы с образованием однородных, протяженных в поперечном направлении слоев хромита.

Недавно было обнаружено, что тонкие, вспомогательные прослои хромита в интрузии Рум имеют другой состав, чем состав вкрапленных хромитов в окружающих перидотитах и троктолитах. Это привело к предположению, что слоистая интрузия образовалась в результате нисходящей инфильтрации пикритового расплава. Согласно этой модели, проникающий расплав должен растворять и ассимилировать кумулюсный оливин и плагиоклаз, находящиеся в кристаллической кашеце троктолита.

Несмотря на отсутствие окончательной модели, сходства и различия между физическими, структурными, геохимическими и геофизическими характеристиками пластообразных хромитовых месторождений могут дополнительно пролить свет на те аспекты, которые имеют решающее значение для уточнения модели месторождения. Кроме того, эти сходства и различия могут послужить ориентиром для дальнейшей оценки и изучения.

12. Прогнозно-поисковый комплекс.

Геологические критерии. Стратиформные месторождения хромита представляют собой обширные по латерали магматические слои массивного хромита внутри более крупного базит-ультрамафитового интрузивного тела, которое обычно внедрялось в стабильной кратонной обстановке или вдоль рифтовой зоны в архее или раннем протерозое. Слоистые интрузии обычно имеют форму воронки или блюда и простираются от 2 до 180 км, а глубина может достигать 15 км. Мощность хромитовых пластов в пределах основных-ультрамафитовых интрузий колеблется от <1 см до 8 м.

Породы расслоенной толщи, где залегают прослои хромитов, преимущественно кумулятивные. Слоистая серия идеально варьируется от ультраосновной пачки в основании через различные слои пироксенита и перидотита до основных кумулятов вверх. Для этого необходимо, чтобы пласты хромита располагались ближе к основанию слоистых интрузий. Кроме того, циклическое повторение хромитовых пластов внутри расслоенных интрузий указывает на то, что внутри интрузии происходили необходимые магматические процессы.

Экономически значимые хромититовые пласты чаще всего связаны с перидотитами и пироксенитами в нижних ультраосновных частях расслоенных интрузий. Основные-ультраосновные интрузии, в которых расположены стратиформные месторождения хромита, обычно имеют общую форму, которая является слоистой, дифференцированной и силловидной или воронкообразной. Наличие вкрапленного хромита также очевидно во вмещающих породах хромититовых или богатых хромитом пластов.

Геохимические параметры. Родоначальные магмы слоистых основных-ультрамафитовых интрузий обычно имеют высокое содержание SiO_2 и MgO , что видно из ранней кристаллизации высокомагнезиального ортопироксена после экстенсивной кристаллизации оливина. Кроме того, хромиты из расслоенных основных-ультраосновных магматических интрузий содержат высокие уровни Cr и демонстрируют сильные ассоциации с ЭПГ. Породы также характеризуются высоким содержанием магния и низким содержанием натрия, калия и фосфора.

Геофизические характеристики. Между пластами хромита и ассоциированными магматическими породами комплекса Бушвельд существует заметный контраст скоростей. Этот заметный контраст скоростей позволяет использовать радиолокационную отражательную способность и съемку ВНР при оценке экономической целесообразности потенциальных буровых площадок. Эти геофизические свойства могут также проявляться в других крупных слоистых основных-ультраосновных интрузиях, но необходимы дополнительные исследования в этой области.

Поверхностные признаки. Было задокументировано несколько записей фоновых характеристик на неразработанных участках пластообразных месторождений хромита. Среды включают почву, речные отложения и воду. Образцы почвы, отобранные при проходе через центральную часть месторождения Великая Дайка содержат максимум 0,75 мас.% Ni, 8 мас.% Cr и As, которые обычно превышают 150 мг/кг. Содержание хрома редко бывает ниже 1 мас.% рядом с рудными пластами. Концентрации хрома в почвах от ~ 1 до 3 мас.%, которая мало меняется с глубиной. В целом концентрации выше 4 мас.% считаются аномальными (большинство проанализированных разрезов содержат максимумы от 8 до 12 мас.% Cr непосредственно над рудными пластами).

Геохимическое исследование почв и речных отложений из западной части комплекса Бушвельд указывает на аномальные концентрации хрома над богатыми хромом слоями по сравнению с окружением. Концентрации достигают 16 мас.% Cr и обычно >0,2 мас.%. Некоторые участки с высоким содержанием хрома совпадают с аномальными концентрациями золота Au, Pd и Pt. Для сравнения, в почвах над ультраосновными породами, не связанными со слоистыми отложениями хромита, сообщалось о значительных концентрациях Cr (от 0,2 до 1,8 мас.%), Mn (от 0,1 до 0,2 мас.%) и Ni (от 0,2 до 7,3 мас.%).

Химический состав проб воды, отобранных вблизи комплекса Стилуотер в 1980-х годах, до активной современной добычи платиноидов, показывал концентрации Cr ниже 50 мкг/л (что соответствует рекомендациям Всемирной организации здравоохранения (ВОЗ) по питьевой воде). Однако результаты показали высокие концентрации Cd (≤ 30 мкг/л), что указывает на естественно высокий фон.

13. Методы добычи и обогащения руд.

Месторождения стратиформного хромита разрабатываются преимущественно подземным способом, хотя в некоторых случаях добыча ведется открытым способом. Используются различные методы подземной добычи. Подземная добыча на комплексе Бушвельд обычно ведется камерно-столбовым методом. Рудник Муат комплекса Стилуотер использовал метод усадочных забоев для извлечения руды.

После добычи хромитовая руда проходит различные этапы обработки, причем на начальном этапе обычно проводится ручная сортировка и просеивание. Измельченный мелкий и крупный материал разделяют либо гравитационным, либо электромагнитным методами. Затем концентрат направляется на одну из трех типов обогатительных фабрик для переработки.

Большая часть мирового хромита (~95 процентов) концентрируется, а затем выплавляется в электрических печах для производства феррохрома и использования в нержавеющей стали, других сплавах и металлическом хrome. Высокотемпературное восстановление хромита осуществляется плавлением и дает сплавы Fe, Cr, Si и C в различных соотношениях, с незначительными примесями, такими как сера, фосфор и титан. Продукты плавки хромита включают феррохром с высоким содержанием углерода, феррохром с низким содержанием углерода и ферросплавы феррохром-кремний.

Высокоуглеродистый феррохром обычно производят в электродуговых печах. Хромитовая руда смешивается с восстановителем, таким как кокс, и флюсами, такими как кремнезем (кварцит или гравий), доломит для добавления MgO, известняк для добавления CaO и корунд, боксит или другие алюмосиликаты для добавления Al₂O₃. Как правило, для хромитового сырья существует оптимальный размер частиц. Обычно они должны быть достаточно малы, чтобы способствовать выходу печных газов вверх во время плавки, но не настолько малы, чтобы они разлетались ветром внутри печи и попадали в окружающую среду или в шлак. Обычно хромитовую мелочь превращают в брикеты путем добавления связующих или гранулируют с флюсом и коксовым или угольным восстановителем. Использование плазменно-дуговых печей устраняет необходимость ограничения минимального размера частиц, используемых в сырье, и в этом случае можно эффективно перерабатывать хромитовую мелочь.

Помимо высокоуглеродистого феррохрома, продукты плавки хромита включают низко- и среднеуглеродистый феррохром и феррохром-кремниевые продукты. Во-первых, феррохром с высоким содержанием углерода можно очищать кислородом в конвертерах с верхней или нижней продувкой, чтобы снизить количество углерода в продукте. Менее затратный метод заключается в производстве феррохром-кремния, который можно использовать в качестве конечного продукта или очищать до феррохрома с низким содержанием углерода. Феррохром-кремний производится путем объединения хромитовой руды, кремнезема и восстановителя (кокса) с последующей плавкой в электродуговой печи. Кроме того, высокоуглеродистый феррохром можно переплавить с кремнеземом и коксом, или расплавленный высокоуглеродистый феррохром можно соединить с металлическим кремнием или ферросилицием для получения феррохром-кремния. Самый распространенный метод создания феррохрома с низким или средним содержанием углерода - это процесс, называемый основным перрином. Были применены некоторые модификации этого метода, но метод обычно включает шлак с высоким содержанием хрома, который производится в дуговой печи путем добавления хромита и извести, а затем смешивается с промежуточным сплавом от рафинирования феррохрома-кремния. Также существует еще один метод, который не использует кремний в качестве движущей силы реакций. В этом методе феррохром с высоким содержанием углерода смешивают с кварцевым песком высокой чистоты и твердым оксидом металла, таким как порошок FeCr ; затем смесь брикетируют, сушат и нагревают в вакууме до 1370°C .

Концентрат, который не переплавляется для производства феррохрома, может быть переработан путем обжига в печи и растворения для получения хромовых химикатов. Это составляет около 2% мирового производства хромита (ICDA, 2010). Процесс обогащения для производства химических веществ Cr включает в себя конечный продукт хромата натрия или дихромата натрия. Отходы, образующиеся в результате этого процесса, называются COPR, и их большое количество образуется на многочисленных городских объектах.

Некоторые из самых ранних переработок происходили на многочисленных заводах в округе Гудзон, штат Нью-Джерси, между 1905 и 1976 годами. Руда, импортируемая со всего мира, содержала от 45 до 50 процентов хрома, ее измельчали, смешивали с известью и кальцинированной содой и нагревали при температуре от 1100 до 1150°C для превращения Cr(III) в более растворимый Cr(VI) . Шестивалентный Cr в виде хромата натрия выщелачивали и кристаллизовали после подкисления до дихромата натрия. Оставшийся материал перерабатывали во второй раз. Другой район раннего производства находился в Глазго, Шотландия, где руда обрабатывалась аналогичным методом с 1830 по 1968 год, включающим измельчение и смешивание руды со щелочным карбонатом (K_2CO_3 и (или) Na_2CO_3) и известью или доломитом и обжиг до 1150°C для окисления Cr(III) до Cr(VI) . Растворимый Cr(VI) выщелачивали водой и осаждали в виде дихромата. Этот процесс обогащения с использованием извести или доломита больше не используется в США или Шотландии, но все еще активно используется в других частях мира, таких как Китай, Россия, Казахстан, Индия и Пакистан, на долю которых приходится около 60 процентов мирового производства бихромата натрия. Остальные перерабатывающие заводы используют аналогичные методы без добавления извести или доломита.

В дополнение к металлургическому и химическому обогащению хромитовая руда перерабатывается путем измельчения и сортировки для производства хромсодержащих огнеупорных продуктов и формовочных песков. Около 3 процентов мирового производства хромита приходится на этот процесс (ICDA, 2010).

14. Будущие направления исследований

Ценность рудных металлов в слоистых хромитовых месторождениях (таких как ЭПГ, никель, хром и ванадий) увеличивает вероятность продолжения научных исследований в обозримом будущем. Фактически, большая часть текущих исследований слоистых основных и ультраосновных интрузий сосредоточена на минерализации ЭПГ. Современные

технологические достижения, как с точки зрения добычи, так и с точки зрения товарного использования, будут по-прежнему вызывать потребность в стратиформной хромитовой руде, а также в дополнительной разведке.

Задача любой модели состоит в том, чтобы надлежащим образом учитывать геохимические, полевые и петрологические ограничения. Для более полной оценки петрогенеза стратиформных хромитовых месторождений существует потребность в исследованиях, направленных на дальнейшее объединение подробного геологического картирования, каротажа керна и петрографического анализа с геохимическими данными высокого разрешения. Например, в большинстве хромитовых пластов комплекса Бушвелд отсутствует первичный оливин, что противоречит классической модели, согласно которой смешивание насыщенных оливином и пироксеном магм приводит к образованию кучевых хромитов. Без полевых свидетельств и взаимосвязей геохимические данные оказываются недостаточными при попытке понять, как образовались стратиформные месторождения хромита.

Кроме того, есть свидетельства того, что в стратиформных хромитовых месторождениях существует более одной генерации хромита. Вспомогательные пласты хромита в интрузии Рум, например, тоньше (~ 1 мм) и прерывистые по сравнению с основными пластами хромита, которые имеют толщину от 2 до 4 мм, простираются в поперечном направлении и содержат значительные концентрации сульфидов и ЭПГ. Кроме того, хромит во вспомогательных пластах в интрузии Рум обогащен магнием и алюминием, тогда как вкрапленный хромит в окружающих перидотитах и троктолитах обогащен железом и хромом. Предполагается, что проникающий расплав растворял и ассимилировал кумулюсный оливин и плагиоклаз в ранее существовавшей остаточной кристаллической массе троктолита. Кроме того, дальнейшее изучение наличия вторичных пластов хромита в других крупнослоистых базит-ультрамафитовых интрузиях значительно улучшило бы понимание образования месторождений и причин массивной кристаллизации хромитита в этих системах.

Еще одна проблема, которую необходимо решить, - это неспособность петрогенетических диаграмм оценить происхождение в более молодых стратиформных месторождениях хромита. В частности, состав внутрипластового хромита третичной интрузии Рум сильно отличается от состава обломочных хромитов, которые, скорее всего, происходят из вкрапленных хромитов. Фактически, детритовые хромиты расположены в стратиформном поле хромитов, тогда как внутрипластовые хромиты расположены в пределах поля офиолитов. Кроме того, поскольку образование крупных стратиформных месторождений хромита могло быть связано с притоком свежей магмы в основной кристаллизационный и сильно фракционированный магматический очаг, механизмы образования и химический состав исходной магмы внутрипластового хромита могут отличаться от таковых рассеянного хромита. Кроме того, вкрапленный хромит более подвержен повторному уравниванию субсолидуса, чем внутрипластовый хромит, что может привести к значительному различию химического состава. Одним из решений может быть обновление петрогенетических полевых диаграмм текущими данными, чтобы поля можно было переоценить. В противном случае диаграммы петрогенетической дискриминации могут оказаться непригодными для использования в исследованиях происхождения молодых интрузивных тел.

ИСТОЧНИК:

Ruth F. Schulte, Ryan D. Taylor, Nadine M. Piatak, and Robert R. Seal II. U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey. Reston, Virginia: 2012