

**А.Дж. Налдретт**

**Магматические сульфидные  
месторождения медно-никелевых  
и платинометалльных руд**

**Magmatic Sulfide Deposits of Nickel-Copper  
and Platinum-metal ores**

*Перевод с английского*  
В.А. Федоренко

*Под редакцией*  
О.Н. Симонова и С.М. Козырева

Санкт-Петербург  
СПбГУ  
2003

УДК 553.3/4  
ББК 26.341.3  
Н 23

На лдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. – Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003, 487 с.

ISBN 5-902260-02-7

Представлено систематическое описание крупнейших мировых месторождений сульфидных медно-никелевых и платинометалльных руд – в рамках авторской классификации месторождений, основанной на петрологии рудоносных мафит-ультрамафитовых пород и тектоническом положении. Характеризуется региональная геология рудоносных площадей, геология рудных районов и строение отдельных месторождений. Приведена компиляция данных о запасах и вещественном составе руд, о составе рудовмещающих магматических пород. Обсуждается, с привлечением необходимых фазовых диаграмм, теория формирования месторождений. Рассмотрены поисковые критерии и методы распознавания перспективных магматических образований.

Оригинальная работа, написанная автором по-английски для издания в России на русском языке.

Книга может служить справочником для всех специалистов, изучающих магматические сульфидные руды: научных работников, полевых и рудничных геологов, аспирантов и студентов.

Табл. 58. Илл. 314. Библ. 685 назв.

Издание выполнено при финансовой поддержке Администрации Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа.

Электронный макет издания подготовлен Центром обеспечения экологического контроля (ЦОЭК): 192029, Санкт-Петербург, Б. Смоленский пр., 6.

Na ldrett A. J. Magmatic Sulfide Deposits of Nickel-Copper and Platinum-metal ores. – St. Petersburg: St. Petersburg university, 2003, 487 p.

The characteristics of the principal Nickel-Copper and Platinum group element (PGE) deposits throughout the world are discussed systematically within a framework for the classification of the deposits that is based on their associated mafic/ultramafic host rocks and tectonic setting. The discussion includes information on the regional setting, the detailed geology of the mining camps and of specific deposits, along with a compilation of data on the grade, tonnage, sulfide tenor and value of the ores, and the compositions of the host rocks. Theories for the genesis of the deposits are discussed against the background of a chapter on relevant phase equilibria; criteria to assist in exploration are derived from these discussions.

This is an original work that was written in English specifically for issue in Russian.

The book is a source of background information for these kinds of deposits and warrants a place on the desk of research scientists, field and mining geologists, and students of magmatic sulfide ores.

Tabl. 58. Il. 314. Bibl. 685 titles.

© А.Дж. Налдретт, 2003

© В.А. Федоренко, перевод, оформление иллюстраций, 2003

© ЦОЭК, электронный макет издания, 2003

ISBN 5-902260-02-7

# Содержание

Предисловие редакторов.....	8
Предисловие автора.....	10
<b>Глава 1. Вводные сведения.....</b>	<b>12</b>
1.1. Классификация месторождений.....	12
1.2. Краткая сравнительная характеристика месторождений по их запасам, стоимости и вещественному составу руд.....	21
1.3. Предварительные сведения о генезисе месторождений.....	24
<b>Глава 2. Теоретические положения.....</b>	<b>26</b>
2.1. Растворимость серы в силикатных расплавах.....	26
2.1.1. Влияние температуры.....	28
2.1.2. Влияние давления.....	29
2.1.3. Влияние фельзитизации магмы.....	30
2.1.4. Изменение растворимости сульфида в течение фракционной кристаллизации магмы расслоенных интрузий.....	31
2.2. Разделение халькофильных элементов между сульфидным расплавом и силикатным веществом.....	32
2.2.1. Разделение никеля между сульфидной и силикатной жидкостью.....	32
2.2.2. Разделение никеля между оливином и сульфидной жидкостью.....	36
2.2.3. Разделение ЭПГ между сульфидной и силикатной жидкостью.....	37
2.2.4. Влияние отношения массы силикатной магмы к массе сульфида.....	39
2.2.4.1. Моделирование "R-фактора".....	39
2.2.4.2. Моделирование "N-фактора".....	39
2.3. Некоторые фазовые равновесия в сульфидно-оксидных и сульфидных системах.....	40
2.3.1. Система Fe-S-O и ее приложение к природным рудным магмам.....	41
2.3.1.1. Воздействие примесных компонентов на температуры солидуса.....	43
2.3.1.2. Вариации $f_{O_2}$ , $f_{S_2}$ и $a_{FeO}$ .....	43
2.3.1.3. Факторы, контролирующие содержания S и O в рудных магмах.....	43
2.3.1.4. Температуры кристаллизации природных сульфидных руд.....	45
2.3.2. Важнейшие сульфидные системы.....	45
2.3.2.1. Система Fe-Ni-S.....	45
2.3.2.2. Системы Cu-Fe-S и Fe-Cu-Ni-S.....	47
2.4. Фракционная кристаллизация сульфидных расплавов.....	49
2.4.1. Коэффициенты разделения Ni и Cu между $m_{SS}$ и сосуществующей сульфидной жидкостью.....	50
2.4.2. Разделение благородных металлов.....	51
2.4.3. Моделирование фракционной кристаллизации $m_{SS}$ .....	51
2.5. Внешние источники серы.....	53
<b>Глава 3. Месторождения, связанные с коматитами.....</b>	<b>54</b>
3.1. Архейские коматинтовые месторождения.....	54
3.1.1. Общие сведения об архейских коматитах и ассоциирующем оруденении.....	54
3.1.2. Месторождения зеленокаменного пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия).....	57
3.1.2.1. Месторождения группы 1: не крупные месторождения богатых руд, локализованные в основании лавовых потоков (пример рудного района Камбалда).....	59
3.1.2.2. Месторождения группы 2: крупные месторождения относительно бедных руд.....	73
3.1.2.3. Месторождение Персевиранс (Эгню).....	75
3.2. Месторождения, связанные с раннепротерозойскими коматитами.....	77
3.2.1. Месторождения тектонического пояса Ксип Смит (Квебек, Канада).....	79
3.2.1.1. Региональная геология.....	79
3.2.1.2. Рудный район Рэглэн.....	81
3.2.1.3. Краткие заметки, касающиеся оруденения в породах группы Пованнитак.....	89
3.2.2. Месторождения никеленосного пояса Томпсон (Манитоба, Канада).....	89
3.2.2.1. Региональная геология.....	90
3.2.2.2. Геологическое строение и история тектонического развития пояса Томпсон.....	92
3.2.2.3. Характеристика района Моак - Пайп.....	94

3.2.2.4. Месторождение Томпсон .....	96
3.2.2.5. Месторождение Пайп-2 .....	101
3.2.2.6. Сравнение химического состава магматических руд месторождений Томпсон, Пайп-2 и Бакко .....	101
3.2.2.7. Генезис сульфидного оруденения.....	102
<b>Глава 4. Месторождения, ассоциирующие с платобазальтовым магматизмом .....</b>	<b>103</b>
4.1. Месторождения Норильского района (Северная Сибирь) .....	104
4.1.1. Геология района.....	105
4.1.2. Пермо-триасовый магматизм.....	108
4.1.2.1. Стратиграфия вулканических образований .....	109
4.1.2.2. Интрузивные фации магматических образований .....	112
4.1.2.3. Геохимия вулканических пород.....	113
4.1.2.4. Проявление сульфидной несмесности.....	118
4.1.2.5. Выводы относительно развития вулканизма в туклонское - раннеморонговское время .....	119
4.1.3. Рудоносные и сопутствующие интрузии.....	119
4.1.3.1. Общие сведения.....	119
4.1.3.2. Геохимия интрузий норильского и нижнеталнахского типа и их отношение к вулканическим образованиям .....	131
4.1.3.3. Модель интрузий как проводников лав.....	134
4.1.4. Рудные месторождения .....	
4.1.4.1. Общие сведения о месторождениях.....	138
4.1.4.2. Общие сведения о рудах.....	147
4.1.4.3. Руды Талнахского рудного узла .....	150
4.1.4.4. Норильский рудный узел.....	163
4.1.4.5. Характерные содержания металлов в валовом составе руд .....	163
4.1.4.6. Обсуждение данных.....	166
4.1.4.7. Выводы, касающиеся оруденения .....	169
4.1.5. Основные положения предлагаемой модели Норильского рудного района .....	170
4.2. Оруденение, связанное с магматизмом Кивинован в районе озера Верхнее (Северная Америка) .....	
4.2.1. Геология района.....	171
4.2.2. Комплекс Дулут .....	
4.2.2.1. Геология .....	177
4.2.2.2. Сульфидная минерализация.....	179
4.2.3. Интрузия габбро Кристал Лэйк и связанное с ней месторождение Грэйт Лэйкс Никел .....	184
4.2.4. Выводы, следующие из данных по минерализации Кивинован.....	186
4.3. Оруденение, ассоциирующее с платобазальтовым магматизмом Кару (Южная Африка) .....	
4.3.1. Вводные сведения.....	186
4.3.2. Геология комплекса Инсизва.....	188
4.3.3. Геология интрузии Инсизва в районе разреза Уотерфолл Годж.....	189
4.3.3.1. Строение приконтактной части разреза и базальной зоны интрузии .....	189
4.3.3.2. Сульфидные руды .....	190
4.3.3.3. Гранофиры .....	192
4.3.4. Петрография.....	192
4.3.5. Минералогия и химический состав минералов.....	193
4.3.6. Данные о проявлении контаминации и образовании руд месторождения Уотерфолл Годж .....	196
4.3.7. Выводы, касающиеся комплекса Инсизва.....	198
4.4. Общие заметки об условиях рудообразования в платобазальтовых областях .....	198
<b>Глава 5. Месторождения Печенги (Россия) .....</b>	<b>200</b>
5.1. Региональная геология.....	200
5.2. Геология Печенгской структуры .....	201
5.3. Геохимия ферропикритовых пород.....	206
5.4. Свидетельства комагматизма ферропикритовых вулкаников и рудоносных габбро-верлитовых интрузий .....	208
5.5. Габбро-верлитовые интрузии.....	208

5.6. Сульфидное оруденение	
5.6.1. Общие сведения	212
5.6.2. Изотопный состав серы в рудах и вмещающих породах	215
5.6.3. Вариации Ni, Cu и ЭПГ и Re–Os изотопная система руд и рудоносных интрузий	215
5.7. Модель происхождения сульфидных руд	217
<b>Глава 6. Месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)</b>	
6.1. История открытия и разведки	219
6.2. Общая геология	219
6.3. Строение интрузии Войсис Бэй	220
6.3.1. Зона Восточного Погружения	221
6.3.2. Овоид и Минновоид	224
6.3.3. Зона Холма Открытия	225
6.3.4. Зона Рид Брук	225
6.4. Петрография	226
6.5. Состав оливина и плагиоклаза	231
6.5.1. Вариации состава оливина и плагиоклаза по разрезу интрузии	231
6.5.2. Зависимость между содержанием форстерита и никеля в оливинах различных пород	231
6.6. Геохимия	
6.6.1. Породообразующие компоненты	233
6.6.2. Геохимия микроэлементов	235
6.6.3. Изотопная геохимия	238
6.7. Руды месторождения Войсис Бэй	
6.7.1. Типы руд	240
6.7.1.1. Массивные руды	240
6.7.1.2. Леопардовые руды	241
6.7.1.3. Руды магматических брекчий	241
6.7.1.4. Вкрапленные руды в такситовых троктолитах	242
6.7.2. Содержания Ni и Cu в сульфидных рудах	242
6.7.3. Содержания благородных металлов в сульфидах	247
6.7.3.1. Ковариации Ni, Cu и благородных металлов в Овоиде	247
6.7.3.2. Использование диаграммы Rh / Cu – Rh для интерпретации состава руд	249
6.7.4. Изотопы серы	252
6.8. Геологическая модель	252
6.9. Выводы	254
<b>Глава 7. Месторождение Джинчуан (Китай)</b>	255
7.1. Геология месторождения	255
7.2. Петрография	256
7.3. Геохимия интрузивных пород	
7.3.1. Породообразующие компоненты	259
7.3.2. Рассеянные элементы	260
7.4. Состав оливина	260
7.5. Петрогенезис	
7.5.1. Отношение MgO / (MgO + FeO) в родоначальной магме	261
7.5.2. Состав родоначальной магмы	262
7.5.3. Условия внедрения и дифференциации магмы	263
7.6. Сульфидное оруденение	
7.6.1. Геология рудных тел	264
7.6.2. Геохимия сульфидных руд	265
7.6.2.1. Западная субкамера (рудное тело № 24)	267
7.6.2.2. Центральная субкамера (рудное тело № 1)	267
7.6.2.3. Восточная субкамера (рудное тело № 2)	267
7.6.2.4. Общая характеристика химического состава руд	269
7.7. Рудогенез	271
7.8. Генетическая модель месторождения	272
<b>Глава 8. Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)</b>	
8.1. Немного истории	273
8.2. Геология	
8.2.1. Характеристика региона	274
8.2.2. Геология структуры Садбери	275
8.2.3. Свидетельства эксплозивной природы структуры Садбери	278

8.3. Внутреннее строение магматического комплекса Садбери .....	281
8.3.1. Главное тело .....	281
8.3.2. Саблеар и находящиеся в нем включения .....	284
8.3.3. Оффеты .....	286
8.4. Геохимия магматического комплекса Садбери .....	286
8.4.1. Породообразующие компоненты .....	286
8.4.2. Рассеянные элементы .....	292
8.4.3. Изотопные данные .....	295
8.5. Месторождения сульфидных руд .....	297
8.5.1. Приконтактные месторождения .....	298
8.5.2. Месторождения оффетов .....	302
8.5.3. Специфические месторождения .....	303
8.6. Содержания металлов в рудах месторождений различных типов .....	303
8.7. Минералогия руд .....	305
8.7.1. Минералы системы Fe-Ni-S .....	307
8.7.2. Минералы системы Cu-Fe-S .....	307
8.7.3. Некоторые другие минералы .....	308
8.7.4. Минералы платиновой группы .....	308
8.8. Закономерности распространения месторождений, определяемые строением магматического комплекса Садбери .....	308
8.9. Обсуждение образования магматического комплекса Садбери и связанного с ним оруденения .....	309
8.9.1. Импактные события .....	312
8.9.2. Развитие магматического комплекса Садбери и ассоциирующего оруденения .....	312
8.9.2.1. Обсуждение структуры Садбери .....	312
8.9.2.2. На пути к генетической модели магматического комплекса Садбери .....	313
8.9.2.3. Распределение Ni и Cu в породах МКС .....	315
8.9.2.4. Происхождение включений, представленных в Саблеаре .....	316
8.9.2.5. Накопление Ni-Cu сульфидов .....	317
8.10. Заключение .....	321
<b>Глава 9. Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ) .....</b>	<b>323</b>
9.1. ЭПГ в породах мантии и мафит-ультрамафитовых лавах .....	323
9.2. Механизмы концентрирования ЭПГ .....	328
9.3. Систематизация месторождений ЭПГ по морфологии и вещественному составу рудных тел .....	330
9.4. Месторождения расслоенных интрузий .....	331
9.4.1. Бушвельдский комплекс .....	333
9.4.1.1. Геология .....	333
9.4.1.2. Геохимия .....	334
9.4.1.3. Стратиформное оруденение: обзор .....	337
9.4.1.4. Стратиформное оруденение сульфидной ассоциации: риф Меренски .....	338
9.4.1.5. Стратиформное оруденение хромитовой ассоциации .....	341
9.4.1.6. Стратиформное оруденение магнетитовой ассоциации .....	342
9.4.1.7. Платриф – стратабаундное, нестратиформное месторождение .....	345
9.4.1.8. Секущие рудные тела: дунитовые трубки .....	348
9.4.2. Комплекс Стиллуотер .....	349
9.4.2.1. Геология и геохимия .....	349
9.4.2.2. Стратиформное оруденение: риф J-M .....	351
9.4.3. Великая Дайка Зимбабве .....	354
9.4.3.1. Геология .....	354
9.4.3.2. Оруденение .....	357
9.4.4. Интрузия Манни-Манни (Западная Австралия) .....	358
9.4.5. Расслоенные интрузии северной Финляндии .....	360
9.4.5.1. Интрузия Пеникат .....	361
9.4.5.2. Интрузии района Портимо .....	363
9.4.5.3. Интрузии расслоенного комплекса Койллисмаа .....	366
9.4.5.4. Типы магм, образовавших интрузию Пеникат и интрузивные комплексы районов Портимо и Койллисмаа .....	367
9.4.6. Интрузии района Садбери в центральном Онтарио (Канада) .....	369

9.4.7. Интрузии восточной Гренландии .....	371
9.4.7.1. Интрузия Скаергаард.....	372
9.4.7.2. Интрузия Кап Эдвард Холм.....	373
9.4.8. Интрузия Сонжу Лэйк (Дулутский комплекс, США).....	375
9.4.9. Генетические модели месторождений расслоенных интрузий	
9.4.9.1. Стратиформные месторождения, не связанные со слоями хромититов.....	375
9.4.9.2. Стратиформные месторождения, ассоциирующие со слоями хромититов.....	381
9.4.9.3. Стратабаундные месторождения, не являющиеся стратиформными.....	383
9.5. Месторождения мафит-ультрамафитовых интрузий, не контролируемые расслоенностью	
9.5.1. Платиноносный комплекс Лак дес Ил	
9.5.1.1. Геологическая характеристика .....	383
9.5.1.2. Оруденение.....	385
9.5.1.3. Генезис оруденения.....	388
9.5.2. Интрузивный комплекс Лонгвудс (Новая Зеландия).....	390
9.6. Месторождения Уральского платиноносного пояса.....	391
9.6.1. Оруденение Нижнетагильского типа.....	393
9.6.2. Оруденение Волковского и Баронского типов .....	396
9.6.2.1. Волковское месторождение.....	396
9.6.2.2. Баронское месторождение.....	399
9.6.2.3. Проблема генезиса оруденения Волковского и Баронского типов .....	402
9.7. Заключение.....	402
<b>Глава 10. Поисковые критерии и методы распознавания перспективных магматических образований .....</b>	<b>404</b>
10.1. Критерии поисков медно-никелевых месторождений	
10.1.1. Генетические концепции и их применение.....	404
10.1.2. Критерии, установленные эмпирически.....	406
10.1.3. Тектоническое положение месторождений .....	406
10.1.3.1. Месторождения, ассоциирующие с зарождающимся рифтингом.....	406
10.1.3.2. Месторождения, связанные со зрелыми внутриконтинентальными рифтовыми системами.....	408
10.1.3.3. Месторождения, связанные с рифтингом, ведущим к открытию океанического бассейна.....	409
10.1.3.4. Месторождения, связанные с рифтингом ранее существовавшей островной дуги.....	411
10.1.4. Методы, позволяющие определить развитие сульфидной несмесимости при формировании изверженных пород .....	412
10.1.4.1. Количественное моделирование сульфидной сегрегации на основе валового химического состава пород.....	412
10.1.4.2. Количественное моделирование сульфидной сегрегации на основе состава оливинов.....	415
10.1.5. Использование отношения Cu / Zg в вулканических и интрузивных породах.....	425
10.1.6. Применение Норильской модели для выбора перспективных площадей.....	426
10.1.6.1. Главные металлогенетические особенности Норильского района .....	426
10.1.6.2. Распознавание коровой контаминации .....	426
10.1.6.3. Распознавание обеднения халькофильными элементами .....	427
10.1.6.4. Анализ геологической обстановки района озера Верхнее в сравнении с Норильским районом.....	427
10.2. Критерии поисков месторождений ЭПГ в расслоенных интрузиях .....	429
10.2.1. Использование отношений Cu / Pd и Cu / Pt в валовом составе пород (пример Бушвельдского комплекса) .....	430
10.2.2. Использование вариаций ЭПГ в валовом составе пород (пример силла Фокс Ривер)	
10.2.2.1. Геологическая позиция и строение силла Фокс Ривер.....	430
10.2.2.2. Распределение сульфидной минерализации и ЭПГ по разрезу силла.....	433
10.2.2.3. Интерпретация вариаций ЭПГ.....	435
10.2.2.4. Выводы и их поисковое значение.....	438
<b>Литература .....</b>	<b>439</b>
<b>Малораспространенные термины и сокращения .....</b>	<b>472</b>
<b>Список иностранных названий геологических и географических объектов, приводимых в русской транскрипции .....</b>	<b>474</b>

## Предисловие редакторов

Энтони Джеймс Налдретт, известный своим коллегам во всем мире как Тони Налдретт, родился 23 июня 1933 года в Лондоне. Детские годы он провел в Суррее, к юго-западу от Лондона, учился в колледже Сант Джорж в Вэйбридже и в школе Сант Паул в Лондоне. В 1951 году, в возрасте 18 лет, он был призван на действительную службу в Королевские Военно-воздушные Силы, где обучался полетам на первых реактивных самолетах. Через два года, по окончании службы, Тони поступил в колледж Тринити Холл Кембриджского университета на отделение химии. Однако, учебный план вошел в конфликт с его занятиями академической греблей, и он перешел на отделение геологии. Познакомившись с геологией, он осознал, насколько интересна и важна эта наука. Окончив университет в 1957 году, Тони отправился на поиски работы в Канаду, где был принят рудничным геологом в Садбери. Именно здесь проявился его интерес к геологии магматических сульфидных месторождений, который прошел через всю его жизнь. После двух лет работы на рудниках Тони понял, что его образование должно быть продолжено, и поступил в аспирантуру к профессору Хоули в университет Квинс в городе Кингстон (Онтарио, Канада). Там он получил степень магистра наук и затем защитил докторскую диссертацию. Обучаясь в аспирантуре, в течение летних сезонов он работал с компанией Фолконбридж в архейском зеленокаменном поясе Абитиби и в протерозойском поясе Рэглэн.

Получив степень доктора, Тони Налдретт решил посвятить себя науке и принял приглашение Гуннара Кулеруда работать в его группе в Геофизической Лаборатории института Карнеги в Вашингтоне, США. Там он вел экспериментально-теоретические исследования с 1964 по 1967 год. Затем начинается следующий этап его работы и жизни: ему предложили преподавать в Университете Торонто, и он возвращается в Канаду. Через год Тони был назначен адъюнкт-профессором, в 1972 году – профессором. В университете он подготовил долгосрочную программу исследования магматических сульфидных месторождений и стал руководителем научной группы, работавшей по этой проблеме. Со своей группой, постоянно обновлявшейся, Тони продолжал исследование магматических месторождений в течение всей своей карьеры в университете Торонто, вплоть до 2000 года.

Из его группы вышло 19 магистров наук, 16 докторов, он руководил 15-ю научными сотрудниками, которые пришли к нему после защиты докторской диссертации (Post-doctoral Fellows). Многие его воспитанники стали известными учеными и лидерами важных геологических служб по всему миру. В их числе Ник Арндт (N.T.Arndt), работающий в университете Гренобля (Франция); Сара-Джейн Барнс (S.-J.Barnes), профессор университета Квебека (Канада); Стив Барнс (S.J.Barnes), ведущий геолог-исследователь компании CSIRO (Австралия); Герхард Бругманн (G.H.Brugmann), глава отделения наук о Земле в университете Майнца (Германия); Ян Кемпбелл (I.N.Campbell), работающий в исследовательской школе Австралийского национального университета; Маррей Дьюк (J.M.Duke), генеральный директор Геологической службы Канады; Тони Грин (A.H.Green), главный геолог никелевых рудников компании Фолконбридж в Садбери; Эрик Хоффман (E.L.Hoffman), основатель и президент Лаборатории активации в Брэнтфорде (Канада); Чуси Ли (Chusi Li), проводящий исследовательскую работу в университете Индианы (США); Питер Лайтфут (P.C.Lightfoot), один из ведущих геологов-исследователей компании INCO (Канада); Джон Томпсон (J.F.H.Thompson), главный геолог корпорации ТЕСК в Ванкувере (Канада) и другие.

Тони Налдретт, его аспиранты и сотрудники его университетской группы исследовали практически все крупнейшие магматические сульфидные месторождения мира, включая Садбери, месторождения архейских коматитов Канады, Западной Австралии и Зимбабве, протерозойские коматитовые месторождения поясов Рэглэн и Томпсон, Норильск, Печенгу, Джинчуан, Дулут. Изучались месторождения элементов платиновой группы Бушвельдского и Стиллиутерского комплексов, Великой Дайки Зимбабве и Лак дес Ил. Нельзя забывать академические работы Налдретта: исследования химических процессов в магматических сульфидных системах, изучение растворимости серы в силикатных расплавах, активности двухвалентных катионов в мафитовых магмах, распределение Ni, Cu, Co и ЭПГ между сульфидным и силикатным расплавами, а также между mss и сульфидной жидкостью.

В течение своей научной деятельности Тони опубликовал (самостоятельно и в соавторстве) 226 научных работ, включая 5 книг, не считая настоящую книгу.

Наряду с научной и преподавательской работой, Тони выступал в качестве консультанта более 35 геологоразведочных и горнодобывающих компаний, в том числе таких известных, как Chevron; Falconbridge Ltd.; MRDI; Western Mining Corporation; BHP; Rio Tinto; Hudson's Bay Mining and Smelting; Dianond Fields Resources Inc.; COMINCO American; Arizona Bureau of Land Management; Watts, Griffiths and McQuat.



Тони Налдретт всегда вел большую общественную работу. Он был президентом Минералогической ассоциации Канады (1982–1983), Общества экономической геологии (1991–1992), Международной минералогической ассоциации (1998–2002) и Геологического общества Америки (2001–2002). В 1989–1992 гг. он руководил управлением Программы Международной геологической корреляции Юнеско (IGCP), был главой Канадского национального комитета IGCP (1982–1996). На конференциях Юнеско в 1989, 1991 и 1993 гг. он выступал в качестве главного научного советника Канадской делегации.

Тони Налдретт является Почетным членом Европейского союза наук о Земле (с 1983 года), Российского минералогического общества (с 1999 года) и Международного минералогического общества (с 2002 года). В 2000 году он был избран членом Королевского Общества (Академии наук) Канады. Тони награжден 6-ю медалями различных научных обществ и геологических ассоциаций, удостоен звания Почетного доктора Лаурентийского Университета (Канада) и Университета Претории (ЮАР).

Настоящая книга представляет собой оригинальную работу, написанную Налдреттом специально для издания на русском языке. Она включает характеристику важнейших мировых медно-никелевых и платинометалльных месторождений, многие теоретические аспекты, методику моделирования генезиса месторождений. Книга достойна служить справочником для специалистов в данной области. Хотя автор обращается ко многим довольно сложным теоретическим вопросам, он всегда стремится, чтобы любой раздел, любая фраза были понятны каждому полевому и рудничному геологу. Везде, где только возможно, автор стремится дать ясную характеристику качества руд и запасов конкретных месторождений, широко используя новейшие данные, относящиеся к 2000-2002 годам. Книга завершается главой, где представлены традиционные и нетрадиционные поисковые критерии, методы распознавания магматических образований, перспективных на медно-никелевые и платинометалльные руды.

Перевод книги осуществлен В.А.Федоренко. Он пользовался помощью многих российских коллег: А.В.Гирниса (разъяснение английской экспериментально-теоретической терминологии), Б.Н.Иванова (разъяснение его моделирования ударного кратера Садбери), А.А.Арискина (разъяснение его петрологического моделирования Садбери), В.Ф.Смолякина (информация по Печенгскому району), К.К.Золоева, О.К.Иванова, Л.И.Десятниченко, А.Н.Мардиросьяна, И.А.Малахова, П.Л.Бурмако, И.В.Савохина (информация по Уральскому платиноносному поясу). Ответы на вопросы по различной тематике были получены у В.В.Дистлера и В.И.Кочнева-Первухова. Переводчик консультировался также у А.Д.Генкина, В.Ф.Служеникина, А.Г.Волчкова, Т.Л.Гроховской, Е.В.Шаркова, Т.Е.Зенько, И.А.Зотова, Т.Е.Евстигнеевой, Е.С.Заскинда. Выражаем глубокую признательность всем названным коллегам.

О.Н.Симонов  
С.М.Козырев

## Предисловие автора

Когда приблизилось время моего окончания Кембриджского Университета и получения степени бакалавра по геологии, я стал задумываться, какое место в мире будет наиболее интересным для работы, где я смогу приложить свои знания с наибольшей пользой. Идеальной для англоязычного юноши в 1957 году была Канада. Трое из моих сокурсников уже приобрели билеты на лайнер "Императрица Британии", который отправлялся из Ливерпуля в Монреаль. Я заказал четвертое место в их каюте. Мы прибыли в Канаду 28 июля 1957 года. В выходные мы отметили приезд, а в понедельник я оставил моих друзей и отправился на поиски работы в Торонто. Я навсегда запомнил утро понедельника, когда я бродил среди серых офисных зданий на улицах Кинг и Бэй. Я остановился у здания банка Нова Скошиа, где находился офис компании Фолконбридж. Там меня приняли главный геолог Джеф Митчелл и его заместитель Билл Тейлор. Они предложили мне работу на одном из рудников компании в Садбери. Конечно, меня больше интересовала геологическая разведка. В Фолконбридже встретили мое желание с пониманием, но выразили сомнение, что я найду такую работу, посоветовали убедиться самому и пообещали держать предложенное мне место до вечера. В течение дня я побывал в офисах многих компаний, и к вечеру осознал один из главных принципов рудничного мира: "наличие рабочих мест зависит от цен на металлы". В то время упали цены на медь (до 77 американских центов за килограмм), и никто не стремился предложить работу в геологической разведке молодому бакалавру из Англии. До окончания рабочего дня я успел вернуться в офис Фолконбриджа и принял их предложение. Двумя днями позже я был в поезде, направлявшемся в Садбери. С этого момента моя судьба была связана с никелем и с магматическими сульфидными месторождениями вообще!

Магматические сульфидные месторождения специфичны. Добываемые из них металлы (Ni, Cu, Co, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir и Os) распределяются в сульфидную жидкость, входя в нее из силикатной магмы. Существуют два главных типа месторождений. Первые богаты сульфидами, обычно они содержат более 30% сульфидного вещества. Такие месторождения обрабатываются для получения Ni, Cu и Co. Элементы платиновой группы (ЭПГ) составляют там побочный продукт. Вторая группа месторождений содержит менее 5% сульфидов, но эти сульфиды очень богаты ЭПГ. Никель и медь служат субпродуктами при разработке таких месторождений. В течение первых 20 лет моей геологической карьеры я изучал, главным образом, месторождения первого типа. С конца 70-х годов начали резко подниматься цены на ЭПГ. Интерес к этим металлам сильно повысился. На протяжении большей части 1980-х годов я занимался, преимущественно, месторождениями платиновых металлов.

Я всегда стремился понять российские месторождения, особенно Норильские. Дружба с Виленом Жариковым привела к развитию продуктивного сотрудничества с учеными Института экспериментальной минералогии Российской академии наук, особенно с двумя Николаями - Горбачевым и Безменом. Перестройка 1985 года дала возможность сотрудничать с российскими исследователями в областях, прежде закрытых для иностранцев. В этот период я познакомился с Валерием Федоренко, тогда работавшим в ЦНИГРИ, а прежде в Норильской геологоразведочной экспедиции. Его интеллект и знания Норильской геологии были неоценимы для меня. В 1990 году я получил приглашение от Анатолия Васильевича Филатова, Генерального директора Норильского комбината, ознакомиться с рудниками Норильска. Впервые я был в Норильске в январе 1991 года, затем посетил его еще четыре раза. Там я познакомился и подружился со многими Норильскими геологами, включая Владимира Кунилова - главного геолога Комбината, Александра Стехина - главного геолога по разведке и Олега Симонова, работавшего тогда в Норильской геологоразведочной экспедиции. Я в большом долгу перед ними и другими геологами Норильска, ознакомившими меня с выдающимися результатами их работы. Это позволило мне много лучше понять геологию магматических сульфидных месторождений вообще.

Конечно, сильно мешал языковой барьер. Я очень обязан моей жене Галине Рыльковой и Валерию Федоренко за терпеливую помощь в преодолении этого барьера. Языковой барьер между специалистами наших стран был одной из причин, почему я с удовольствием принял предложение О.Н.Симонова, председателя Таймырского геологического комитета, написать книгу для российской аудитории. Я очень надеюсь, что написанная здесь приоткрывает дверь между миром магматических сульфидных месторождений, в котором живет российские геологи, и миром западных геологов. Надеюсь, эта работа поможет российским специалистам войти в англоязычную литературу в областях, полезных для их исследований. Я благодарен Олегу Симонову, который был инициатором создания этой книги.

Завершая предисловие, я не могу не поблагодарить людей, которые так много помогли в моей научной карьере. Когда я поступил в аспирантуру, мой руководитель профессор Эдвард Хоули, ректор Университета Квинс, был неоспоримым авторитетом в области геологии Садбери. Он не только обучал меня специальности. От него я воспринял подход к исследовательской работе: ставить правильные задачи и не отвлекаться на бесполезные проблемы. Гуннар Кулеруд пригласил меня работать в Геофизической лаборатории Карнеги в Вашингтоне, где я пробыл с 1964 до 1967 года. Работа с Гуннаром и его коллегами убедила меня в важности экспериментальных данных для решения геологических проблем. В институте Карнеги я вошел в группу энергичных молодых экспериментаторов и петрологов-теоретиков и подружился с ними. Это были счастливые дни, когда Геологическая служба США интересовалась не только эмпирическим, но и теоретическим подходом к решению геологических задач.

В 1967 году профессор Лес Наффилд пригласил меня вернуться в Канаду и работать в Университете Торонто. Я безмерно благодарен ему, он предоставил мне время и средства для моих ранних исследовательских работ. Это была неоценимая возможность для молодого профессора, замученного ежедневной подготовкой лекций и административными обязанностями. Я хочу поблагодарить моих аспирантов и научных сотрудников, чьи идеи и упорная работа внесли столь большой вклад в исследование магматических сульфидов, выполненное в Университете Торонто.

Наконец, моя благодарность Валерию Федоренко, который был не только переводчиком этой книги, но выступал как терпеливый редактор и критик. Он и его жена Людмила проделали большую работу, добиваясь соответствия между всеми элементами книги: текстом разных глав, рисунками и таблицами.

Тони Налдретт

## Вводные сведения

Магматические месторождения сульфидных медно-никелевых и платинометалльных руд образуются в результате выделения капелек жидкого сульфида из основной или ультраосновной магмы, обогащения сульфидов халькофильными металлами и их последующего концентрирования. Все месторождения связаны с телами основных (мафитовых) или ультраосновных (ультрамафитовых) пород.

Размер месторождений, содержания и соотношения полезных компонентов в них широко варьируют. Характеристика крупнейших месторождений мира представлена в табл. 1.1, где приведена оценка запасов и стоимости руд, содержаний Ni, Cu, Co и ЭПГ в рудах, запасов и стоимости отдельных металлов.

### 1.1. Классификация месторождений

Месторождения объединяются в две основные группы. Ценность первой определяется, главным образом, запасами Ni и Cu. Их рудные тела богаты сульфидами, они обычно содержат 20–90 процентов сульфидного вещества. Месторождения второй группы ценны благодаря платиновым металлам. Они содержат всего 0.5–5 процентов сульфидов, но их сульфиды очень богаты ЭПГ. Достаточно четкое разделение месторождений на существенно никелевые и платинометалльные иллюстрируется рисунком 1.1, где показан процентный вклад Ni+Co, Cu и ЭПГ в стоимость руд. Месторождения, богатые сульфидами, с некоторыми исключениями, группируются у никелевой вершины диаграммы. Месторождения с невысоким содержанием сульфидов тяготеют к вершине ЭПГ. Исключения среди характеризуемых месторождений представляют: (1) бедное сульфидами месторождение Платриф Бушвельдского комплекса, которое сильно отклоняется в сторону никеля; (2) богатые сульфидами месторождения Норильского района, где большой вклад в стоимость руд вносят ЭПГ и медь; (3) руды Дулутского комплекса. Богатые медью, обогащенные ЭПГ руды в породах нижнего экзоконтакта комплекса Садбери тоже относятся к числу исключений, но они произошли из обычных богатых никелем руд, характерных для Садбери (глава 8).

Дальнейшая классификация месторождений проводится по петролого-тектоническому принципу: по типам магм, образовавшим рудоносные магматические тела, и по тектоническому положению тел в период их образования.

Группа богатых сульфидами медно-никелевых (МН) месторождений делится на 6 классов. Схема их классификации приведена в табл. 1.2, расположение важнейших месторождений показано на рис. 1.2.

Класс МН-1 объединяет месторождения, связанные с коматитовым магматизмом, и подразделяется на два подкласса. Первый из них включает месторождения архейских коматитов, развитые в Западной Австралии, Зимбабве и поясе Абитибиды в Канаде<sup>1</sup>. Второй подкласс объединяет месторождения протерозойских (раннепротерозойских) коматитов, которые представлены в двух районах Канады: в рудном районе Рэглэн и в никеленосном поясе Томпсон. Тектонические условия формирования архейских коматитов дискуссионны, ясно только, что они связаны с рифтингом. Протерозойский коматитовый магматизм развивался на подвергнутом рифтингу континентальных окраинах. Магмы протерозойских коматитов, за немногими исключениями, имели меньшую температуру и магнезиальность, по сравнению с архейскими, что определило главные различия месторождений.

Месторождения класса МН-2 находятся в интрузиях, представлявших собой проводники платобазальтовых вулканических извержений. По тектонической обстановке образования платобазальты подразделяются на три подкласса: связанные с внутриконтинентальным рифтингом (где месторождения обычно находятся у зон тройного сочленения рифтовых структур), образованные при рифтинге континентальных окраин и развивавшиеся в океанической обстановке. Важнейшие месторождения, известные в Норильском районе, в Дулутском комплексе и в интрузии Маскок, относятся к первому подклассу. Месторождения второго (Инсизва) и третьего подкласса (Врангелия) промышленного значения не имеют, но они тоже рассматриваются в книге (в главах 4 и 10, соответственно), чтобы в какой-то мере определить их специфику.

Класс МН-3 представляют месторождения, ассоциирующие с довольно необычным ферропикритовым магматизмом. Единственный пример – месторождения Печенгского рудного района на Кольском полуострове в России. Тектоническая обстановка формирования этих месторождений не вполне ясна (см. главу 5). Скорее всего, они образовывались на подвергнутой рифтингу континентальной окраине.

<sup>1</sup> Ссылки на литературу, касающуюся отдельных месторождений, делаются в этом разделе только в случаях, если эти месторождения не рассматриваются в последующих главах книги

**Оценка запасов (включая извлеченные) и стоимости руд  
главных магматических месторождений медно-никелевых и платинометалльных руд**

**1. Запасы руды (включая извлеченные) и средние содержания металлов в руде<sup>1</sup>**

Месторождение (рудный район)	Запасы руды, млн т	Ni, вес. %	Cu, вес. %	Co, вес. %	Pt, г/т	Pd, г/т	Rh, г/т	Ru, г/т	Ir, г/т	Os, г/т	ΣЭПГ, г/т
Норильский район <sup>2</sup>	1309.3	1.77	3.57	0.061	1.84	7.31	0.191	0.093	0.026	0.036	9.50
Садбери <sup>3</sup>	1648.0	1.20	1.08	0.038	0.46	0.58	0.056	0.044	0.019	0.008	1.17
Дулу <sup>4</sup>	4000.0	0.20	0.60	0.019	0.15	0.49	0.007	0.007	0.003	0.003	0.66
Джинчуан <sup>5</sup>	515.0	1.06	0.75	0.019	0.13	0.10	0.005	0.010	0.010	0.011	0.26
Печенга <sup>6</sup>	339.0	1.18	0.63	0.045	0.12	0.17	0.005	0.007	0.004	0.006	0.32
Томпсон <sup>7</sup>	150.3	2.32	0.16	0.046	0.10	0.54	0.046	0.072	0.033	0.041	0.83
Маунт Китс <sup>8</sup>	478.0	0.60	0.01	0.014							0.00
Войсис Бэй <sup>9</sup>	136.7	1.59	0.85	0.090	0.07	0.10	0.005	0.007	0.002	0.002	0.19
Камбалла <sup>10</sup>	67.0	2.90	0.21	0.207	0.30	0.42	0.065	0.197	0.047	0.097	1.13
Персевиранс (Эгну) <sup>11</sup>	52.0	1.90	0.10								0.00
Рэглэн <sup>12</sup>	24.7	2.72	0.70	0.054	0.82	2.27	0.150	0.374	0.065	0.080	3.76
Бушвельд – всего	11549.9	0.13	0.06		2.87	1.80	0.307	0.539	0.100	0.054	5.67
в т.ч. хромитит UG-2 <sup>13</sup>	5742.6	0.04	0.02		2.66	1.71	0.428	0.710	0.131	0.062	5.70
в т.ч. риф Меренски <sup>13</sup>	4210.0	0.15	0.06		3.57	1.85	0.216	0.449	0.082	0.051	6.21
в т.ч. Плагриф <sup>14</sup>	1597.3	0.41	0.20		1.77	2.01	0.114	0.165	0.038	0.033	4.12
Великая Дайка <sup>15</sup>	2574.0	0.21	0.14		2.77	2.13	0.130	0.289	0.052	0.047	5.42
Стилуотер <sup>16</sup>	32.3	0.05	0.02		5.30	19.11	0.270	0.100	0.096	0.043	24.91
Портиво <sup>17</sup>	218.6	0.08	0.18		0.38	1.54					1.92
Лак дес Ил <sup>18</sup>	94.1	0.05	0.06		0.18	1.66	0.008		0.000		1.85

Продолжение табл. 1.1

## 2. Запасы металлов (включая извлеченные)

Месторождение (рудный район)	Ni, тыс. т	Cu, тыс. т	Co, тыс. т	Pt, т	Pd, т	Rh, т	Ru, т	Ir, т	Os, т	ΣЭПГ, т
Норильский район <sup>2</sup>	23201	46728	801	2412	9573	250	122	34	47	12438
Садбери <sup>3</sup>	19776	17798	621	763	961	92	73	31	13	1933
Дулут <sup>4</sup>	8000	24000	757	585	1959	27	27	11	12	2621
Джинчуан <sup>5</sup>	5459	3888	99	65	51	3	5	5	6	135
Печенга <sup>6</sup>	4000	2150	152	41	59	2	2	1	2	107
Томпсон <sup>7</sup>	3486	243	69	15	80	7	11	5	6	124
Маунт Китс <sup>8</sup>	2868	57	67							
Войсис Бэй <sup>9</sup>	2174	1162	123	10	13	1	1	0	0	26
Камбалда <sup>10</sup>	1943	144	139	20	28	4	13	3	7	75
Персевиранс (Эгню) <sup>11</sup>	988	49								
Рэглэн <sup>12</sup>	672	173	13	20	56	4	9	2	2	93
Бушвельд – всего	15276	6881		33111	20803	3548	6231	1157	623	65473
в т.ч. хромитит UG-2 <sup>13</sup>	2412	1034		15279	9809	2457	4077	752	356	32730
в т.ч. риф Меренски <sup>13</sup>	6315	2652		15012	7790	909	1891	345	214	26161
в т.ч. Платриф <sup>14</sup>	6549	3195		2820	3204	182	263	60	53	6582
Великая Дайка <sup>15</sup>	5405	3604		7130	5483	335	744	135	120	13946
Стилуотер <sup>16</sup>	15	7		171	616	9	3	3	1	804
Портимо <sup>17</sup>	175	393		83	337					420
Лак дес Ил <sup>18</sup>	50	58		17	156	1				174

3. Стоимость запасов металлов (в миллионах долларов США),  
стоимость 1 тонны руды (в долларах США) и относительная стоимость ЭПГ (%)<sup>19</sup>

Месторождение (рудный район)	Ni	Cu	Co	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Итого	Руда (1 т)	ЭПГ (%)
Норильский район <sup>2</sup>	191870	77101	18029	49864	59734	4591	352	98	135	401774	307	29
Садбери <sup>3</sup>	163548	29367	13972	15765	5998	1682	210	91	38	230670	140	10
Дулуэ <sup>4</sup>	66160	39600	17033	12093	12224	500	78	31	34	147753	37	17
Джинчуан <sup>5</sup>	45146	6415	2238	1354	316	46	15	15	17	55562	108	3
Печенга <sup>6</sup>	33080	3548	3420	847	366	34	7	4	6	41312	122	3
Томпсон <sup>7</sup>	28828	402	1555	310	502	126	31	14	18	31786	212	3
Маунт Китс <sup>8</sup>	23718	95	1506							25319	53	
Войсис Бэй <sup>9</sup>	17975	1917	2768	212	82	12	3	1	1	22971	168	1
Камбалда <sup>10</sup>	16069	237	3123	417	175	79	38	9	19	20166	301	4
Персевранс (Эгню) <sup>11</sup>	8171	82								8252	159	0
Рэглэн <sup>12</sup>	5556	286	298	421	349	68	27	5	6	7015	284	12
Бушвельд – всего	126332	11353		684404	129811	65035	18008	3344	1800	1040086	90	87
в т.ч. хромитит UG-2 <sup>13</sup>	19946	1706		315817	61208	45037	11783	2173	1029	458698	80	95
в т.ч. риф Меренски <sup>13</sup>	52225	4376		310298	48610	16662	5465	997	618	439251	104	87
в т.ч. Платриф <sup>14</sup>	54161	5271		58289	19993	3336	760	173	153	142137	89	58
Великая Дайка <sup>15</sup>	44703	5946		147377	34212	6146	2149	390	346	241269	94	79
Стиллуотер <sup>16</sup>	124	12		3533	3846	160	9	9	4	7698	239	98
Портимо <sup>17</sup>	1446	649		1717	2101					5913	27	65
Лак дес Ил <sup>18</sup>	412	96		350	975	14				1848	20	72

- <sup>1</sup>Содержания металлов в недрах без учета разубоживания и потерь при переработке руд
- <sup>2</sup>Оценка Naldrett and Searcy (неопубликованные материалы) на основе данных В.В. Дистлера, В.Е. Кунилова (1994) и Naldrett et al. (1996a).
- <sup>3</sup>Запасы и содержания Ni – по Naldrett et al. (1999). Отношения Cu/Ni, Co/Ni и ЭПГ/Ni – по данным Naldrett et al. (1999) (~350 анализов Co, ~1500 анализов ЭПГ в типичных рудах Садбери).
- <sup>4</sup>Запасы руды, содержания Ni и Cu - по Listerud and Meinecke (1977), отношения Cu/Ni и ЭПГ/Ni - по Naldrett (1989).
- <sup>5</sup>Запасы руды и содержания Ni - по Chai and Naldrett (1992b); отношения Cu/Ni, Co/Ni и ЭПГ/Ni - по Tang (1993).
- <sup>6</sup>Данные по Ni - по Green (личное сообщение, 1999); отношения Cu/Ni и ЭПГ/Ni - по Brugmann et al. (2000).
- <sup>7</sup>Запасы никеля - по данным компании INCO Ltd, отношение Cu/Ni - по Theyer (1980), Co/Ni и ЭПГ/Ni - по данным Bleeker (1990).
- <sup>8</sup>Данные по Ni - из стенда на симпозиуме AGSO, Канберра, 1996.
- <sup>9</sup>Запасы руды и содержания Ni, Cu и Co - по Lightfoot and Naldrett (1999); данные по ЭПГ получены на основе отношений ЭПГ/Ni в 190 образцах руд, содержащих более 20% сульфидного вещества (Naldrett et al., 2000a).
- <sup>10</sup>Запасы и содержания Ni - по Stone and Masterton (1998); отношения Cu/Ni и PGE/Ni - по Naldrett (1989); отношение Co/Ni – среднее значение по данным Leshar (1990).
- <sup>11</sup>Данные по Ni - из стенда на симпозиуме AGSO, Канберра, 1996; отношение Ni/Cu - по Keays and Davidson (1976).
- <sup>12</sup>По Leshar, ed (1999).
- <sup>13</sup>Запасы ЭПГ и содержания  $\sum$ ЭПГ - по Vermaak (1995); содержания Ni и Cu рассчитаны на основе отношений Ni/(Pt+Pd) и Cu/Ni, по Naldrett (1989).
- <sup>14</sup>Запасы ЭПГ и содержания  $\sum$ ЭПГ - по Vermaak (1995); содержания Ni и Cu - по Naldrett (1989).
- <sup>15</sup>Данные по ЭПГ - согласно Vermaak (1995); содержания и запасы Ni и Cu рассчитаны на основе отношений Ni/(Pt+Pd) и Cu/(Pt+Pd), по Naldrett and Wilson (1990).
- <sup>16</sup>Учтены запасы, возможные и вероятные ресурсы Pt+Pd в полях рудников Стиллвотер и Ист Боулдер (по Zientek et al., 2002), данные по другим ЭПГ - из Vermaak (1995); содержания и запасы Ni и Cu рассчитаны на основе отношений Ni/(Pt+Pd) и Cu/(Pt+Pd), по Naldrett (1989).
- <sup>17</sup>По данным геологоразведочного синдиката Arctic Platinum Partnership (APP), представленным в Интернет-сайте синдиката в июле 2002 года
- <sup>18</sup>Запасы и содержания Pt и Pd - согласно материалам, представлявшимся на конференции Cordilleran Round-up (Ванкувер, Канада, январь 2000 г.); содержания и запасы других металлов рассчитаны на основе отношений металл/Pd (неопубликованные материалы А.Дж. Налдретта).
- <sup>19</sup>Расчет стоимости запасов произведен согласно ценам на металлы на апрель 2003 года (в долларах США): Ni = 8.27 \$/кг (3.75 \$/lb); Cu = 1.65 \$/кг (0.75 \$/lb); Co = 22.05 \$/кг (10.00 \$/lb); Pt = 20.67 \$/г (643 \$/troy oz); Pd = 6.24 \$/г (194 \$/troy oz); Rh = 18.33 \$/г (570 \$/troy oz); Ru = 2.89 \$/г (90 \$/troy oz); Ir = 2.89 \$/г (90 \$/troy oz); Os = 2.89 \$/г (90 \$/troy oz).

К классу МН-4 относятся месторождения анортозит-гранит-троктолитовых интрузивных комплексов. Такой пример представляет плутонический комплекс Нэйн в Лабрадоре (Канада). Долгие годы считалось, что данная магматическая ассоциация неперспективна на сульфидное оруденение, но в середине 1990-х годов в связи с ней было открыто богатое месторождение Войсис Бэй (глава 6). Войсис Бэй остается единственным промышленным месторождением данного класса, хотя незначительное оруденение установлено в интрузии Пэнтс Лэйк, находящейся в 80 км к югу от Войсис Бэй, принадлежавшей тому же комплексу Нэйн (см. главу 10). Месторождение Войсис Бэй, вероятно, формировалось при зарождающемся рифтинге, что обсуждается в главе 10.



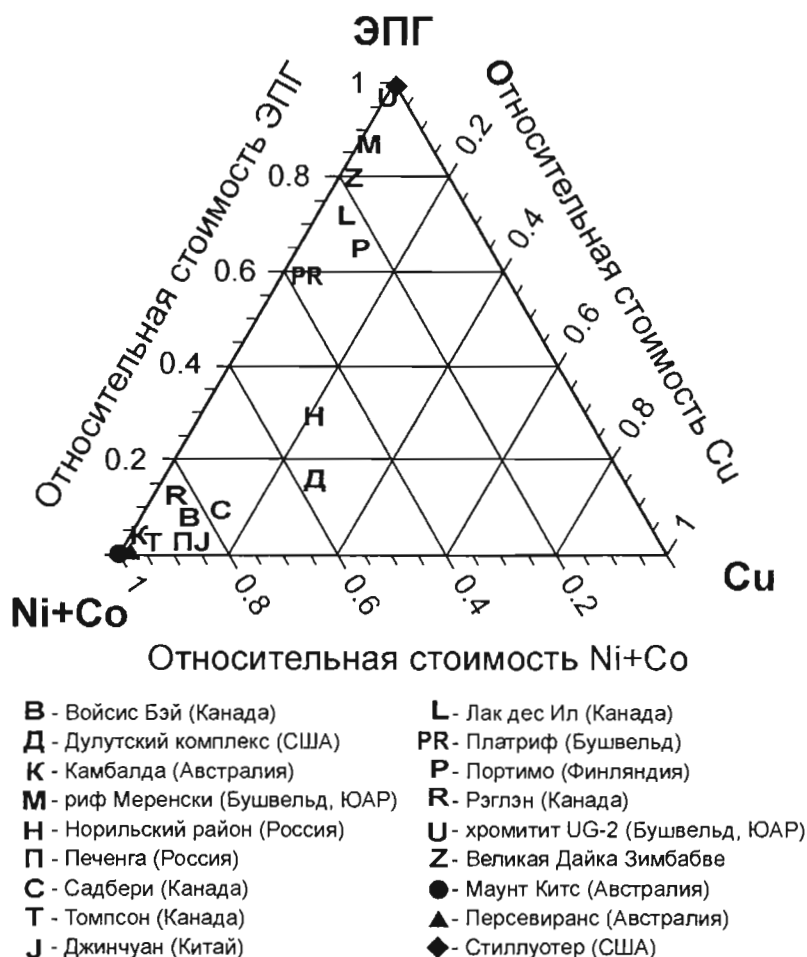


Рис. 1.1.

Относительный вклад Ni+Co, Cu и ЭПГ в стоимость руд месторождений, перечисленных в табл. 1.1

К классу МН-5 автор относит разнородные месторождения, связанные с магмами, состав которых варьирует от пикритового до толеитового. Их тектоническое положение и обстановка формирования различны. Месторождение Монткалм (Barrie and Naldrett, 1988) находится в архейском зеленокаменном поясе. Месторождение Джинчуан связано с системой разломов, которые интерпретируются как образованные при рифтинге, ведущем к открытию океанического бассейна (см. главу 10). Месторождение Николандия связано с одним из поясов мафит-ультрамафитовых интрузий в центральной части Бразилии. Интрузии локализованы там в толще терригенных осадочных пород, переслаивающихся с вулканитами. Представляется, что они были образованы при мезопротерозойском континентальном рифтинге и затем метаморфизованы в течение неопротерозойской<sup>2</sup> континентальной коллизии (Ferreira-Filho et al., 1995). Интрузия Мокси на севере штата Мэн, США (Thompson and Naldrett, 1984), каледонские интрузии северо-восточной Шотландии, включая Абердиншайр (Fletcher, 1987), и интрузия Рона в Норвегии (Boyd and Mathiesen, 1979) были внедрены при орогенезе сжатия. Никелевое сульфидное месторождение Акуже в офиолитах Замбалес на Филиппинах (Vacuta et al., 1987) представляет единственный пример оруденения в офиолитах.

Уникальнейший рудный район Садбери выделен в отдельный класс МН-6. Оруденение здесь связано с расплавом, образованным при ударе внеземного объекта (краткий обзор современных представлений о генезисе Садбери представлен в работе Naldrett, 2003).

<sup>2</sup> Распространенные в современной западной литературе хронологические подразделения палео-, мезо- и неопротерозой (см. табл. 1.2) применяются автором редко. В последующих главах, в большинстве случаев, используются привычные для российского читателя подразделения: ранний протерозой (2500–1650 млн лет) и поздний протерозой (1650–650 млн лет)

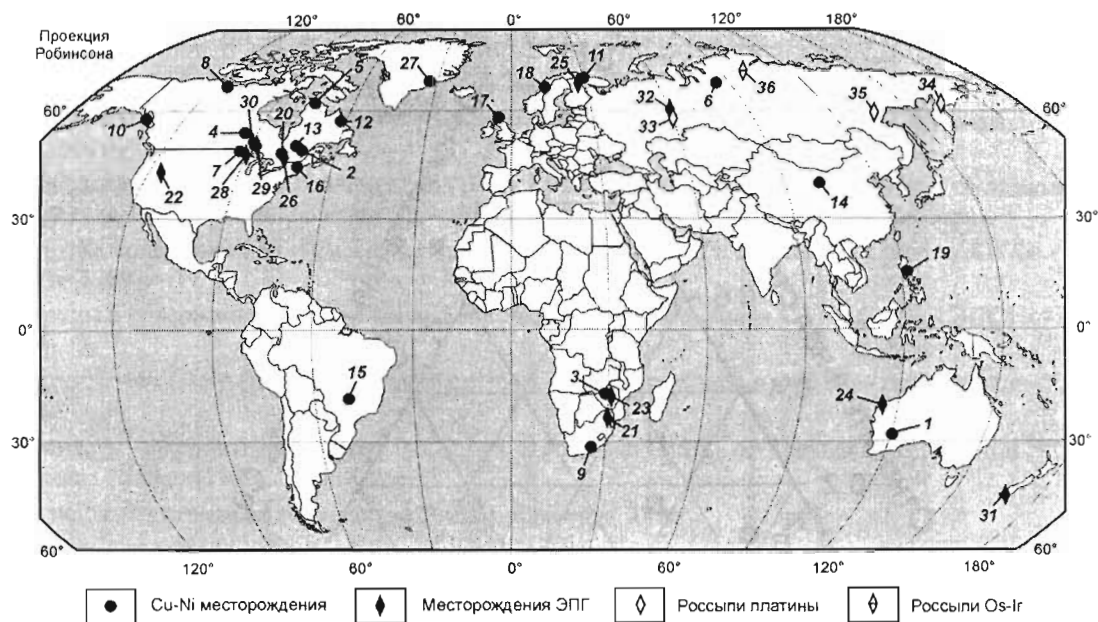


Рис. 1.2.

Географическое распространение важнейших мировых месторождений медно-никелевых и платинометалльных руд.

Номера месторождений соответствуют указанным в табл. 1.2 и 1.3

Малосульфидные месторождения ЭПГ сначала, подобно медно-никелевым месторождениям, подразделяются на классы по петролого-тектоническому принципу (табл. 1.3). Далее автор детализирует классификацию на основе морфологии и вещественного состава рудных тел, учитывая различные механизмы концентрирования ЭПГ. Выделяются стратиформные, стратабаундные<sup>3</sup> нестратиформные и секущие месторождения; месторождения сульфидной, хромитовой и магнетитовой ассоциаций. Эта детализированная систематизация обосновывается в главе 9, где и представлена в табл. 9.2. В данной главе типы месторождений упоминаются только в последнем столбце табл. 1.3, где приводятся примеры месторождений различных классов.

В настоящее время стало очевидным (Pijna, 1994; Miller and Andersen, 2002; Alapieti and Lahtinen, 2002), что в интрузиях, концентрирующих основные ресурсы ЭПГ (Бушвелд, Стиллуотер и Великая Дайка Зимбабве), в большом объеме представлены породы, образованные из магмы высокомагнезиального андезибазальта (магма "типа U" по Irvine and Sharpe, 1986), которая отличается высокими содержаниями MgO, Cr, SiO<sub>2</sub> и низкими – глинозема. Месторождения, связанные с такими интрузиями, выделяются автором в класс ЭПГ-1. Магма "типа U" была первой, с внедрения которой начиналось формирование расслоенных серий, образующих интрузии данного класса. Вслед за ней в интрузивные камеры входила магма толеитового состава. Многие месторождения ЭПГ локализуются на уровне разреза, где происходило смешение магм этих двух типов.

К классу ЭПГ-2 отнесены месторождения интрузий, которые тоже образованы магмами "типа U" и толеитовой, но в них преобладает толеитовая магма. Это интрузия Манни-Манни в Западной Австралии, интрузия Пеникат и интрузивные тела района Портимо в Финляндии. Месторождения интрузивных тел, для которых не имеется свидетельств участия ранней магмы "типа U", сформированных только толеитовой магмой, выделяются в класс ЭПГ-3. Сюда входят интрузии: Ист Булл Лэйк и Ривер Вэлли в южном Онтарио (Канада); Сонжу Лэйк, относящаяся к комплексу Дулут; Колдвелл, тоже связанная с магматизмом Кивинюван (Barrie et al., 2002); Скаергаард и Кап Эдвард Холм в восточной Гренландии; Лак дес Ил в Канаде.

<sup>3</sup> Разъяснение термина "стратабаундные месторождения" приводится в списке малораспространенных терминов и сокращений (прим. переводчика)

**Классификация сульфидных медно-никелевых месторождений по петролого-тектоническому принципу**

Класс	Ассоциирующий магматизм	Рудные районы и месторождения (номер на рис. 1.2, название и возраст)	Тектонические условия магматизма
МН-1	Коматитовый	1 – Зеленокаменный пояс Уилуна-Норсемэн (рудный район Камбалда, месторождения Маунт Китс, Персевиранс и др.) (А)	Зеленокаменные пояса (рифт?)
		2 – Абитгиби (А) 3 – Зимбабве (А)	
МН-2	Платобазальтовый	4 – Томпсон (PPR) 5 – Рэглэн (PPR)	Рифт континентальной окраины
		6 – Норильск (Ph) 7 – Дулут (NPR) 8 – Маскоккс (NPR)	Рифт (тройное сочленение)
		9 – Инсизва (Ph)	Рифт континентальной окраины
		10 – Врангелия (Ph)	Рифтинг островной дуги
МН-3	Ферропикритовый	11 – Печенга (MPR)	Рифт континентальной окраины
МН-4	Анортозит-гранит-троктолитовый	12 – Войсис Бэй (NPR)	Рифт
МН-5	Разнородный магматизм, преимущественно пикритовый и толентовый	13 – Монткалм	Зеленокаменный пояс (рифт?)
		14 – Джинчуан (MPR)	Рифт континентальной окраины
		15 – Николандия (MPR)	Континентальный рифтинг
		16 – Мокси (Ph) 17 – Абердиншайр (Ph) 18 – Рона (Ph)	Ороген (условия сжатия)
		19 – Акуже (Ph)	Офиолитовый пояс (океан)
		20 – Садбери (MPR)	Метеоритный удар

Возраст: А – архей (>2500 млн лет); PPR – палеопротерозой (2500-2000 млн лет); MPR – мезопротерозой (2000-1400 млн лет); NPR – неопротерозой (1400-600 млн лет); Ph – фанерозой (<600 млн лет)

Месторождения класса ЭПГ-4 соотносятся с интрузиями, образованными известково-щелочной магмой. Они развиты в Уральском платиноносном поясе (Россия), где в Волковском и Баронском месторождениях выделяются зоны, обогащенные титаномагнетитом, апатитом и сульфидами меди с высокими содержаниями благородных металлов (см. главу 9). Заметим, что Баронское месторождение на современной стадии изучения (2003 г.) не является промышленным, а в Волковском месторождении благородные металлы служат только попутными компонентами. К классу ЭПГ-4 относится также интрузивный комплекс Лонгвудс (Новой Зеландия), где развиты россыпи золота, содержащие платиновые минералы, но первичная минерализация ЭПГ еще не выявлена.

Класс ЭПГ-5 включает месторождения, связанные с ультрамафитовыми интрузиями Уральско-Аляскинского типа. Характер магмы, из которой они образованы, до сих пор однозначно не определен, но первичный расплав, вероятно, имел щелочную специализацию (см. главу 9). Коренная платина, ассоциирующая с хромитовыми прожилками и сегрегациями в дунитах Уральско-Аляскинских интрузий, в ограниченном объеме обрабатывалась только в Нижнетагильском массиве Уральского платиноносного пояса (месторождение горы Соловьева). Однако, этот тип интрузий является источником важнейших в мире россыпных месторождений платины, которые находятся в России: на Урале, на востоке Сибири у массива Кондер (Малич, 1999) и в Корякии у Сейнава-Гальмознамского массива (Батанова, Астраханцев, 1992; Видик и др., 1999).

Классификация месторождений ЭПГ по петролого-тектоническому принципу

Класс	Тип магмы	Интрузивный комплекс (номер на рис. 1.2, название и возраст)	Тектонические условия магматизма	Примеры месторождений (название и тип)
ЭПГ-1	ВМАБ* (обильна) и толеитовая	21 – Бушвельд (PPR)	Кратон	Меренски (1); хромитит UG-2 (3); Платриф (5); Дунитовые трубки (8)
		22 – Стилдуотер (А)	Не ясны	Риф J-M (1)
		23 – Великая Дайка (А)	Рифтинг кратона	Главная сульфидная зона (2)
ЭПГ-2	ВМАБ и толеитовая	24 – Манни-Манни(А)	Кратон?	Руды порфировых вебстеритов (2)
		25 – Пеникат (PPR)	Рифт континентальной окраины	Риф SJ (1)
		25 – Портимо (PPR)		Рифы SK, RK (1); Маргинальные руды (5)
ЭПГ-3	Толеитовая	26 – Ист Булл Лэйк (PPR)	Рифт (тройное сочленение)	Маргинальные руды (5)
		26 – Ривер Вэлли (PPR)		Маргинальные руды (5)
		27 – Скаергаард (Ph)		Платиновая (2)
		27 – Кап Эдвард Холм (Ph)		Риф Уиллоу Ридж (1)
		28 – Сонжу Лэйк (NPR)	Рифт (тройное сочленение)	"Риф" Сонжу Лэйк(2)
		29 – Колдвелл (NPR)		Марафон (5); Бермуда (4)
		30 – Лак дес Ил (А)	Не ясны	Зона Роби (7)
ЭПГ-4	Известково-щелочная	31 – Лонгвудс (Ph)	Островная дуга	Район Лонгвудс (10)
		32 – Волковский (Ph)		Волковское (6); Баронское (?)
ЭПГ-5	Интрузии Уральско-Аляскинского типа (щелочной специализации)	33 – Нижнетагильский и др. на Урале (Ph)	Кратон, граница с ВПП	Гора Соловьева (9); россыпи Урала (10)
		34 – Интрузии Корьякии (Ph)		Сейнав-Гальмознанское (10)
		35 – Кондер (Ph)	Кратон, граница с ВПП	Кондер (10)
ЭПГ-6	Щелочно-ультраосновная	36 – Гулинский (Ph)	Рифт	Ингаринда (10)

Типы месторождений: 1–4 – стратиформные месторождения: 1 – сульфидной ассоциации, образующие рифы; 2 – сульфидной ассоциации, не связанные с рифами; 3 – хромитовой ассоциации; 4 – магнетитовой ассоциации; 5–6 – стратабаундные нестратиформные месторождения: 5 – сульфидной ассоциации; 6 – магнетитовой ассоциации; 7 – несогласные месторождения сульфидной ассоциации; 8 – дунитовые трубки; 9 – несогласные хромитовые прожилки и шпильры; 10 – россыпи.

Обозначения возраста разъясняются в табл. 1.2

В класс ЭПГ-6 выделены мафит-ультрамафитовые интрузии, относящиеся к щелочно-ультраосновному (с карбонатитами) магматизму платформ. Одна из таких интрузий, Гулинская интрузия на севере Сибирской платформы, является источником россыпей осмия и иридия (Малич, 1999). Россыпи непромышленные (или пригодны только для старательской отработки), но они важны потому, что представляют единственный в мире случай существенного накопления Os-Ir минералов в россыпях.

Заметим, что классификация месторождений, базирующаяся, преимущественно, на петрологии рудоносных магматических образований, не является единственно возможной. В главе 10 автор обсуждает другую схему, где месторождения систематизируются на основе связи рудоносных комплексов с различными типами и стадиями рифтинга. Обсуждение этой схемы вынесено в конец книги. Она не была использована для построения плана книги потому, что наше понимание тектонической обстановки формирования месторождений постоянно меняется. Было бы неразумным брать за основу классификационную схему, которая может измениться через несколько лет. Было решено использовать более устоявшийся петролого-тектонический подход.

\* ВМАБ – высокомагнезиальный андезибазальт (магма "U-типа" по Irvine and Sharpe, 1986).

\*\* Содержит 52–55 вес% SiO<sub>2</sub>, 12–14 вес% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1000–2000 ppm Cr.

\*\*\* ВПП – вулcano-плутонический пояс.

## 1.2. Краткая сравнительная характеристика месторождений по их запасам, стоимости и вещественному составу руд

Относительная значимость крупнейших мировых рудных районов и месторождений как источников никели иллюстрируется рисунком 1.3. Ведущими являются Норильский район и рудный район Садбери, при этом месторождения Норильского района вдвое богаче медью (табл. 1.1). Исключительно крупные запасы руд сконцентрированы в комплексе Дулут, но низкие содержания металлов в рудах (0.2 вес.% Ni, 0.6 вес.% Cu) и экологические ограничения не позволяют ввести эти месторождения в разработку. Если исключить Дулут и говорить только о промышленных месторождениях никеля, третьим в мире по запасам, после Норильска и Садбери, является месторождение Джинчуан. Далее следуют: Печенга, Томпсон, Маунт Китс, Войсис Бэй и Камбалда. Огромные запасы сульфидного никеля сконцентрированы и в некоторых месторождениях ЭПГ (в рифах комплекса Бушвельд и сульфидных зонах Великой Дайки Зимбабве), но содержания Ni в рудах там очень низки: от 0.04 до 0.41 вес.% (табл. 1.1).

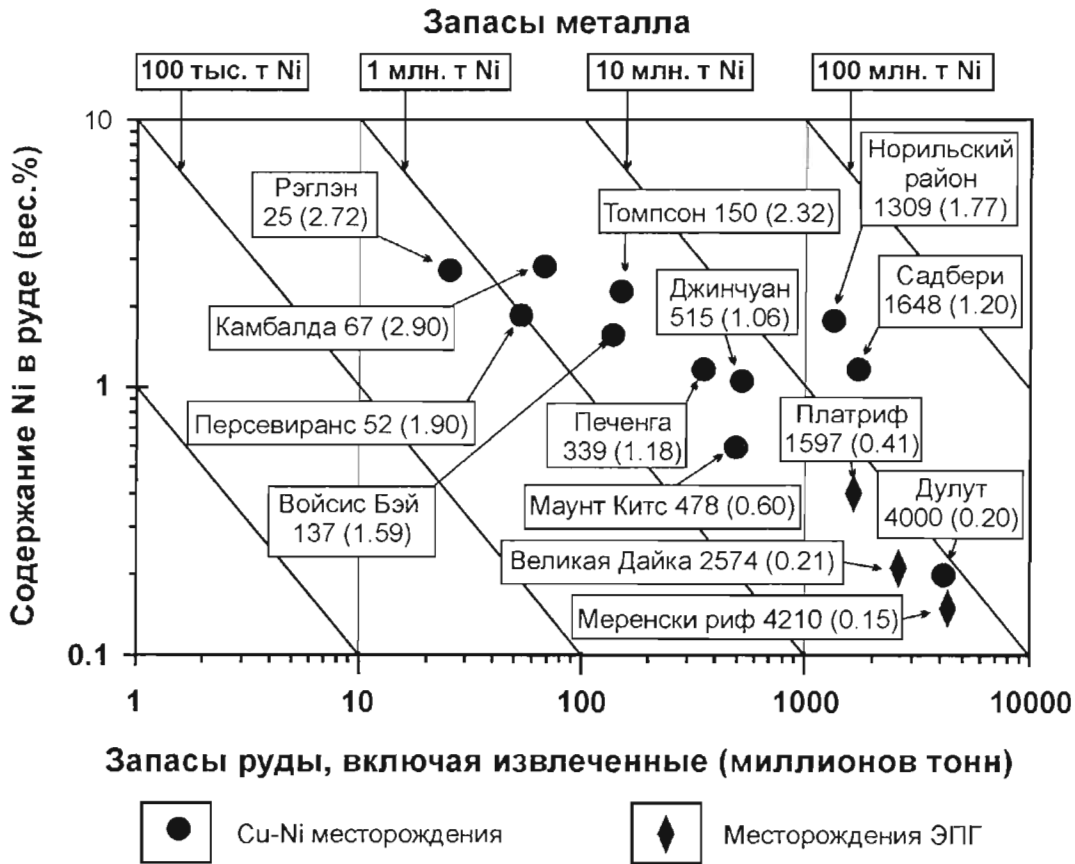


Рис. 1.3.

Диаграмма, показывающая запасы руд (включая извлеченные), запасы никеля и содержания Ni в рудах важнейших сульфидных медно-никелевых месторождений и некоторых месторождений ЭПГ. Данные из табл. 1.1

Сравнение месторождений в качестве источников ЭПГ представлено на рис. 1.4. Месторождения комплекса Бушвельд (хромитит UG-2, риф Меренски и Платриф) являются важнейшими, однако, руды Норильска и Главная сульфидная зона Великой Дайки тоже имеют очень крупные запасы. Следует подчеркнуть, что, хотя месторождения районов Норильска и Садбери практически равны по запасам никеля, Норильск содержит в 6.5 раз больше ЭПГ.

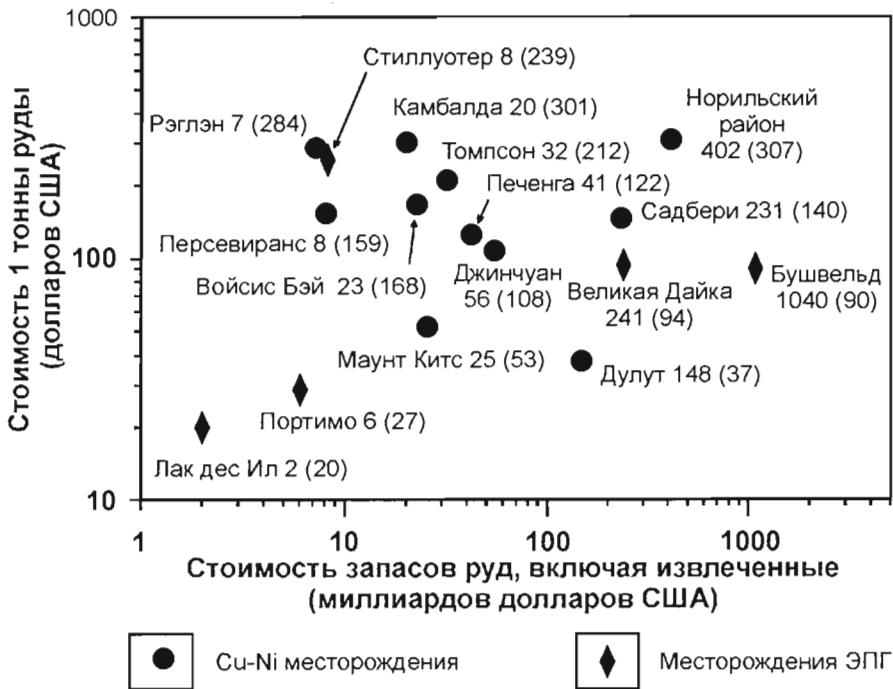


Рис. 1.4.

Диаграмма, показывающая запасы руд (включая извлеченные), запасы ЭПГ и содержания ЭПГ в рудах важнейших сульфидных месторождений ЭПГ и некоторых медно-никелевых месторождений. Данные из табл. 1.1

По стоимости запасов руд выдающимся является Бушвельдский комплекс: суммарная стоимость его запасов превышает 1 триллион долларов США (табл. 1.1, рис. 1.5). Следующим идет Норильский район. Общая стоимость запасов там в 2.6 раза ниже, чем в Бушвельде, но стоимость тонны руды в 3.4 раза выше. Норильск занимает первое место в мире по стоимости тонны руды (307 долларов США). Высокую удельную стоимость имеют руды Камбалды (благодаря кобальту) и Рэглэна (благодаря ЭПГ). Среди малосульфидных месторождений выдающимся по ценности руд является Стиллуотер. Стоимость тонны руды составляет там 239 долларов США, и 98% из них приходится на ЭПГ.

Руды Cu-Ni месторождений, сформированных в разных петролого-тектонических обстановках, существенно различаются по составу (табл. 1.4).

Большинство руд архейских коматитовых месторождений имеет высокие содержания Ni (при пересчете на 100-процентный сульфид)<sup>4</sup> и высокие отношения Ni/Cu, что отражает состав материнских магм. Отношения Ni/Cu особенно высоки в рудах месторождений Маунт Китс (50) и Ипок (58), но это связано с интенсивным изменением пород, с замещением первичных силикатов тальком и карбонатами. Никель в процессе изменения, вероятно, переходил из силикатов в сульфиды (Eckstrand, 1975).

<sup>4</sup> Автор применяет следующий порядок расчета содержания металлов в 100-процентном сульфиде. Предполагается, что весь никель, определенный в валовом составе породы, находится в сульфиде - в пентландите, содержащем 36 вес% Ni (это типичное содержание металла в пентландите Садбери). Рассчитывается количество серы, связанной в таком пентландите, и вычитается из общего содержания серы в породе. Далее подобный расчет проводится для меди, предполагая, что вся она входит в халькопирит. Остаток серы затем пересчитывается на моноклинный пирротин. Суммируя расчетные содержания трех названных минералов, получаем общее содержание сульфидов в породе, которое затем используется как коэффициент для расчета концентраций металлов в сульфиде. Существенная ошибка может возникнуть, если содержание сульфида (серы) в породе мало, но велико содержание силикатного никеля. Процесс корректировки расчета для таких случаев описан в главе 6. Значительные ошибки появляются, если в породе (руде) содержится много пирита или борнита и халькозина. Ошибки, вытекающие из изменчивости составов пентландита и пирротина (оба минерала представляют собой твердые растворы) невелики по сравнению с другими потенциальными ошибками



Рис. 1.5.

Диаграмма, показывающая стоимость запасов руд (включая извлеченные) и стоимость 1 тонны руды важнейших медно-никелевых и платинометалльных месторождений. Данные из табл. 1.1

Руды месторождений, связанных с платобазальтами, отличаются высокими отношениями  $(Pt+Pd)/Ni$ , которые особенно высоки в Норильском районе. Руды платобазальтов, а также протерозойских коматиитов имеют отношения  $Pd/Pt$  более высокие, чем в других месторождениях.

Важным показателем состава руд является отношение  $Pd/Ir$ , которое определяет крутизну наклона профилей ЭПГ на многокомпонентных диаграммах при нормализации составов к хондриту или мантии. Это отношение является относительно низким в рудах архейских коматиитов, родоначальная магма которых содержала около 30 вес%  $MgO$ . Оно прогрессивно возрастает со снижением магнезиальности материнских магм (Naldrett and Duke, 1980): к рудам протерозойских коматиитов ( $MgO$  в магме ~20 вес%), Печенгского района ( $MgO$  в магме ~15 вес%), месторождения Джинчуан ( $MgO$  в магме ~12 вес%), затем к рудам Садбери и Войсис Бэя, связанным с мафитовыми интрузиями (табл. 1.4). Месторождения платобазальтов, исключая Инсизву, имеют наиболее высокие отношения  $Pd/Ir$ . Заметим, что руды месторождения Алексо по многим показателям (содержание  $Ni$  в 100-% сульфиде, отношения  $(Pt+Pd)/Ni$ ,  $Pd/Pt$  и  $Pd/Ir$ ) сильно отличаются от руд других архейских коматиитовых месторождений, хотя и находятся во вполне типичной обстановке.

**Особенности химического состава руд  
различных типов медно-никелевых месторождений**

	Ni (вес%) в 100-% сульфиде		Ni/Cu	Ni/Co	(Pt+Pd)/Ni*10 <sup>6</sup>	Pd/Pt	Pd/Ir
	Диапазон	Среднее					
<b>Месторождения, связанные с архейскими коматинитами</b>							
<b>Западная Австралия</b>							
Камбалда	9 до 19	14.20	13.50	0.07	27.00	1.39	8.87
<b>Зимбабве (массивные руды)</b>							
Гроджен		10.80	7.71		29.81	0.49	7.14
Ипок		23.60	58.00		8.80	0.49	0.95
Шангани		13.33	13.50		26.70	0.30	8.58
<b>Канада</b>							
Лангмюр		12.33	25.08		14.23	1.88	5.88
Алексо		6.42	15.07		62.61	2.62	77.27
<b>Месторождения, связанные с протерозойскими коматинитами</b>							
<b>Пояс Кейп Смит</b>							
Рэглэн <sup>3</sup>	10.4 до 15.3	12.8	3.88	0.02	111.16	2.84	38.06
<b>Никеленосный пояс Томпсон</b>							
Пайп-2		3.95	24.68	22.00	4.28	2.26	2.15
Томпсон		8.46	14.32	50.00	28.40	4.46	13.40
Бакко		20.85	3.88		44.23	2.87	21.19
<b>Месторождения, связанные с платобазальтами</b>							
Норильск		6.25	0.58	58.00	654.43	3.43	217.34
Дулут		4.09	0.33	10.50	318.01	3.35	184.17
Грэйт Лэйкс Никел		5.19	0.52		536.21	4.02	303.56
Инсизва		5.88	0.91		152.86	2.40	18.12
<b>Месторождения, связанные с апортозитами</b>							
Войсис Бэй	3.64 до 4.61	4.07	1.87	18.00	10.79	1.29	59.98
<b>Другие месторождения</b>							
Печенга	2.7 до 13.7	10.49	1.86	26.00	11.35	1.33	9.74
Джинчуан	9.4 до 11.0	10.69	1.76	56.00	54.83	1.00	14.37
Садбери	2.5 до 8.0	5.5	1.11	32.00	87.17	1.26	30.65

### 1.3. Предварительные сведения о генезисе месторождений

Магматические сульфидные месторождения образуются при реализации следующих условий. (1) Первоначальная силикатная магма насыщается сульфидом и выделяет несмешиваемую сульфидную жидкость. (2) Сульфиды концентрируются в ограниченном пространстве, где их количество становится достаточным для образования руд. (3) Сульфиды реагируют со значительным количеством силикатной магмы и обогащаются халькофильными элементами до промышленного уровня. Задача данной работы - проиллюстрировать, используя примеры важнейших мировых месторождений, в каких условиях возможно проявление перечисленных процессов и каким образом они осуществляются.

Выделение жидкого сульфида не является частью нормального процесса охлаждения и кристаллизации мафит-ультрамафитовых магм. Важнейшие месторождения медно-никелевых руд (в противоположность крупнейшим месторождениям ЭПГ) почти всегда локализируются в подошве вмещающих магматических тел. Это означает, что магма уже была насыщена сульфидом и несла избыточный сульфид при завершении внедрения. Вместе с тем, высокие концентрации ЭПГ (по 1–10 *ppb* Pt и Pd), наблюдаемые в большинстве базальтовых магм (за исключением MORB), позволяют предполагать, что магматические расплавы не были насыщены сульфидом в мантии или во время их продвижения через толщу коры. В тех редких случаях, когда формируются значительные сульфидные месторождения, в соответствующих порциях магмы должны произойти какие-то процессы, вызывающие сульфидное насыщение.



Главными факторами, контролирующими растворимость сульфида в силикатном расплаве (обсуждаемыми в главе 2), являются: давление, температура, содержание в расплаве  $\text{FeO}+\text{TiO}_2$ , степень окисленности расплава, соотношение мафитовых и фельзитовых компонентов в расплаве.

Растворимость сульфида в силикатном расплаве увеличивается со снижением давления (Mavrogenes and O'Neill, 1999). Мало того, что большинство расплавов выходит из мантии в состоянии недосыщенности сульфидом, фактор давления работает против их насыщения в процессе подъема. Эффект давления в некоторой степени может компенсироваться влиянием температуры, с падением которой растворимость сульфида снижается (Buchanan and Nolan, 1979). Большинство расплавов интрузирует или изливается при температурах, близких к температурам ликвидуса. Это означает, что они охлаждались при подъеме. Однако, данные Mavrogenes and O'Neill (1999) свидетельствуют, что охлаждение оказывает меньшее влияние на растворимость сульфида, чем снижающееся давление. Таким образом, если абстрагироваться от изменения состава магмы при подъеме, расплавы, скорее всего, будут достигать поверхности, оставаясь недосыщенными сульфидом. Силикатные минералы, следовательно, начнут кристаллизоваться до выделения сульфида. Если позднее начнется сульфидная сегрегация, то сульфиды будут смешиваться с кумулюсом силикатов. Месторождения Ni-Cu специализации (в противоположность месторождениям ЭПГ) содержат много больше сульфидов, чем может быть образовано при совместном выделении из материнской магмы силикатных минералов и сульфидной жидкости. Таким образом, требуются некоторые внешние факторы, которые бы вызвали образование значительного количества сульфида без существенной кристаллизации силикатного вещества.

На растворимость сульфида влияет изменение концентраций  $\text{FeO}$  и (или)  $\text{TiO}_2$ . Но на ранних стадиях кристаллизации концентрации этих элементов в магме остаются либо постоянными ( $\text{FeO}$ ), или увеличиваются ( $\text{TiO}_2$ ), что повышает способность силикатного расплава растворять сульфид. Выделение сульфида без кристаллизации силикатных минералов может начаться при окислении магмы. Автору известен один пример, когда этот фактор мог сыграть заметную роль, - случай месторождения Платриф в Бушвельдском комплексе, где в магму поступило большое количество доломитов из вмещающих пород (Buchanan and Rouse, 1984). Однако, в названном месторождении представлена только рассеянная сульфидная вкрапленность, значимая, главным образом, благодаря ЭПГ. При образовании Cu-Ni месторождений действовали иные факторы, вызывавшие насыщение сульфидом. Важнейшие из них - фельзификация мафитовой магмы (обогащение магмы кремнеземом и щелочами при поглощении корового материала) и добавление серы из внешнего источника.

Месторождения ЭПГ в расслоенных интрузиях, такие как риф Меренски в Бушвельдском комплексе и риф J-M в комплексе Стиллуотер, имеют характеристики, отличные от Ni-Cu месторождений и образовались в результате других генетических процессов, что обсуждается в главе 9.

Состав сульфидной жидкости, образующей месторождения магматических сульфидов, зависит от следующих факторов: (1) от состава силикатной магмы, из которой выделялась и с которой реагировала сульфидная жидкость; (2) от величины коэффициентов, управляющих разделением элементов между силикатной магмой и сульфидной жидкостью; (3) от отношения массы силикатной магмы к массе сульфидной жидкости, вовлеченной в реакцию. Влияние состава магмы рассматривается применительно к индивидуальным типам месторождений во многих последующих главах. Два последних фактора обсуждаются в главе 2.

Сульфидные жидкости, подобно силикатным, обычно не застывают целиком *in situ*. Сульфидный расплав медленно охлаждается, осаждая кумулюс никельсодержащего пирротина (моносульфидного твердого раствора, сокращенно *mss*). Остаточная жидкость при этом последовательно обедняется железом и обогащается медью. Обычно эта жидкость мигрирует, поэтому некоторые части месторождения обогащены кумулюсом *mss*, другие - продуктами кристаллизации фракционированной жидкости (Ebel and Naldrett, 1997; Naldrett et al., 1997). Этот процесс коротко обсуждается в главе 2 и более детально - при описании конкретных месторождений.

Сульфидные системы являются чрезвычайно реактивными, гораздо более реактивными, чем силикатные системы при субсолидусных температурах. Минералогия магматических сульфидных месторождений - результат уравнивания составов первоначально сформированных минеральных фаз в широком ранге субсолидусных температур - вплоть до  $150^\circ\text{C}$  и ниже. Фазовые равновесия, управляющие этими реакциями, рассматриваются в главе 2.

Завершая введение, надо коротко прокомментировать порядок глав, следующих за главой 2. В основном он следует схеме классификации месторождений, представленной выше. В главе 3 характеризуются месторождения, связанные с коматитами (класс МН-1), в главе 4 - с платобазальтами (класс МН-2), в главе 5 - с ферропикритовым магматизмом (класс МН-3). В главе 6 описано месторождение Войсис Бэй, представляющее анортозит-гранит-троктолитовую интрузивную ассоциацию (класс МН-4). В главе 7 рассматривается месторождение Джинчуан, важнейшее среди месторождений класса МН-5, в главе 8 - месторождение Садберн, представляющее класс МН-6.

Месторождения ЭПГ связаны со многими типами магматических образований и очень многообразны по генезису. Описание этих месторождений и обсуждение их происхождения приводится в главе 9.

Книга завершается главой 10, где представляются выводы, которые могут быть использованы при геологоразведочных работах.

## Теоретические положения

Несмешиваемая сульфидно-оксидная жидкость, образующая магматические сульфидные руды, сегрегируется из мафитовых и ультрамафитовых силикатных расплавов. Некоторые элементы, главным образом переходные металлы Группы VIII Периодической системы (Fe, Co, Ni, Pd, Pt, Rh, Ru, Ir и Os), а также Cu и Au, имеют высокую степень распределения в сульфидно-оксидную жидкость и накапливаются в ней. Понимание генезиса месторождений требует знания химических и физических процессов, вовлеченных в их формирование. Данная глава начинается с рассмотрения факторов, определяющих растворимость сульфида в мафитовых и ультрамафитовых магмах (раздел 2.1). Затем, в разделе 2.2, обсуждается разделение химических элементов между сульфидной жидкостью и силикатным веществом (силикатной магмой и оливином), а также влияние, которое оказывает на состав руд отношение массы силикатного расплава, прореагировавшего с сульфидом, к массе сульфидной жидкости, – факторы "R" и "N".

В разделе 2.3 рассматриваются некоторые фазовые равновесия в сульфидно-оксидных и сульфидных системах – от высокотемпературной до субсолидусной стадии их развития. Низкотемпературные субсолидусные преобразования обсуждаются потому, что они могут непосредственно влиять на промышленную ценность руд. Например, качество никелевых руд в немалой степени зависит от того, произошел или не произошел распад *mss* с выделением пентландита.

Раздел 2.4 посвящен процессу фракционной кристаллизации сульфидных расплавов, в ходе которого могут быть образованы очень ценные разновидности руд, богатые ЭПГ. Такие руды известны в месторождениях Норильского района, Садбери и в некоторых других.

Наконец, в разделе 2.5 коротко обсуждается слабо исследованный вопрос о внешних источниках серы, вошедшей в руды сульфидных месторождений.

### 2.1. Растворимость серы в силикатных расплавах

Знание растворимости серы в мафитовых и ультрамафитовых силикатных магмах является основополагающим для понимания условий, в которых возможна сегрегация несмешиваемой сульфидной жидкости, образующей магматические месторождения. Первые экспериментальные исследования в этой области были предприняты металлургами, главным образом Ф.Д. Ричардсоном и его сотрудниками (Fincham and Richardson, 1954; Abraham et al., 1960). Изучались составы расплавов, отвечающие металлургическим шлакам, далекие от природных магм. Тем не менее, работа Fincham and Richardson (1954) предоставила основу понимания механизма растворения серы, применимого и к природным процессам. Исследования металлургов показали, что при низкой фугитивности кислорода (менее  $10^{-6}$  атм при температуре от 1400 до 1500°C) сера растворяется в силикатных расплавах преимущественно в виде сульфида. Функция, которую Fincham and Richardson (1954) назвали "сульфоемкостью" ( $C_s$ )<sup>5</sup>, является величиной, постоянной для расплавов одинакового состава. Она подчиняется уравнению:

$$C_s = (S \cdot p_{O_2}^{1/2}) / p_{S_2}^{1/2}, \quad (i)$$

где: S – концентрация серы (вес%),  $p_{O_2}$  и  $p_{S_2}$  – парциальное давление кислорода и серы.

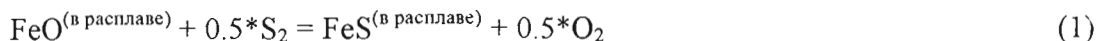
$C_s$  увеличивается с подъемом температуры и варьирует в зависимости от состава расплавов: увеличивается с возрастанием FeO, MgO и CaO и уменьшается с увеличением SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

MacLean (1969), изучивший систему Fe-S-O-SiO<sub>2</sub>, ввел понятие "содержание серы при насыщении сульфидом" ("sulfur content at sulfide saturation" или "SCSS"). Он обнаружил, что содержание серы в силикатном расплаве в равновесии с сульфидной жидкостью уменьшается при увеличении содержания кислорода. Это наблюдение было объяснено тем, что сера растворяется путем замещения кислорода, связанного с Fe<sup>2+</sup>, а увеличение содержания кислорода приводит к возрастанию Fe<sup>3+</sup> за счет Fe<sup>2+</sup> в расплаве. Connolly and Haughton (1972) подтвердили этот вывод.

<sup>5</sup> Следует заметить, что функция "сульфоемкость" ("sulfur capacity") в какой-то мере вводит в заблуждение. Она не представляет общую способность расплава растворять серу. Скорее, она в какой-то мере средни константе равновесия для реакции (1), приведенной ниже. Функция "сульфоемкость" просто связывает количество серы, которое будет растворено в данном расплаве, с соответствующими значениями фугитивности серы и кислорода.

Shima and Naldrett (1975) изучили коматитовый расплав и получили уверенные данные, подтверждающие выводы MacLean (1969) о механизме растворения серы.

Они показали, что в реакции



активности реагирующих компонентов ( $a$ ) связаны выражением

$$a_{\text{FeS}} = \gamma_{\text{FeS}} \cdot N_{\text{FeS}} = K \cdot a_{\text{FeO}} \cdot (f_{\text{S}_2}^{1/2} / f_{\text{O}_2}^{1/2}) \quad (ii)$$

Итак,

$$\log N_{\text{FeS}} = 0.5 \cdot \log f_{\text{S}_2} + (\log K + \log a_{\text{FeO}} - 0.5 \cdot \log f_{\text{O}_2} - \log \gamma_{\text{FeS}}) \quad (iii)$$

где:  $\gamma_{\text{FeS}}$  – относительный коэффициент активности FeS в расплаве,  $N_{\text{FeS}}$  – мольная доля FeS,  $K$  – константа равновесия,  $f_{\text{S}_2}$  и  $f_{\text{O}_2}$  – значения фугитивности серы и кислорода, соответственно.

Можно предположить, что величина  $a_{\text{FeS}}$  остается относительно постоянной при незначительном изменении  $N_{\text{FeS}}$ , а количество FeO, израсходованного или образованного в реакции, подобной (1), мало настолько, что не оказывает заметного влияния на  $a_{\text{FeO}}$ <sup>6</sup>. В таком случае, из уравнения (i) следует, что зависимость между величинами  $\log N_{\text{FeS}}$  и  $\log f_{\text{S}_2}$  (когда  $f_{\text{O}_2}$  и температура постоянны) должна представлять прямую линию, наклон которой, согласно уравнению (1), составит 1:2. Экспериментальные данные, представленные на рис. 2.1, соответствуют этой зависимости. Кроме того, из диаграммы, приведенной на рис. 2.1 вытекает, что возрастание  $\log f_{\text{O}_2}$  будет вести к снижению  $\log N_{\text{FeS}}$ . Эта закономерность согласуется с уравнением (iii). Следует иметь в виду, что рассматриваемые здесь данные по растворимости серы в силикатном расплаве основаны на экспериментах, где сера поступала в расплав из газовой фазы, находясь в зависимости от изменения фугитивности серы в газе. Shima and Naldrett (1975) достигли насыщение расплава сульфидом железа только в эксперименте при  $\log f_{\text{O}_2} = -10.4$  и  $\log f_{\text{S}_2} = -2$  (точка D на рис. 2.1).

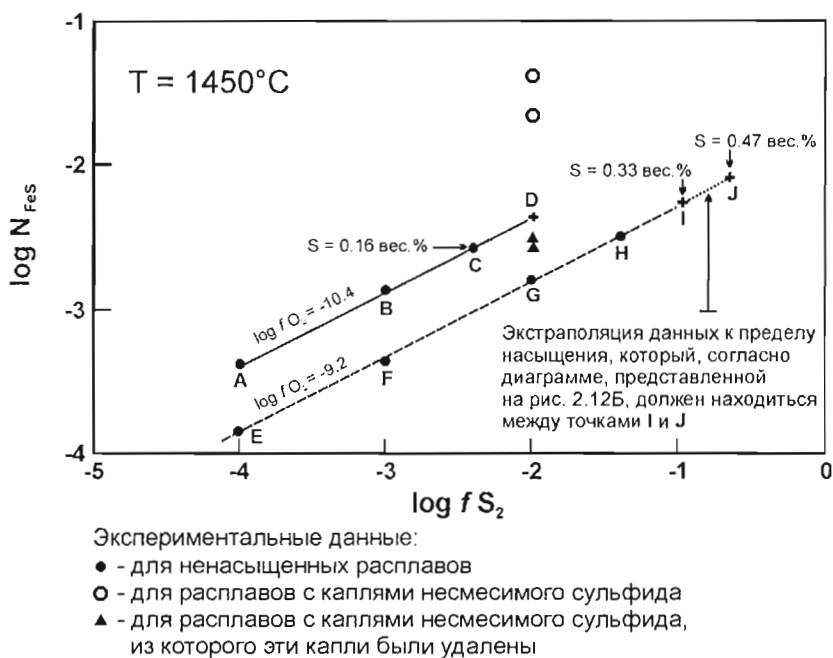


Рис. 2.1.  
Зависимость между  $N_{\text{FeS}}$  и  $f_{\text{S}_2}$  в силикатном расплаве при 1450°C и двух значениях  $f_{\text{O}_2}$ . о Shima and Naldrett (1975)

<sup>6</sup> Это обоснованное предположение, поскольку в большинстве расплавов, содержащих 8–12 вес% FeO, количество Fe, взаимодействующего с серой, составляет 0.2–0.6 вес%.

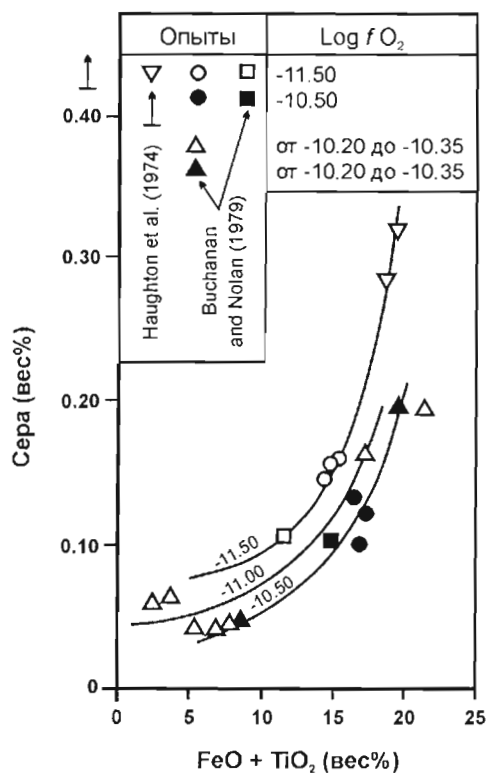


Рис. 2.2.

Содержание серы в силикатных стеклах (в условиях равновесия с несмеси́мым сульфидным расплавом) в зависимости от  $fO_2$  и содержания FeO + TiO<sub>2</sub>. По данным Haughton et al. (1974) и Buchanan and Nolan (1979)

Первыми авторами, которые получили представительные экспериментальные данные по растворимости серы в силикатном расплаве природного состава в равновесии с сульфидной жидкостью (SCSS), были Haughton et al. (1974). Они установили сильную положительную корреляционную связь между SCSS и содержанием FeO, в меньшей степени – TiO<sub>2</sub>, но не нашли систематического изменения SCSS с изменением  $fO_2$ . Buchanan and Nolan (1979) провели серию сходных экспериментов и продемонстрировали, что увеличение  $fO_2$  снижает растворимость серы (рис. 2.2). Заметим, что часть данных, приведенных на рис. 2.2 (относящаяся к высоким содержаниям FeO), не может быть непосредственно применена к природным базальтам, т.к. Buchanan and Nolan (1979), проводя свои эксперименты, увеличивали содержание FeO за счет всех остальных компонентов. В результате, содержание SiO<sub>2</sub> в их высокожелезистых расплавах оказалось значительно ниже уровня, существующего даже в наиболее обогащенных железом природных базальтах.

Mathez (1976) изучил содержание серы в стекловатых корочках, окаймляющих подушки подводных базальтов из Атлантического и Тихого океанов, закаленных на глубинах более 1000 м. Он пришел к выводу, что эти породы были насыщены или почти насыщены серой при закалке. Содержание серы в породах показывает прямую линейную зависимость от содержания FeO, изменяясь от ~0.105 вес% при 9.0 вес% FeO до 0.18 вес% при 12.9 % FeO. Концентрации серы, установленные в данном исследовании, оказались существенно выше, чем в экспериментальных результатах, приведенных на рис. 2.2. Матэй (Mathez) связывал этот факт с высоким давлением, при котором происходила закалка подводных базальтов, однако, в свете данных Buchanan and Nolan's (1979), высокая растворимость серы могла быть обусловлена влиянием  $fO_2$ .

### 2.1.1. Влияние температуры

Buchanan et al. (1983) определили растворимость серы в зависимости от  $fS_2$  в базальтовом расплаве, содержащем 17 вес% FeO, при температурах 1200, 1300 и 1400°C. Результаты, которые были получены ими вне поля стабильности сульфида, показывают, что при постоянных  $fO_2$  и  $fS_2$  содержание растворенной серы увеличивается в 8.5 раз на 100°C при температуре 1000°C, но только в 3 раза на 100°C при температуре 1400°C. Цитируемые авторы сделали попытку предсказать максимальную растворимость серы (SCSS), но их неспособность достигнуть насыщения серой в большинстве экспериментов говорит о том, что предсказанные ими значения должны восприниматься с осторожностью.

Данные, касающиеся изменения SCSS с температурой, немногочисленны, однако, они оставляют мало сомнений, что SCSS увеличивается с повышением температуры. Naughton et al. (1974) установили, что толентовые расплавы, содержащие 10 вес% FeO, насыщаясь сульфидом железа при 1200°C и  $fO_2 = 10^{-10.5}$ , растворяют около 0.04 вес% серы. Shima and Naldrett (1975) обнаружили, что коматинитовый расплав с таким же содержанием FeO растворяет 0.16–0.27 вес % S при 1450°C и  $fO_2 = 10^{-10.4}$ . Сопоставление этих данных может свидетельствовать, что растворимость серы возрастает на 0.05–0.09 вес% с увеличением температуры на 100°C, но, учитывая разницу в составах расплавов, такое сопоставление не является корректным. Wendlandt (1982) изучил базальтовый расплав, содержащий около 8 вес% FeO, при 20 кбар общего давления и величине  $fO_2$ , близкой буферу C-CO<sub>2</sub>-CO, что примерно на порядок выше  $fO_2$  кварц-фаялит-магнетитового буфера. Он установил, что при изменении температуры от 1300 до 1460°C SCSS увеличивается от 0.09 до 0.16 вес%, что соответствует градиенту 0.04 вес% на 100°C. Эксперименты, проведенные для силикатных расплавов с различными содержаниями FeO, показали сходные результаты, учитывая обычную для таких экспериментов ошибку. Таким образом, можно ожидать, что в природных системах SCSS увеличивается в 3-5 раз в интервале температур от 1200 до 1450°C.

### 2.1.2. Влияние давления

Huang and Williams (1980) исследовали части системы Fe-Si-S-O при 32 кбар и обнаружили, что разрыв смесимости между сульфидной и силикатной жидкостями расширяется с увеличением давления. Wendlandt (1982) изучил вариации SCSS в двух базальтовых и одном андезитовом расплаве при давлениях между 12.5 и 30 кбар. Он установил, что SCSS увеличивается с возрастанием FeO и температуры и снижается с увеличением давления. Сопоставление его результатов с другими исследованиями представляет трудности, поскольку он использовал C-CO<sub>2</sub>-CO буфер, при котором происходит изменения  $fO_2$  с изменением давления, и эти изменения не были калиброваны. Однако, работа Вендланда тоже показывает, что в природных условиях увеличение давления приводит к снижению SCSS. Mavrogenes and O'Neill (1999) изучили растворимость серы при насыщении сульфидом (SCSS) в базальтовых расплавах, содержащих 6–14 вес% FeO, используя Fe и Fe-Ir капсулы при давлениях, варьирующих от 5 до 90 кбар, и температурах от 1400 до 1800°C. Их результаты показали, что SCSS сильно уменьшается (по экспоненте) с увеличением давления (рис. 2.3), но увеличение SCSS с возрастанием температуры невелико. Цитируемые авторы установили также, что  $fO_2$  имеет относительно слабое влияние на SCSS, исключая влияние на  $a_{FeS}$  в сульфидной жидкости, выделявшейся при их экспериментах. Таким образом, все современные работы свидетельствуют, что при подъеме магмы к поверхности ее способность растворять серу увеличивается. Mavrogenes and O'Neill (1999) пришли к выводу, что большинство базальтовых магм никогда не сможет достичь сульфидного насыщения в процессе подъема, если только магма не подвергнется, по крайней мере, 60-процентной фракционной кристаллизации или не захватит коровую серу. К этому следует добавить, что магма может достичь насыщения сульфидом, если подвергнется раскислению (фельзитизации) в результате взаимодействия с коровыми породами.

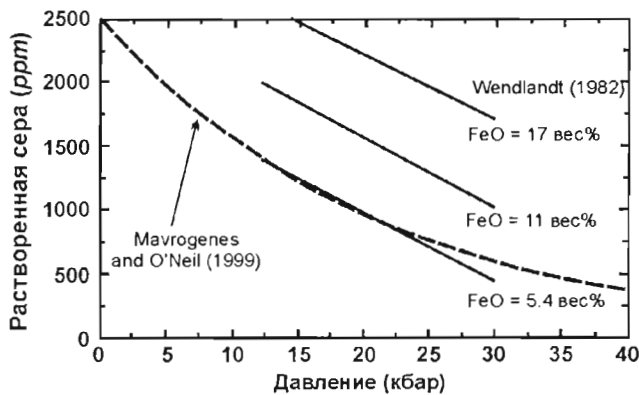


Рис. 2.3.

Влияние общего давления на растворимость серы в базальтовых расплавах с различным содержанием FeO при температуре 1400°C (по экспериментальным данным Wendlandt, 1982 и Mavrogenes and O'Neill, 1999)

### 2.1.3. Влияние фельзификации магмы

Irvine (1975) изучил эффект добавления фельзитового расплава к мафитовой магме и показал, что если мафитовая магма имеет достаточно высокое содержание Cr, состав смеси сдвигается в фазовую область, где единственной ликвидусной фазой является хромит. Отсюда он предположил, что когда фельзитовый компонент, выплавляющийся в кровле магматической камеры, будет доставлен конвекционным потоком в ту часть камеры, где происходит кристаллизация мафитовой магмы, это может вызвать образование хромитового горизонта. Он предположил также, что в результате смешения может возникнуть сульфидная несмесимость.

Li and Naldrett (1993) выявили функциональную зависимость, которая позволяет рассчитать растворимость FeS на основе активности FeO ( $a_{FeO}$ ) в магме. Они использовали эту зависимость для количественного моделирования изменения растворимости FeS при смешении базальтовой магмы с выплавкой гранодиоритового состава. В качестве базальтового конечного члена ими взят состав базальта Квиннован, в качестве гранодиоритового – смесь гранитов и гнейсов района Садбери в пропорции 1:2 (содержания главных компонентов в том и другом расплаве указаны на рис. 2.4). Моделирование выполнено для давления 1 атм, исходя из температуры базальтового и гранодиоритового расплава 1250°C и 1180°C,  $\log/O_2 = -9.76$  и  $-9.53$ ,  $\log/S_2 = -1.90$  и  $-0.80$  соответственно.

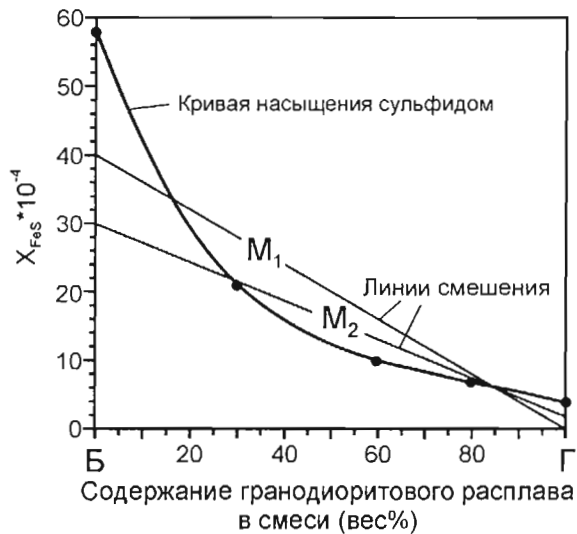


Рис. 2.4.

Моделирование растворимости сульфида при смешении базальтовой магмы с выплавкой гранодиоритового состава при давлении 1 атм (по Li and Naldrett, 1993)

$X_{FeS}$  – мольная фракция FeS; Б – базальтовый расплав ( $SiO_2 = 49.10$ ,  $FeO = 11.20$ ,  $MgO = 6.61$  вес%;  $T = 1250^\circ C$ ); Г – гранодиоритовый расплав ( $SiO_2 = 66.70$ ,  $FeO = 3.30$ ,  $MgO = 1.86$  вес%;  $T = 1180^\circ C$ );  $M_1$  – модель смешения базальтовой магмы, имеющей  $X_{FeS} = 4 \cdot 10^{-3}$  ( $\sim 0.2$  вес% S), с гранодиоритовым расплавом, имеющим  $X_{FeS} = 0$  (сера отсутствует);  $M_2$  – модель смешения базальтовой магмы, имеющей  $X_{FeS} = 3 \cdot 10^{-3}$  ( $\sim 0.15$  вес% S), с гранодиоритовым расплавом, имеющим  $X_{FeS} = 0.2 \cdot 10^{-3}$  ( $\sim 0.01$  вес% S)

Рассчитанная кривая насыщения сульфидом представлена на рис. 2.4. Здесь же, для примера, приведены две модели смешения базальтовой магмы с гранодиоритовой выплавкой. Содержания сульфида в магматических смесях будут находиться на прямых линиях, соединяющих составы смешивающихся расплавов. При определенных пропорциях смешения эти содержания могут оказаться выше предела растворимости, и сульфид начнет выделяться из расплава, образуя капельки несмесимой сульфидной жидкости. Итак, фельзификация базальтовой магмы в принципе может привести к развитию сульфидной несмесимости, но это зависит от содержания серы в базальтовом расплаве и от степени фельзификации. В модели  $M_1$ , представленной на рисунке (смешении базальтовой магмы, имеющей содержание серы пример на треть ниже уровня насыщения, и фельзитового компонента, не содержащего серу), сульфиды будут сегрегироваться при добавлении примерно 20-80 вес% фельзитового контаминанта.

### 2.1.4. Изменение растворимости сульфида в течение фракционной кристаллизации магмы расслоенных интрузий

Naldrett and von Gruenewaldt (1989) сделали приблизительный расчет изменения растворимости сульфида в ходе фракционной кристаллизации магмы расслоенных интрузий, когда из магмы выделяется оливин, бронзит, плагиоклаз и авгит. Они исходили из следующих посылок. Как говорилось выше, важнейшими для растворимости сульфида в силикатной жидкости при постоянном давлении являются три фактора: температура, содержание FeO в магме и фугитивность кислорода. Mathez (1990) показал, что в закрытой системе, если не кристаллизуется большое количество шпинели, составы магм при остывании и кристаллизации будут следовать буферным кривым с тенденцией исключить фугитивность кислорода из числа важных контролирующих факторов. Снижение температуры и содержания FeO в магме уменьшает растворимость сульфида.

В процессе кристаллизации оливина происходит снижение как температуры, так и содержания FeO в расплаве<sup>7</sup>, так что растворимость сульфида уменьшается. В ходе кристаллизации бронзита температура продолжает резко снижаться, но содержание FeO сначала остается относительно постоянным, затем возрастает (когда отношение FeO/MgO в расплаве заметно увеличится). Когда к любому мафитовому минералу присоединяется плагиоклаз, содержание FeO в магме начнет увеличиваться, и это неизбежно умиротит темп снижения растворимости сульфида при продолжении кристаллизации.

Mathez (1976) и Czamanske and Moore (1977) обсудили общие теоретические принципы применительно к дифференциации подводных (океанических) базальтов. Mathez (1976) пришел к выводу, что кристаллизация одного оливина ведет состав базальтов к полю сульфидного насыщения, кристаллизация плагиоклаза – к удалению от этого поля, а совместная кристаллизация плагиоклаза и оливина в обычной пропорции 3:1 изменяет состав магмы примерно параллельно кривой сульфидного насыщения.

Li et al. (2001a) разработали эмпирическое уравнение регрессии, градуированное относительно насыщенных серой океанических базальтов, которое позволяет определить растворимость сульфида в мафитовых магмах, исходя из содержания FeO и температуры. Используя программу MELTS (Ghiorsio and Sack, 1995), они рассчитали изменение параметров расплава при фракционной кристаллизации магмы, отвечающей закалочной породе Бушвельдского комплекса (магма B1 по Hagner and Sharpe, 1985). Затем, на основе своего эмпирического уравнения, они рассчитали изменение растворимости серы. Результаты расчета представлены на рис. 2.5. При начале кристаллизации растворимость резко падает в связи с резким падением температуры. Когда на ликвидусе появляется плагиоклаз, снижение температуры (относительно массы кристаллизующейся магмы) происходит гораздо медленнее, содержание FeO в остаточном расплаве слегка увеличивается, так что кривая снижения растворимости серы сильно выполаживается. Результаты Li et al. (2001a) близки полученным ранее результатам Naldrett and von Gruenewaldt (1989), где представлялась только качественная оценка процесса. Если считать, что исходная магма содержала 900 ppm серы (среднее содержание в образцах, представляющих магму B1), на начальном этапе кристаллизации содержание серы в магме будет возрастать, следуя линии A-S на рис. 2.5, и достигнет кривой насыщения при 20-процентной кристаллизации. Дальнейшая кристаллизация вызовет сегрегацию сульфидов и изменение содержания серы в магме вдоль линии S-B. При достижении точки B произойдет выполаживание кривой. Сегрегация сульфидов будет продолжаться, но количество сульфида, выделяющегося из весовой единицы магмы, будет значительно меньше. Когда магма достигнет очень высокой степени фракционирования, более значительной, чем показано на рис. 2.5, предполагается, что возрастание содержания FeO в магме вызовет прекращение сульфидной сегрегации на какой-то период.

Naldrett and von Gruenewaldt (1989) доказывали, что поступление в камеру свежей первоначальной магмы и ее смешение с резидентной магмой (отвечающей, например, составу R на рис. 2.5) приведет к тому, что гибридный расплав может оказаться выше кривой насыщения и это вызовет интенсивное выпадение сульфидов. Кажется, что новые данные Li et al. (2001a) подтверждают этот вывод. Однако, Sawthorn (2002), используя эмпирическое уравнение Li et al. (2001a), рассчитал, что гибридный расплав будет способен растворять большее количество серы, чем войдет в него при смешении магм. Таким образом, смешение подобного типа (смешение фракционированного и нефракционированного расплавов) не приведет к насыщению сульфидом. Учтя эти результаты, Li et al. (2001b) пересмотрели свои выводы и согласились с Sawthorn (2002).

<sup>7</sup> Заметим, что здесь говорится о содержании FeO в магме, но не об отношении FeO/MgO. Последнее, конечно, увеличивается с кристаллизацией оливина.

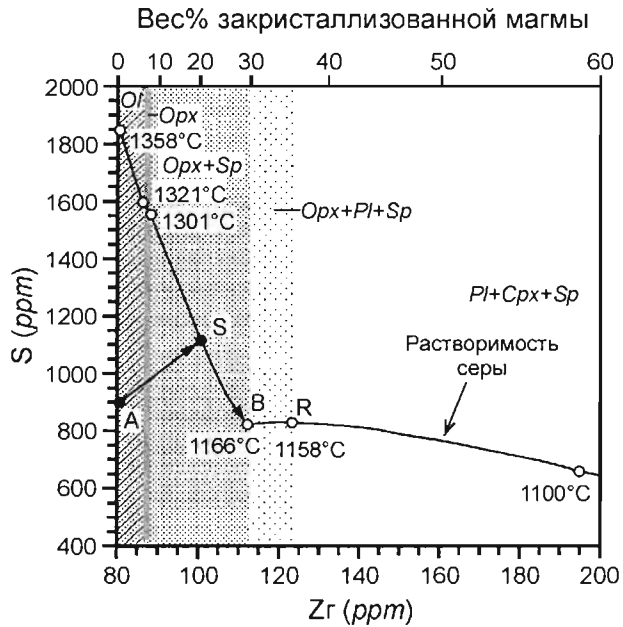


Рис. 2.5.

Диаграмма, иллюстрирующая изменение растворимости серы при фракционной кристаллизации магмы, предположительно сформировавшей Нижнюю зону Бушвельдского комплекса (магма B1 по Hagner and Sharpe, 1985). Содержания Zr в магме используются как показатель степени фракционирования, поскольку они изменяются линейно с изменением количества серы, растворенной в магме (зависимость обоих этих параметров от степени кристаллизации магмы является нелинейной). По Li et al. (2001a)

## 2.2. Разделение халькофильных элементов между сульфидным расплавом и силикатным веществом

Появившаяся в магме несмешиваемая сульфидная жидкость накапливает халькофильные элементы, поглощая их из окружающего силикатного расплава. Кроме того, сульфидная жидкость может вступать в обменные реакции с кумулатным оливином.

При обсуждении разделения рассеянных и малых элементов между двумя фазами обычно используется коэффициент разделения Нернста ( $D_i$  для металла «i»). В случае равновесия между сульфидным расплавом и силикатной магмой этот коэффициент определяется как:

$$D_i^{(\text{Sul.melt}/\text{Sil.magma})} = i \text{ (вес\% в сульфидном расплаве)} / i \text{ (вес\% в силикатной магме)} \quad (\text{iv})$$

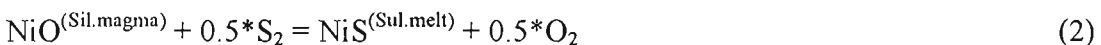
Во многих случаях предполагается, что металлы, второстепенные в сульфидном расплаве, такие как Ni, Cu, и Co, обмениваются с главным металлом, а именно – с железом. В этом случае используется обменный коэффициент распределения ( $K_D^{i-j}$ ), который обычно определяется следующим образом (v):

$$K_D^{i-j} = [i \text{ (вес\% в сульфидном расплаве)} * j \text{ (вес\% в силикатной магме)}] / [i \text{ (вес\% в силикатной магме)} * j \text{ (вес\% в сульфидном расплаве)}] \quad (\text{v})$$

где металл «j» является железом.

### 2.2.1. Разделение никеля между сульфидной и силикатной жидкостью

Для таких металлов, как Fe, Ni и Co, предполагается (см. Shimazaki and MacLean, 1976; Rajamani and Naldrett, 1978), что они связаны с кислородом в силикатной магме и с серой в сульфидном расплаве. Реакция их взаимосвязи, например в случае Ni, выглядит следующим образом:



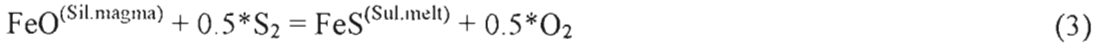
Равновесия в данной реакции (2) зависят от константы равновесия  $K_2$  согласно уравнениям:

$$K_2 = (\alpha_{\text{NiS}} / \alpha_{\text{NiO}}) * (f\text{O}_2^{1/2} / f\text{S}_2^{1/2}) = \quad (\text{vi})$$



$$K_2 = (\gamma_{NiS}/\gamma_{NiO}) * (N_{NiS}/N_{NiO}) * (f_{O_2}^{1/2}/f_{S_2}^{1/2}) \quad (vii)$$

Таким образом, для реакции (3), где металлическим компонентом является железо



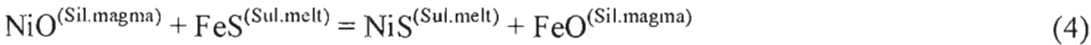
выражение константы равновесия будет:

$$K_{Fe} = (\gamma_{FeS}/\gamma_{FeO}) * (N_{FeS}/N_{FeO}) * (f_{O_2}^{1/2}/f_{S_2}^{1/2}) \quad (viii)$$

где:  $a$  – активность компонента,  $\gamma$  – коэффициент активности,  $N$  – мольная доля компонента,  $f_{O_2}$  и  $f_{S_2}$  – фугитивность соответствующего газа.

При сопоставлении уравнений (iv) и (vii) видно, что  $D_1^{(Sul.melt/Sil.magma)}$  для Ni, Fe, Cu и Co будет являться функцией  $f_{O_2}$  и  $f_{S_2}$ . Кроме того, коэффициент разделения является функцией температуры и давления. Его зависимость от состава фаз остается неясной.

Отдельные реакции, например для Ni и Fe, такие как (2) и (3) могут быть скомбинированы и дадут обменную реакцию типа:



Константа равновесия ( $K_4$ ) для этой реакции может быть выражена в виде:

$$K_4 = (a_{NiS} * a_{FeO}) / (a_{NiO} * a_{FeS}) = \\ = [(\gamma_{NiS} * \gamma_{FeO}) / (\gamma_{NiO} * \gamma_{FeS})] * [(N_{NiS} * N_{FeO}) / (N_{NiO} * N_{FeS})] \quad (ix)$$

Константа равновесия в таких реакциях не зависит от фугитивности серы и кислорода, хотя названные параметры влияют на активности реагирующих компонентов (например,  $f_{S_2}$  будет воздействовать на коэффициенты активности NiS и FeS). Цитируя работу Scott et al. (1974), посвященную твердому раствору  $Fe_{(1-x)}S - Ni_{(1-x)}S$ , Rajamani and Naldrett (1978) в свое время предположили, что в жидкостях, имеющих состав, подобный моносльфидному твердому раствору,  $\gamma_{NiS}$  и  $\gamma_{FeO}$  имеют сходные значения, хотя обе величины снижаются с увеличением  $f_{S_2}$ . Согласно их предположению, отношение между  $\gamma_{NiS}$  и  $\gamma_{FeO}$  будет оставаться близким 1, несмотря на вариации  $f_{S_2}$ . Вариации  $f_{O_2}$  могут воздействовать на  $N_{FeO}$ , изменяя отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в магме, но, поскольку величина  $f_{O_2}$  остается ниже  $\sim 10^{-8}$  атм (напр., Fudali, 1965), влияние отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в базальтовых магмах не будет существенным. Вместе с тем, Doyle and Naldrett (1986) подчеркивали, что вариации  $f_{O_2}$  влияют на содержание кислорода в сульфидно-оксидных жидкостях и, следовательно, на композитно-активностные взаимоотношения (activity-composition relationships) внутри соответствующих систем.

Уже говорилось, что в литературе, как правило, всегда рассматривается обмен Ni, Cu и Co с железом, являющимся главным металлом в сульфидных расплавах. Ниже, при обсуждении обменных коэффициентов распределения ( $K_D$ ), всегда подразумевается обмен с Fe.

Rajamani and Naldrett (1978) получили значения  $K_D$  для Ni, Cu, и Co, используя жидкости, по составам отвечающие природным базальтам, пикритам и андезитами (табл. 2.1). Сходные значения были получены Boctor and Yoder (1983). В последней работе продемонстрирована зависимость  $K_D$  от  $f_{O_2}$ .

Данные Rajamani and Naldrett (1978) по распределению металлов между сульфидно-оксидной жидкостью и силикатной магмой (со значением  $K_D$  для Ni около 40) согласуются с магматическими гипотезами образования никелевых сульфидных руд и, как было показано, дают возможность правдоподобно предсказать состав руд различных месторождений. Фугитивность кислорода в экспериментах цитируемых авторов не буферировалась, но исходя из состава исходных материалов, предполагалось, что она близка кварц-фаялит-магнетитовому буферу, т.е. находится в пределах значений, свойственных природным магмам. Boctor and Yoder (1983) тоже получили значения  $K_D$  для Ni  $\sim 40-50$  при температурах от 1250 до 1300°C и  $f_{O_2}$  от  $10^{-8}$  до  $10^{-9}$  атм. Последнее исследование продемонстрировало, что  $K_D$  снижается с увеличением температуры равновесия между фазами и с увеличением основности силикатной магмы. Такая зависимость предполагалась ранее, исходя из расчетов Rajamani and Naldrett (1978), Duke and Naldrett (1978) и экспериментов Campbell et al. (1979a).

Эксперименты Peach and Mathez (1993), которые были выполнены при 8 кбар общего давления в присутствии C-O-S газовой фазы (при насыщении или вблизи области насыщения газом), показали, что величины  $D_{Ni}$  и  $D_{Fe}$  между сульфидным и силикатным расплавом сильно изменяются с изменением отношения  $f_{O_2}/f_{S_2}$ . Peach and Mathez (1993) показали, что  $\log D$  для Ni (при измерении в мол.%) линейно изменяется с изменением  $\log f_{O_2}/f_{S_2}$  от  $\sim -3.75$  при  $\log f_{O_2}/f_{S_2} = -8$  до 3.15 при  $\log f_{O_2}/f_{S_2} = -6$ . Сопоставляя свои данные с другими экспериментами и наблюдениями над природным материалом, они обнаружили, что  $\log D_{Ni}(\text{век.}\%)$  является функцией содержания FeO в магме (рис. 2.6). Они заключили, что Rajamani and

Таблица 2.1

**Обменные коэффициенты распределения ( $K_D$ ) и коэффициенты разделения Нернста (D) между сульфидным расплавом и силикатными магмами для никеля, меди и кобальта (по данным экспериментальных работ и результатам исследования сульфидсодержащих базальтов MORB)**

Металл	$K_D$	D	T°С	Давление	$\log f_{O_2}$	Состав магмы	Источник данных
Никель	42		1255	Очень низкое	Не известно*	Базальт	Rajamani and Naldrett (1978)
	38		1305	Очень низкое	Не известно*	Базальт	Rajamani and Naldrett (1978)
	34		1325	Очень низкое	Не известно*	Оливиновый базальт	Rajamani and Naldrett (1978)
	59		1255	Очень низкое	Не известно*	Андезит	Rajamani and Naldrett (1978)
	49.4 ± 3		1300	1 бар	-9.0	Базальт	Boctor and Yoder (1983)
	50.9 ± 2.6		1300	1 бар	-9.0	Базальт	Boctor and Yoder (1983)
	43.1 ± 3.2		1400	1 бар	-8.0	Базальт	Boctor and Yoder (1983)
	35.9 ± 2.5		1460	1 бар	-8.0	Базальт	Boctor and Yoder (1983)
	22.4		1250	1 бар	-8.55	MgO = 21 вес. %	Boctor and Yoder (1983)
	106-219	1031-8857	1450	8 кбар	-8.4 до -9.1	MgO от 8.3 до 18.1 вес. %	Peach and Mathez (1993)
Медь		800	1200	Наблюдения в закаленных краях подушечных базальтов MORB			Peach et al. (1990)
	35		1255	Очень низкое	Не известно*	Базальт	Rajamani and Naldrett (1978)
	24		1305	Очень низкое	Не известно*	Базальт	Rajamani and Naldrett (1978)
	48		1325	Очень низкое	Не известно*	Оливиновый базальт	Rajamani and Naldrett (1978)
	34		1255	Очень низкое	Не известно*	Андезит	Rajamani and Naldrett (1978)
Кобальт		1400	1200	Наблюдения в закаленных краях подушечных базальтов MORB			Peach et al. (1990)
	15		1255	Очень низкое	Не известно*	Базальт	Rajamani and Naldrett (1978)
	9		1305	Очень низкое	Не известно*	Базальт	Rajamani and Naldrett (1978)
		40	1200	Наблюдения в закаленных краях подушечных базальтов MORB			Peach et al. (1990)

\* Фугитивность кислорода, вероятно, близка кварц-фаялит-магнетитовому буферу, т.е. находится в пределах значений, свойственных природным магмам

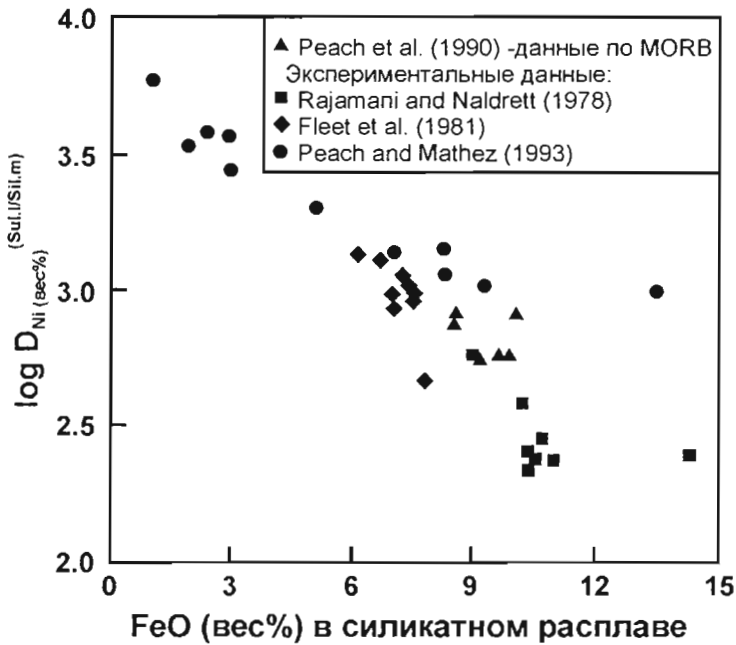


Рис. 2.6.

Изменение логарифма коэффициента разделения Ni между сульфидной жидкостью и силикатным расплавом в зависимости от содержания FeO в силикатном расплаве. Приведены данные для природных базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и результаты экспериментальных работ

Naldrett (1978) получили более низкие значения коэффициента разделения, по сравнению с другими исследователями, потому, что выполняли свои эксперименты при более высоких отношениях  $f_{O_2}/f_{S_2}$ . С другой стороны, достаточно ясно (например, исходя из данных, представленных на приведенном ниже рис. 2.12), что изоплеты отношения  $f_{O_2}/f_{S_2}$  более или менее параллельны изоплетам  $a_{FeO}$  в Fe-S-O расплавах при температурах 1200–1450°C. Таким образом, содержание FeO в расплаве оказывает большое влияние на отношение  $f_{O_2}/f_{S_2}$ , и это влияние становится доминирующим, когда расплав насыщается сульфидно-оксидной жидкостью. Обратившись к следующему разделу данной главы, можно увидеть, что Brenan and Caciagli (2000) выявили изменение  $K_D$  никеля между сульфидом и оливином при изменении содержания Ni в сульфидном расплаве. Очень вероятно, что содержание Ni в сульфидном расплаве влияет также на разделение Ni между сульфидным расплавом и силикатной магмой.

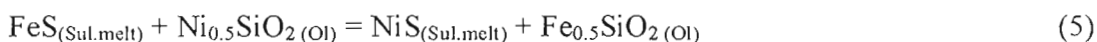
Celmer (1987) изучил распределение Ni между Ni-Cu-Fe штейном (matte) и шлаками, богатыми фаялитом. Он установил, что коэффициент разделения Нернста для Ni составляет ~160 в насыщенных SiO<sub>2</sub> шлаках при  $T = 1250^\circ\text{C}$ ,  $f_{O_2} = \sim 4 \times 10^{-9}$  и  $f_{S_2} = \sim 5 \times 10^{-3}$ . Коэффициент снижается со снижением отношения Fe/Ni в штейне и с увеличением  $f_{S_2}$  и  $f_{O_2}$ , а также увеличивается в 1.5–2 раза при добавлении 15 вес% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 10 вес% CaO в шлак. Состав шлаков далек от базальтовых расплавов, так что полученные результаты не могут быть распространены на природные системы, но их тоже следует иметь в виду.

Таким образом, накопленные к настоящему времени данные не подтверждают предположение Rajamani and Naldrett (1978) о том, что  $\gamma_{NiS}/\gamma_{FeS} = 1$ .  $D_{Ni}^{(Sul.melt/Sil.magma)}$  изменяется с изменением отношения  $f_{O_2}/f_{S_2}$ . Тем не менее, этот коэффициент остается относительно постоянным для расплавов с одинаковым содержанием FeO. Судя по экспериментальным данным, согласующимся с результатами исследования сульфидсодержащих базальтов MORB (Peach et al., 1990, см. табл. 2.1),  $D_{Ni}^{(Sul.melt/Sil.magma)}$  имеет величину порядка 250–800 для силикатных расплавов при содержании MgO около 10 вес% и резко увеличивается в менее магнезальных расплавах. Значения  $D_{Cu}$  в большинстве природных систем имеют, по-видимому, величину 1000–1400. Такие значения были приняты рядом авторов современных работ (например, Brugmann et al., 1993; Peach and Mathez, 1993).

### 2.2.2. Разделение никеля между оливином и сульфидной жидкостью

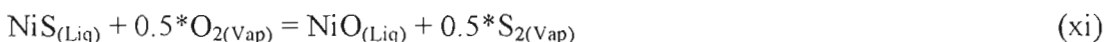
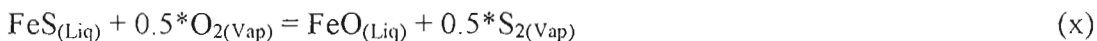
Разделение никеля между оливином и сульфидным расплавом являлось объектом многочисленных исследований (Fleet and MacRae, 1983, 1987; Fleet and Stone, 1990; Gaetani and Grove, 1997; Brenan and Caciagli, 2000). Кроме того, Clark and Naldrett (1972) изучили разделение Ni между оливином и твердым *mss*.

Реакция между жидким сульфидом и оливином имеет следующий вид:



где: FeS и NiS – гипотетические компоненты сульфидного расплава,  
а  $\text{Ni}_{0.5}\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_{0.5}\text{SiO}_2$  – компоненты оливинового твердого раствора.

В присутствии кислорода компоненты жидкости могут реагировать, образуя окислы:



Таким образом, пропорции компонентов в уравнениях (x) и (xi), а следовательно, и значения  $K_D$  для реакции (5) должны меняться с изменением как  $f\text{O}_2$ , так и  $f\text{S}_2$ .

Brenan and Caciagli (2000) измерили значения  $K_D$  для оливина в равновесии с силикатными жидкостями различного состава и обнаружили, что при постоянном  $f\text{O}_2$  они линейно изменяются с изменением содержания Ni в сульфидной жидкости; в то же время они независимы от температуры и  $f\text{S}_2$ . Было установлено также, что при постоянном содержании Ni в сульфидной жидкости  $K_D$  изменяется с изменением  $f\text{O}_2$  согласно следующему уравнению:

$$\log f\text{O}_2 = -8.43 \cdot [(K_D / \text{вес\%Ni})^{0.177}] \quad (xii)$$

Итак, если знать содержание Ni в сульфидной жидкости, то определение величины  $K_D$  даст возможность выяснить значение  $f\text{O}_2$  при температуре, когда прекратилась обменная реакция. Brenan and Caciagli (2000) пришли к заключению, что если зерна оливина имеют размер более 1 мм, их реакция с расположенными у границ зерен сульфидами, вероятно, прекратится уже при температуре превышающей 1000°C. Известно, что  $f\text{O}_2$  большинства природных магм, при снижении температуры от ликвидуса до солидуса, стремится следовать пути соответствующей буферной кривой. Таким образом, экстраполяция температуры вдоль буферной кривой вверх до ликвидуса даст значение  $f\text{O}_2$  при начале кристаллизации оливина и выделения сульфида. На рис. 2.7 показаны соотношения содержаний Ni с  $K_D$  и соответствующие значения  $f\text{O}_2$  для некоторых интрузивных тел.

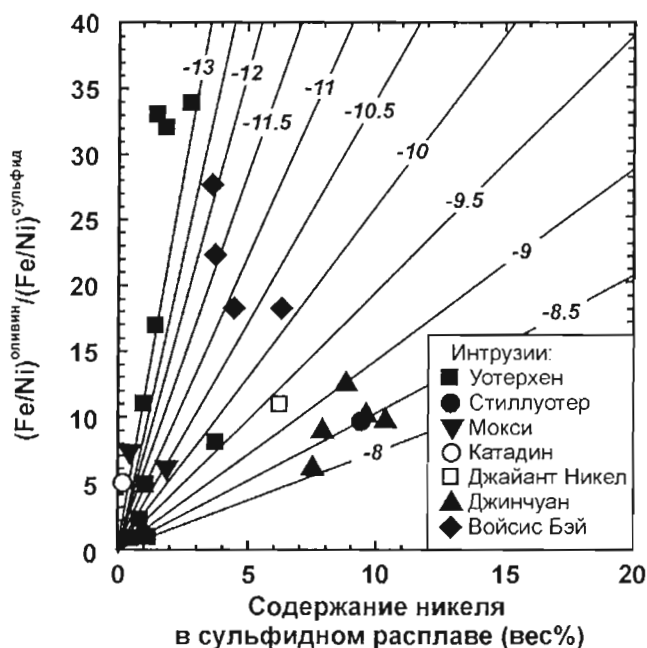


Рис. 2.7.

Диаграмма, отображающая зависимость  $K_D^{\text{Ni(Оливин/Сульфид)}}$  от содержания Ni (вес%) в сульфидном расплаве, с отображением расчетных значений  $f\text{O}_2$  (по Brenan and Caciagli, 2000)

### 2.2.3. Разделение ЭПГ между сульфидной и силикатной жидкостью

По сравнению с мафитовыми магмами, большинство сульфидных руд сильно обогащено ЭПГ и золотом в значительно большей степени, чем медью и никелем (Naldrett and Cabri, 1976; Naldrett and Duke, 1980; Shaпе, 1982). Таким образом, если руды были образованы путем выделения несмесимого сульфида из силикатной магмы, коэффициенты разделения ЭПГ и Au между жидким сульфидом и жидким силикатом должны быть очень высокими. Оценки величин этих коэффициентов в разных работах различаются на два порядка: от  $\sim 10^3$  (Naldrett et al., 1979) до  $\sim 10^5$  (Campbell and Barnes, 1984). Давно замечено, что в никелевых месторождениях (таких как Садбери и Камбалда), где руды являются массивными и богатокрапленными, сульфиды гораздо беднее платиной и палладием, чем в месторождениях ЭПГ, где развита лишь бедная вкрапленность сульфидов. Содержания Pt и Pd в сульфидах Садбери и Камбалды составляет примерно 1-3 ppm, тогда как в рифе Меренски Бушвельдского комплекса – 250-600 ppm и в J-M рифе комплекса Стиллуотер – около 5000 ppm. Некоторые авторы (см. обсуждение ниже) объясняют это разной величиной R, которая представляет собой отношение массы силикатной магмы, достигшей эффективного равновесия с сульфидом, к массе сульфидного вещества. Предполагается, что взаимодействие сульфида с большой массой магмы приведет к его сильному обогащению ЭПГ (Campbell and Naldrett, 1979; Campbell et al., 1983; Naldrett et al., 1987). Принятие такого объяснения требует, чтобы коэффициенты разделения ЭПГ были на два порядка выше, чем коэффициенты Cu и Ni, т.е. около  $10^4$ – $10^5$ . Peach et al. (1990) определяли коэффициенты разделения благородных металлов, изучая сульфидсодержащие базальты MORB. Кроме того, начиная с 1986 года, было предпринято несколько попыток экспериментального определения коэффициентов (Jones and Drake, 1986; Stone et al., 1990; Fleet et al., 1991; Crocket et al., 1992; Bezmen et al., 1994; Peach et al., 1994).

Экспериментальные исследования сталкиваются с рядом проблем, сложнейшими из них являются следующие: (1) анализ состава фаз, бедных благородными металлами, без случайного включения в анализируемый материал обогащенных фаз; (2) предотвращение реакций силикатных и сульфидных расплавов с материалом контейнера; (3) измерение параметров эксперимента, таких как фугитивность кислорода и серы и общее давление. В проведенных к настоящему времени экспериментах контейнеры, где находился сульфидный и силикатный расплав, представляли собой корундовые, графитовые или стеклоуглеродные тигли, заключенные в запаянные трубки из кварцевого стекла. Последние помещались в печи с контролируемой фугитивностью кислорода или в платиновые капсулы. Фугитивность кислорода контролировалась: (1) предварительной выдержкой силикатной части образца в печи с контролируемой атмосферой; (2) использованием твердых буферов; (3) проведением экспериментов в атмосфере CO-CO<sub>2</sub>-SO<sub>2</sub>; (4) помещением материала в графитовый тигель, который включался совместно с водой в Pt капсулу в атмосфере H<sub>2</sub> и Ar в известных пропорциях. Содержание благородных металлов в силикатном материале во всех случаях определялось инструментальным или радиохимическим нейтронно-активационным анализом, а в сульфидном материале – путем микроанализа расфокусированным лучом или путем расчета.

Экспериментальные данные, полученные для Pt, Pd, Rh и Au, показаны на рис. 2.8. Результаты широко варьируют, диапазон значений составляет:  $D_{Au}$  от  $1.24 \cdot 10^3$  до  $2 \cdot 10^4$ ;  $D_{Pd}$  от  $7.05 \cdot 10^3$  до  $8.78 \cdot 10^4$ ;  $D_{Pt}$  от  $8.59 \cdot 10^3$  до  $9.3 \cdot 10^3$ ;  $D_{Rh}$  (определялся только Bezmen et al., 1994) составляет  $2.74 \cdot 10^4$ . Величины, полученные для  $D_{Ir}$ , варьируют даже в большей степени: от  $2.79 \cdot 10^3$  до  $3.16 \cdot 10^5$ . Для  $D_{Os}$  получены значения от  $6.25 \cdot 10^2$  до  $3.34 \cdot 10^3$ ; для  $D_{Ru}$  (одно исследование) –  $1.36 \cdot 10^3$ . Особенно широкий разброс значений для Ir обусловлен, вероятно, экспериментальными проблемами, в частности, образованием коллоидного раствора металлического Ir в силикатном расплаве; полученные результаты вряд ли отвечают действительности. Нижний результат для Os и результат для Ru сомнительны по аналитическим причинам. Что касается разброса остальных данных, нужно заметить, что более высокие значения D обычно были получены в присутствии воды и при высоких давлениях.

Ни в одном из исследований не было возможности поддерживать все параметры эксперимента, поддерживался только один из них. Соответственно, не было возможности изучить воздействие вариаций поддерживаемого параметра на коэффициенты разделения независимо от вариаций других параметров. Однако, при совместном рассмотрении всех результатов можно отметить: (1) не установлено воздействия температуры на  $D_{Ir}$ ,  $D_{Au}$ ,  $D_{Pt}$ ; (2) не установлено значительного влияния фугитивности кислорода на  $D_{Ir}$ ,  $D_{Au}$ ,  $D_{Pd}$ ,  $D_{Pt}$ ,  $D_{Rh}$ ; (3) не установлено заметного влияния увеличения концентраций изучаемого благородного металла в сульфидном расплаве на его D (исключение составляет Pt, для которой может существовать некоторое возрастание D с увеличением концентрации); (4) не установлено существенного влияния увеличения содержания Ni в сульфидном расплаве на  $D_{Ir}$ ,  $D_{Au}$ ,  $D_{Pd}$ ,  $D_{Pt}$ ,  $D_{Rh}$ ; (5) при увеличении содержания Cu в сульфидном расплаве наблюдается снижение  $D_{Pd}$  и  $D_{Rh}$ , возможно, – снижение  $D_{Ir}$  и увеличение  $D_{Au}$ ; (6) не установлено влияния увеличения содержания MgO в силикатном расплаве на  $D_{Ir}$  и  $D_{Au}$ .

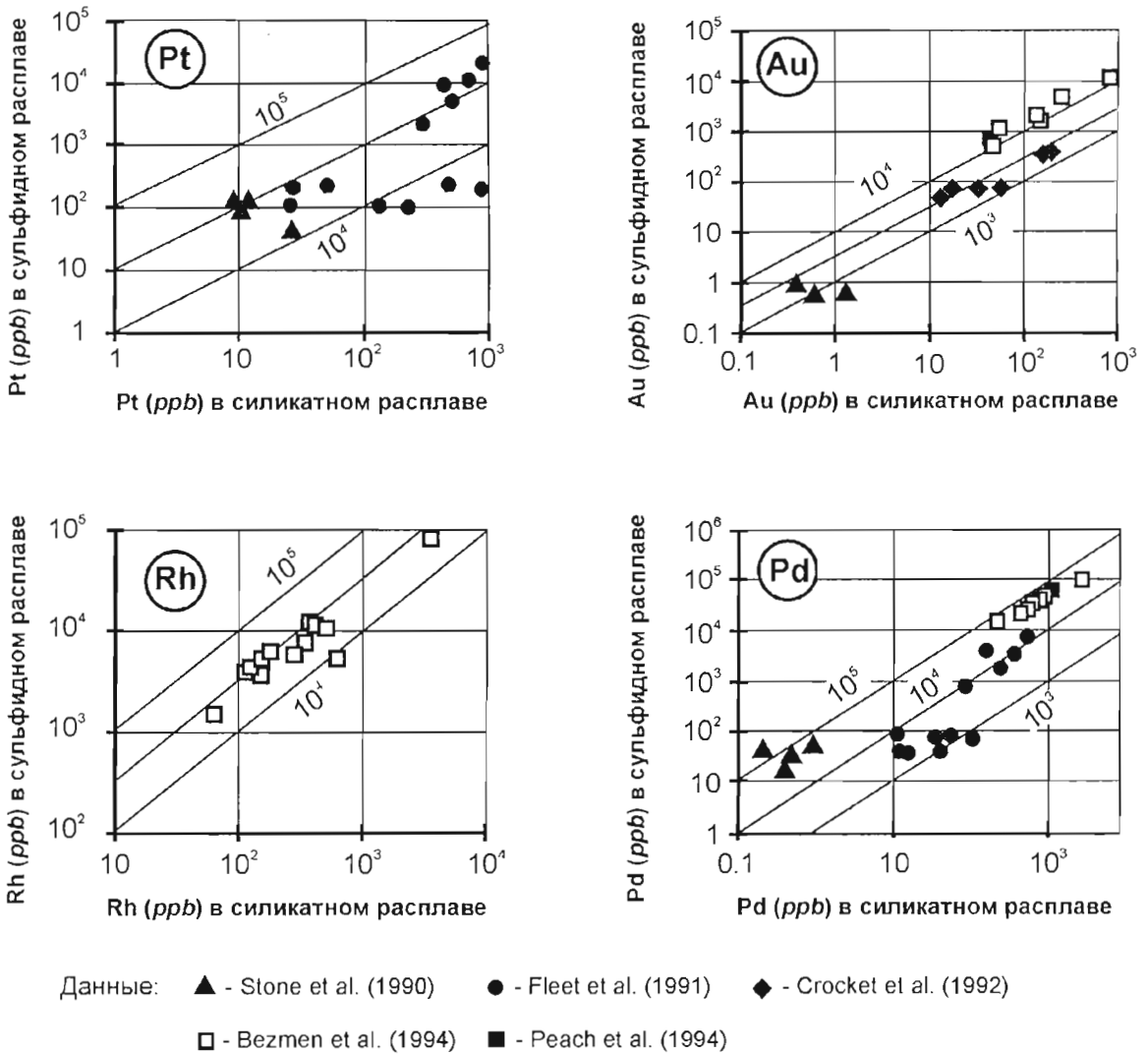


Рис. 2.8.

Диаграммы концентраций некоторых благородных металлов в сульфидных расплавах относительно концентраций в сосуществующих силикатных расплавах по результатам экспериментальных работ. Прямыми линиями показаны значения коэффициентов разделения Нернста

Широкий разброс результатов не позволяет с достаточной надежностью выбрать значения, подходящие для природных обстановок. Однако, некоторые значения вызывают больше доверия, чем другие. Так, Peach et al. (1994) получили экспериментальные результаты для Ir ( $D_{ir} = 3.0 \cdot 10^4$ , обратный эксперимент) и Pd ( $D_{Pd} = 4 \cdot 10^4$ ), которые близко сопоставимы с данными исследования сульфидных глобул в базальтах MORB (Peach et al., 1990):  $D_{ir} = 1 \cdot 10^4$  и  $D_{Pd} > 2.3 \cdot 10^4$ . Сходные результаты для Pd получили Bezmen et al., 1994 ( $D_{Pd} = 5 \cdot 10^4$ ), но их значения для Ir являются значительно более высокими ( $D_{ir} = 3 \cdot 10^5$ ).

В нескольких современных экспериментальных работах изучалась растворимость Pt и Pd в силикатном расплаве, не содержащем серы (Borisov et al., 1994; Borisov and Palme, 1997; Bezmen, 1997). Было установлено, что  $fO_2$  имеет заметное влияние на растворимость обоих металлов. Например, Bezmen (1997; личное сообщение, 1999) установил, что в условиях насыщения водой растворимость Pt в диопсид-анортит-альбитовом расплаве (при 1200°C и 2 кбар) уменьшается от 75 до 22 ppb, а растворимость Pd от 50 до 20 ppb по мере снижения  $fO_2$  от  $10^{-2.5}$  до  $10^{-9.5}$ . Bezmen сообщал также, что присутствие в расплаве серы не влияет на растворимость Pt. В свете полученных результатов можно ожидать, что  $fO_2$  будет оказывать систематическое воздействие на коэффициенты разделения Pt и Pd между сульфидной и силикатной жидкостью. Хотя, как говорилось выше, в проведенных к настоящему времени экспериментах такая закономерность не выявилась.

## 2.2.4. Влияние отношения массы силикатной магмы к массе сульфида

Приведенное выше уравнение (iv) соотносит состав сульфидной жидкости с составом силикатной магмы, с которой сульфид был в равновесии. При моделировании состава природных руд часто бывает полезным моделировать состав сульфидного расплава, исходя из первоначального состава силикатной магмы (до выделения из нее сульфида или до ее реакции с сульфидом), – например, если мы интересуемся составом руд, которые могут быть образованы из магмы тех или иных базальтов. В случае, когда отношение массы силикатной магмы к массе сульфидного расплава очень велико, приведенное выше уравнение (iv) представляет удовлетворительный ответ. Однако, когда это отношение уменьшается, достигается стадия, когда сульфид концентрирует столь много металла, представленного в общей системе, что это приводит к значительному падению концентрации металла в силикатной магме. В этом случае необходимо принимать во внимание соотношение массы сульфида и реагирующей с ним магмы.

В современной литературе существуют три подхода к моделированию. Первый подход основан на предположении, что сульфидная жидкость находилась в равновесии со всем объемом силикатной магмы и была затем удалена (Campbell and Naldrett, 1979). Отношение магма/сульфид при таком характере равновесия известно в литературе как "R", а влияние, которое оно оказывает на состав сульфида, называется "R-фактор". Второй подход базируется на предположении, что масса сульфида постоянно взаимодействует со свежей магмой, которая, контактируя с сульфидом, реагирует с ним и затем сменяется новой порцией магмы. Brugmann et al. (1993) и Naldrett et al. (1995, 1996a), обсуждавшие этот тип равновесия, заметили, что данный процесс аналогичен зонной очистке. Они назвали отношение массы сульфида к общей массе магмы, вовлеченной в процесс, отношением "N". Третий подход основан на предположении, что фракционное выделение сульфидной жидкости происходит совместно с фракционной кристаллизацией силикатных минералов, таких как оливин. Этот подход рассматривается в Главе 10, после того как читатель ознакомится с описанием месторождений, представляющих соответствующие примеры. Данная глава ограничивается моделированием "R-фактора" и "N-фактора".

### 2.2.4.1. Моделирование "R-фактора"

При достижении общего равновесия между сульфидным веществом и силикатной магмой действует зависимость

$$Y_i = [D_i * C_{oi} * (R+1)] / (R+D_i) \quad (\text{xiii})$$

где:  $Y_i$  обозначает концентрацию металла "i" в сульфидной жидкости после достижения равновесия,

R является отношением массы силикатной магмы к массе сульфида,  $C_{oi}$  – первоначальная концентрация металла "i" в силикатной магме до ее реакции с сульфидом;  $D_i$  – коэффициент разделения металла между сульфидной жидкостью и силикатной магмой.

На рис. 2.9 показан эффект, вызываемый различными величинами R (а также N, см следующий раздел) на содержания Cu и Pt в сульфидах, выделяющихся из магмы базальтового состава, подобной магме Бушвельдского комплекса. Когда R низок (от 100 до 2000), содержания Cu в сульфидах будут типичными для большинства никелевых сульфидных руд; концентрации Pt будут относительно низкими, подобными наблюдаемым в рудах Садбери. Когда R составляет 10 000–100 000, содержания Cu увеличиваются не очень существенно, но концентрации Pt возрастают до значений, характерных для рифа Меренски.

### 2.2.4.2. Моделирование "N-фактора"

Ситуация, когда капельки сульфида находятся в верхней части магматической камеры и медленно оседают в ней (Brugmann et al., 1993), или, наоборот, когда сульфиды находятся в гидродинамической ловушке внутри магматического проводника, вдоль которого протекает свежая магма и реагирует с сульфидами (Naldrett et al., 1995, 1996a), аналогична промышленному процессу зонного рафинирования. К примеру, при зонном рафинировании бруска стали один конец бруска помещается в горелку, где он начинает плавиться. Затем брусок непрерывно протягивают через горелку таким образом, что зона плавления продвигается вдоль бруска. Выходя из горелки, металл бруска кристаллизуется. Примеси, присутствующие в стали, входят в расплав согласно их коэффициентам разделения между кристаллическим металлом и жидким металлом и удерживаются в зоне плавления, проходящей вдоль бруска. "Загрязненный" металл затем удаляется, и в бруске остается очищенный металл. Сульфиды, реагирующие с непрерывным потоком магмы, являются аналогом расплавленного металла внутри стальной пластины. Они будут концентрировать примеси в магме (халькофильные металлы) и обеднят магму этими металлами. Уравнение, управляющее процессом, является следующим (Cox et al., 1979):

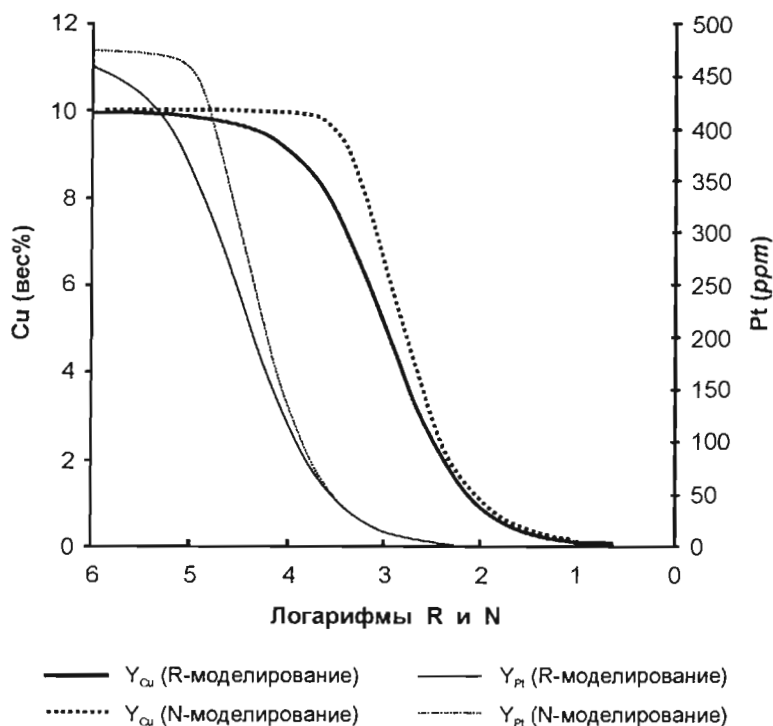


Рис. 2.9.

Влияние различных отношений массы силикатной магмы к массе сульфидной жидкости (R- и N-моделирование) на концентрации Cu и Pt в сульфидах в равновесии с типичной магмой базальтового состава

$$Y_i = X_i * \{D - [(D-1) * e^{-(1/D*N)}]\} \quad (\text{xiv})$$

где:  $Y_i$  – концентрация металла в сульфиде,  $X_i$  – начальная концентрация металла в силикатной магме,  $D$  – коэффициент разделения и  $N$  – отношение количества магмы, прошедшей через систему и отреагировавшей с сульфидом, к количеству сульфида в системе.

Эффект, оказываемый  $N$  на  $Y$ , сравним с эффектом  $R$ , но, как показывает рис. 2.9, при вариациях  $N$  концентрация металла в сульфиде изменяется быстрее, чем при вариациях  $R$ . Заметим, что в литературе существует путаница между понятиями  $R$ - и  $N$ -фактор. Во некоторых работах, цитируемых ниже, их авторы используют выражение  $R$ -фактор, тогда как фактически они рассматривают  $N$ -фактор.

### 2.3. Некоторые фазовые равновесия в сульфидно-оксидных и сульфидных системах

Исследователям магматических сульфидных руд повезло, поскольку более 99 процентов общего состава руд приходится всего лишь на пять химических элементов (Fe, S, Ni, Cu и O). Более того, в большинстве случаев руды внедрялись в виде расплавов, близко соответствовавших составу руд, так что проблемы растворимости рудного материала в транспортирующем флюиде не возникает.

Однако, даже пять компонентов требуют значительных усилий, чтобы наглядно представить их взаимодействие в фазовых системах. Проблему можно упростить, если сначала рассматривать плавление в двухкомпонентной системе Fe-S, далее – в трехкомпонентной системе Fe-S-O, а затем рассмотреть эффект, к которому приведет введение небольших количеств двух других компонентов – Ni и Cu. После кристаллизации руд почти весь кислород входит в магнетит, который практически не реагирует с остальной рудой в процессе остывания. Таким образом, при субсолидусных температурах руда может рассматриваться как четырехкомпонентная система Fe-Ni-Cu-S. Кроме того, предполагается, что медь после вхождения в халькопирит при 500–600°C почти не реагирует с остальной рудой, и многое можно понять, рассматривая систему Fe-Ni-S.

Итак, в данной работе сначала обсуждаются высокотемпературные фазовые отношения в системах Fe-S и Fe-S-O, далее – фазовые отношения в системе Fe-Ni-S и в необходимых частях систем Cu-Fe-S и Cu-Fe-Ni-S.



### 2.3.1. Система Fe-S-O и ее приложение к природным рудным магмам

По причинам, которые будут указаны ниже, природные магмы попадают в узкий интервал отношений Fe/S и Fe/O. Внутри этого интервала важной особенностью системы Fe-S является конгруэнтное плавление пирротина при 1190°C и наличие двух трехфазовых областей пирротин + жидкость + пар. Трехфазовые области исчезают при эвтектических температурах: 988°C на стороне металла и 1083°C на стороне серы. Среди окислов Fe доминирует магнетит, кристаллизующийся из высокотемпературных магм. Более редко образуется вюстит, но поскольку нижним пределом его стабильности является 560°C, он не часто сохраняется в природных условиях. Выше 900°C магнетит имеет значительные содержания находящегося в твердом растворе гематита.

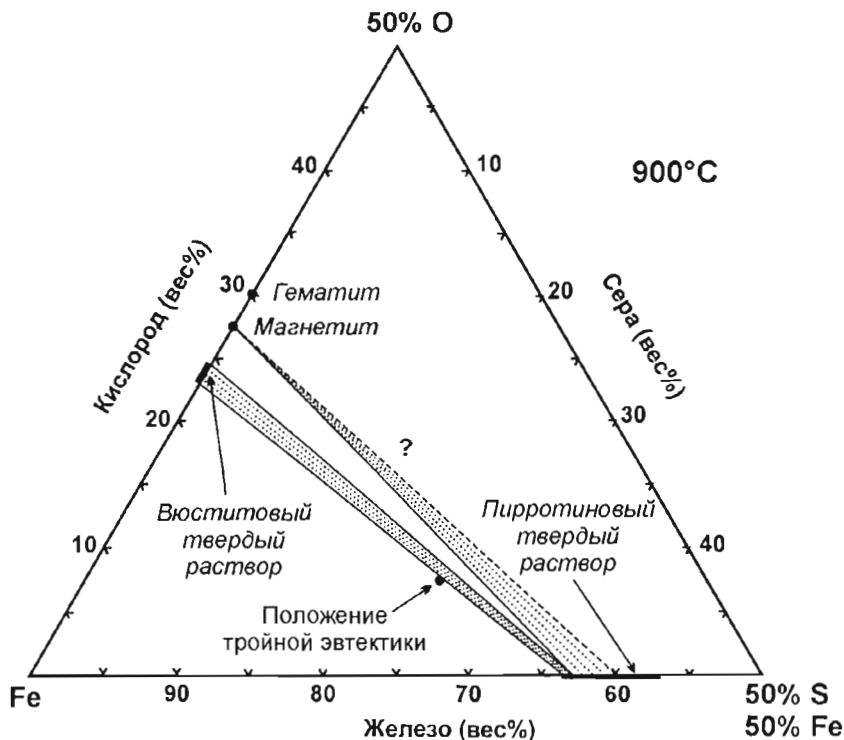


Рис. 2.10.  
Богатая железом область системы Fe-S-O при 900°C (по Naldrett, 1969)

Фазовые отношения в конденсированной системе Fe-S-O при 900°C (15°C ниже температуры первого появления жидкости со стороны железа) показаны на рис. 2.10, на диаграмме, охватывающей поле, которому принадлежат почти все природные рудные магмы. Фазовые отношения в области, которая простирается в сторону (O+S) от коннод (tie-lines) магнетит - пирротин, экспериментально не определены в связи с высоким давлением пара. Однако, вероятно, что там расположено четырехфазное поле магнетит + гематит + пирротин + пар, в котором пирротин будет несколько более богат серой, чем показанный на рисунке, находящийся в равновесии с магнетитом. За четырехфазным следует трехфазное поле гематит + пирротин + пар.

Ликвидусные отношения в системе Fe-S-O (в присутствии пара) показаны на рис. 2.11. Пунктирные линии на рис. 2.11А проведены по данным Hilty and Craft (1952), сплошные – по данным Naldrett (1969), а пунктирно-точечные линии являются интерпретационными. На рис. 2.11А выделяются поля железа, вюstitа, пирротина и магнетита. Поля вюstitа, вюstitа и пирротина соединяются в тройной эвтектике, где стабильны все эти три фазы + жидкость + пар. Поля вюstitа, пирротина и магнетита соединяются в тройной реакционной точке, где в присутствии пара магнетит реагирует с жидкостью, образуя пирротин (содержащий 62.8±0.2 вес% Fe) и вюстит. Рис. 2.11Б представляет увеличенную часть рис. 2.11А. Канноды на рис. 2.11Б показывают состав пирротина в равновесии с окислом железа и жидкостью при различных температурах вдоль котектических линий (cotectic lines) вюстит - пирротин и магнетит - пирротин.

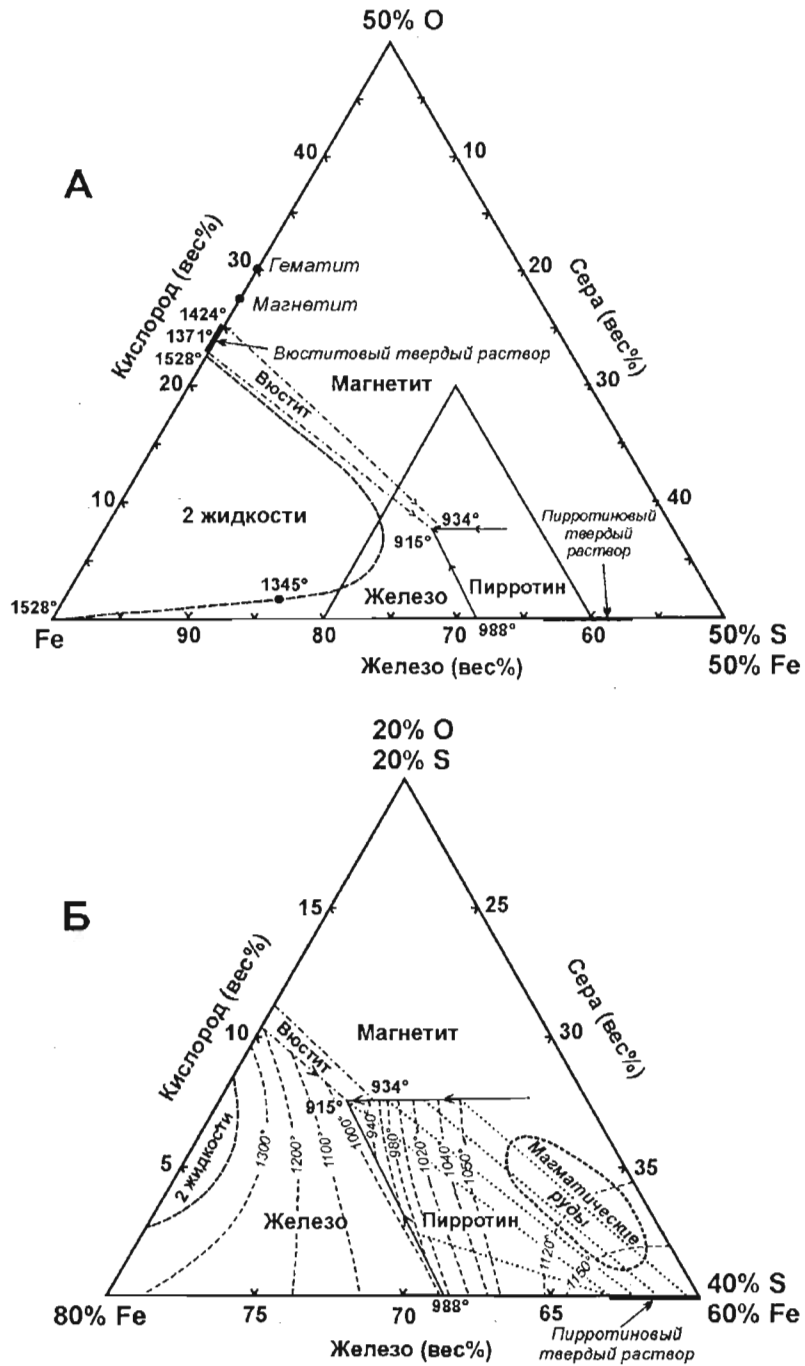


Рис. 2.11.

Ликвидусная диаграмма богатой железом области системы Fe-S-O (A) и увеличение ее части, близкой составам природных магматических руд (Б). По Naldrett (1969)

Naldrett (1969) установил, что в конденсированной системе тройная эвтектика железо - вюстит - пирротин (троилит) имеет температуру  $915 \pm 2^\circ\text{C}$  и следующий состав: Fe = 68.2 вес%, S = 24.3 вес%, O = 7.5 вес%. Температура тройной реакционной точки составляет  $934 \pm 2^\circ\text{C}$ .

Wendlandt and Huebner (1979) исследовали действие давления на положение и температуру тройной эвтектики в системе Fe-S-O. При 30 кбар тройная эвтектика имеет температуру  $1000 \pm 10^\circ\text{C}$ , содержит 72-73 вес% железа и <0.75 вес% кислорода. Это очень близко двойной эвтектике Fe-FeS при данном давлении: как по температуре, так и по составу.

Brett and Bell (1969), Ryzhenko and Kennedy (1973) и Usselman (1975) изучили действительные давления на эвтектику Fe-FeS в системе Fe-S вплоть до 60 кбар. Все они нашли, что давление либо не влияет, либо очень слабо влияет на температуру эвтектики, хотя состав становится более железистым с увеличением давления. Ryzhenko and Kennedy (1973) установили, что эвтектический состав содержит 22 вес% серы при давлении 60 кбар. Sharp (1969) и Ryzhenko and Kennedy (1973) исследовали влияние давления на конгруэнтное плавление пирротина и пришли к выводу, что температура точки плавления увеличивается с градиентом 13°C/кбар вплоть до давления 65 кбар.

### 2.3.1.1. Воздействие примесных компонентов на температуры солидуса

Naldrett (1969) определил, что при температурах, находящихся непосредственно ниже солидуса, пирротин-пентландит-халькопирит-магнетитовая руда, содержащая не более 15 вес% Ni и 4 вес% Cu, будет состоять из двух фаз: никель-медьсодержащего пирротинового твердого раствора и магнетита. Craig and Naldrett (1967) исследовали эффект замещения железа никелем и медью в пирротине при температурах солидуса пирротин-магнетитовых смесей. Они установили, что когда никель замещает железо вплоть до количества 20 вес% (при замещении атом на атом), температура начала плавления не снижается (в пределах точности измерений) по сравнению с чистой системой Fe-S-O. Однако, замещение 2 вес% железа медью снижает температуру солидуса на 15–20°C.

Naldrett and Richardson (1967) изучили влияние воды на температуру плавления пирротин-магнетитовых смесей. В пределах точности их измерений ( $\pm 10^\circ\text{C}$ ) вода не выполняет роль флюса для сульфидных руд и не растворяется в сульфидно-оксидном расплаве в измеряемых количествах.

Приведенные данные показывают, что, если исключить эффект давления, температуры плавления в системе Fe-S-O соответствуют (вероятно, в пределах 20°C) температурам солидуса природных низкомедистых (менее 2 вес% Cu) сульфидно-оксидных магм.

### 2.3.1.2. Вариации $f\text{O}_2$ , $f\text{S}_2$ и $a_{\text{FeO}}$

При каждой определенной температуре состав Fe-S-O жидкости является функцией (фугитивности) кислорода и серы (Kress, 1997; Naldrett, 1969). Это положение иллюстрируется рис. 2.12, где показаны изолинии логарифмов фугитивности серы и кислорода при температурах 1200 и 1450°C (в той же части системы Fe-S-O, которая представлена на рис. 2.11Б). Изолинии проведены на основе экспериментальных данных Rosenqvist (1954), Bog and Rosenqvist (1958) и Nagamori and Kameda (1965). Эксперименты выполнялись путем уравнивания жидкости Fe-S-O с тремя  $\text{O}_2$ - и  $\text{S}_2$ -содержащими газами (например, CO,  $\text{CO}_2$  и  $\text{SO}_2$ ) в пропорциях, соответствующих различным значениям  $f\text{O}_2$  и  $f\text{S}_2$  при определенных температурах; далее определялись составы жидкостей, находящихся в равновесии с данными  $f\text{O}_2$  и  $f\text{S}_2$ .

Если знать химические потенциалы (или активности) двух из трех компонентов трехкомпонентной системы, тогда, на основе зависимости Гиббса-Дюгема (Gibbs-Duhem), можно рассчитать химический потенциал третьего компонента. Такой расчет для приведенных выше данных для системы Fe-S-O сделали Shima and Naldrett (1975) и получили активность Fe. Затем, поскольку свободная стандартная энергия для уравнения



известна, возможно, сопоставив активность Fe и фугитивность  $\text{O}_2$ , рассчитать активность FeO. Таким путем получены линии  $a_{\text{FeO}}$  на рис. 2.12А и 2.12Б (FeO находится в состоянии переохлажденной жидкости стехиометрического состава при 1200°C и жидкости того же состава при температуре 1450°C).

### 2.3.1.3. Факторы, контролирующие содержания S и O в рудных магмах

Представим базальтовую магму, лишенную Ni, Cu и Co, при температуре 1200°C, только что насыщенную сульфидом, так что из нее и в равновесии с ней выделяется небольшое количество сульфидных капелек. Ввиду того, что сульфидные капельки малы и широко рассеяны в большом объеме магмы, их состав контролируется составом вмещающей силикатной жидкости. Вмещающая магма имеет определенное содержание FeO и определенное отношение  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ , что, совместно с содержаниями других главных элементов, определяет величины  $a_{\text{FeO}}$  (см. Roeder, 1974; Holzheid et al., 1977) и  $f\text{O}_2$  в магме. Поскольку существует равновесие, те же самые значения химического потенциала FeO ( $\mu_{\text{FeO}}$ ), который контролирует  $a_{\text{FeO}}$  и  $f\text{O}_2$ , применимы и к сульфидным капелькам. Состав сульфида должен соответствовать параметрам, представленным на рис. 2.12А. То есть, состав базальтовой магмы (в частности содержание FeO и отношение  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ ) определяет состав выделяющейся сульфидной жидкости и величину  $f\text{S}_2$ , доминирующую при выделении сульфида. В связи с тем, что большинство природных магм имеет относительно ограниченный диапазон содержаний FeO и степени окисленности, составы магматических руд тоже имеют ограниченные содержания S и O.

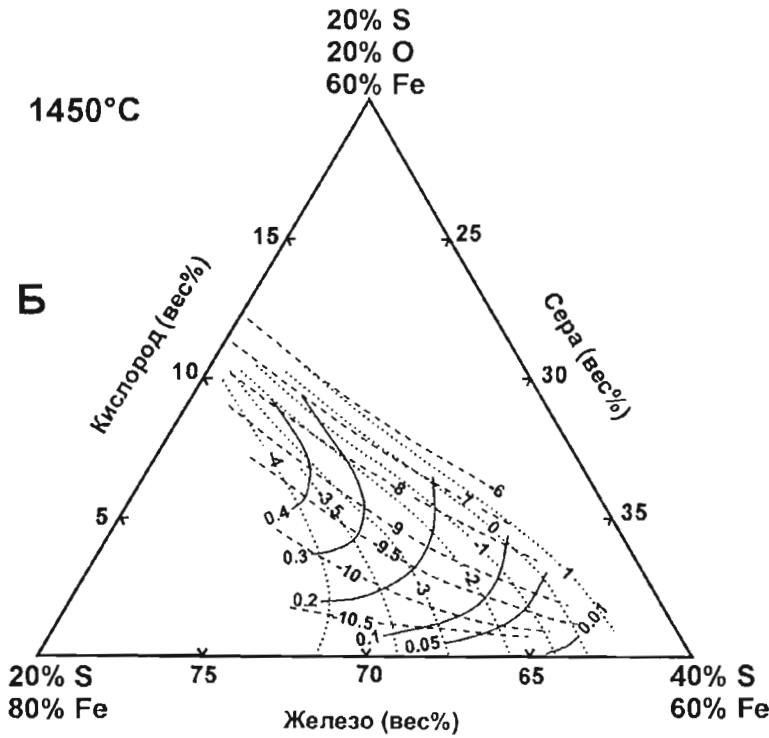
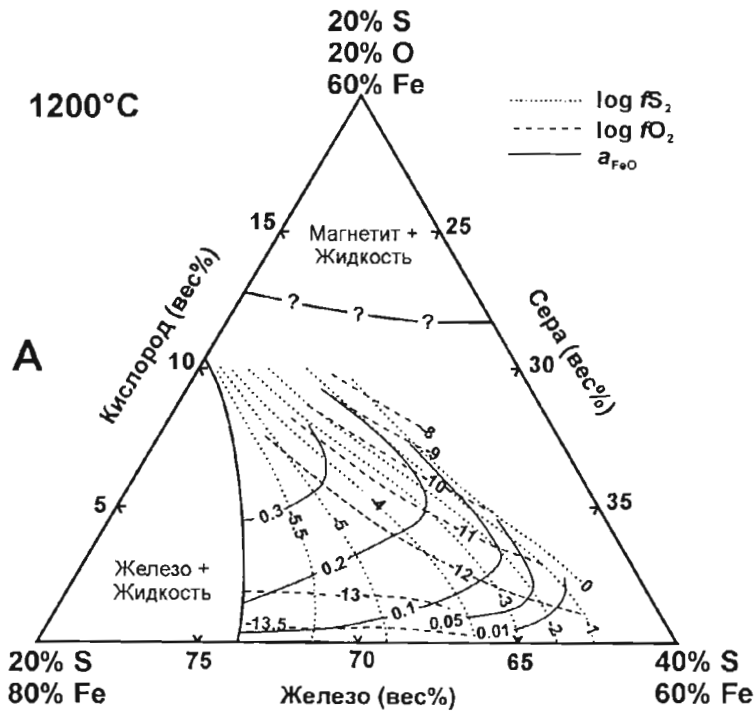


Рис. 2.12.

Изолинии  $f_{O_2}$ ,  $f_{S_2}$  и  $a_{FeO}$  в области системы Fe-S-O, показанной на рис. 2.8Б, при 1200°C (А) и 1450°C (Б). Ссылки на источники данных приведены в тексте

В природных системах в базальтовой магме, помимо Fe, присутствуют Ni, Cu и Co, и они тоже входят в сульфидную жидкость. Это усложняет приводимые здесь простые отношения, но в небольшой степени. Состав сульфидной жидкости и в этом случае контролируется  $a_{FeO}$  и  $f_{O_2}$  вмещающей магмы.

### 2.3.1.4. Температуры кристаллизации природных сульфидных руд

Температуры начала кристаллизации и окончательного затвердевания сульфидной руды важны для понимания того, насколько далеко сульфиды могут перемещаться от места своей первоначальной концентрации. Знание этих температур важно также для случаев, когда сульфиды мобилизуются в виде жидкости при высоких степенях метаморфизма. Область, отвечающая составу большинства магматических руд в системе Fe-S-O, показана на рис. 2.11Б. Большинство руд начинает кристаллизоваться между 1160 и 1120°C. Поскольку руды, подобно силикатным магмам, вероятно, могут интродуцировать в виде смеси кристаллов и жидкости, минимальной температурой, при которой возможно течение рудной магмы, будет температура солидуса. Naldrett (1969) показал, что температура солидуса изменяется с содержанием Fe в пирротине, образующем месторождение. Почти все природные руды сложены пирротинном, содержащим от 62.5 до 60.5 вес% Fe (что связано с контролем их состава, обсуждавшимся выше). Отсюда, основываясь на системе Fe-S-O, можно предположить, что температуры солидуса руд будут находиться между 1010 и 1050°C. Выше говорилось, что замещение железа никелем вплоть до количества 20 вес% не оказывает заметного воздействия на температуру солидуса. Замещение 2 вес% железа медью снижает температуру солидуса на 20°C. Если медь заместит более 2 вес% железа, это окажет гораздо более сильный эффект; температура солидуса будет заметно ниже той, которая оценена для руд, бедных медью. Насколько низкой будет эта температура, точно неизвестно, хотя автор полагает, что жидкости, близкие по составу халькопириту, могут, возможно, появляться в природе при температуре ниже 850°C. Поскольку верхний предел стабильности пентландита в последнее время определен 865°C (см. ниже), это означает, что пентландит может кристаллизоваться как ликвидусная фаза из сульфидной жидкости, очень богатой медью (вероятно, из жидкости, содержащей более 25 вес% Cu).

## 2.3.2. Важнейшие сульфидные системы

### 2.3.2.1. Система Fe-Ni-S

Бинарные системы Fe-S и Ni-S, являющиеся граничными для тройной системы Fe-Ni-S, были описаны Kullerud and Yoder (1959), Kullerud (1967), Chuang et al. (1985) и Kullerud and Yund (1962), Sharma and Chang (1980) соответственно. Наиболее обстоятельное общее исследование тройной системы проведено Kullerud et al. (1969). Большое количество работ посвящено частным особенностям системы. Hsieh et al., (1982) и Karup-Moller and Makovicky (1995) изучали высокотемпературные фазовые отношения. Naldrett et al. (1967), Misra and Fleet (1973) и Barker (1983) определяли границы  $Fe_{(1-x)}S - Ni_{(1-x)}S$  (моносulfидного твердого раствора). Kullerud (1963), Bell et al. (1964), Федорова, Синякова (1993) и Sugaki and Kitakaze (1998) провели исследование стабильности пентландита, Craig (1971) и Misra and Fleet (1973) – стабильности виоларита. Craig (1973) и Misra and Fleet (1974) изучали равновесие между пентландитом и пиритом. Lenz et al. (1978) исследовали ликвидусные отношения. На рис. 2.13–2.15 показаны изотермальные сечения конденсированной системы Fe-Ni-S, которые иллюстрируют ее многие важные особенности, относящиеся к кристаллизации никелевых сульфидных руд.

При температуре 1200°C система, исключая сплавы на линии Fe-Ni, представлена исключительно жидкостями. Центральная часть системы занята жидкостью, богатой металлами, а у вершины S располагается жидкость, богатая серой, содержащая, вероятно, менее 2 вес% металлов. При 1190°C на линии Fe-S появляется  $Fe_{(1-x)}S$ , который при более низких температурах распространяется во внутреннюю часть системы, формируя *mss* (рис. 2.13А, 1100°C). Ранний *mss* обогащен Fe и обеднен Ni относительно жидкости, с которой он находится в равновесии. *Mss*, образующийся из фракционированной жидкости при продолжении фракционной кристаллизации, становится более богатым Ni (Ebel and Naldrett, 1996; 1997). Поле жидкости, богатой металлами, уходит от линии Fe-S; это происходит при температуре 1083°C на стороне состава  $Fe_{(1-x)}S$ , направленной к сере, и при 988°C – на стороне, направленной к металлам. *Mss* достигает линии Ni-S при 999°C, разделяя систему на две части. Этот барьер, изолирующий фазы, богатые S, от фаз, богатых металлами, действует вплоть до температуры ниже 250°C.

Kullerud (1963) доказывал, что пентландит появляется в системе Fe-Ni-S при 610°C в результате реакции между  $(NiFe)_{(3+x)}S_2$  и *mss*. З.Н. Федорова и Е.Ф. Синякова (1993) установили присутствие фазы, примерно отвечающей пентландиту, при гораздо более высокой температуре (876°C), но они считали ее хизлудитовым твердым раствором, образованным в результате перитектической реакции между жидкостью и *mss*. Sugaki and Kitakaze (1998) продемонстрировали, что эта фаза имеет структуру высокотемпературного пентландита. Они показали также, что аномалия дифференциального термического анализа (DTA) при 610°C, которую Kullerud (1963) связывал со своей реакцией, в действительности отражает инверсию от высокотемпературного к низкотемпературному пентландиту. Согласно Sugaki and Kitakaze (1998), высокотемпературный полиморфный пентландит образуется при 865°C в результате реакции между *mss* и жидкостью (см. рис. 2.13Б, показывающий сечение системы при температуре 850°C). Ниже температуры 806°C пентландит быстро обогащается никелем и образует непрерывный твердый раствор с  $Ni_{3+x}S_2$  (Sugaki and Kitakaze, 1998, Федорова и Синякова, 1993, Karup-Moller and Makovicky, 1995).

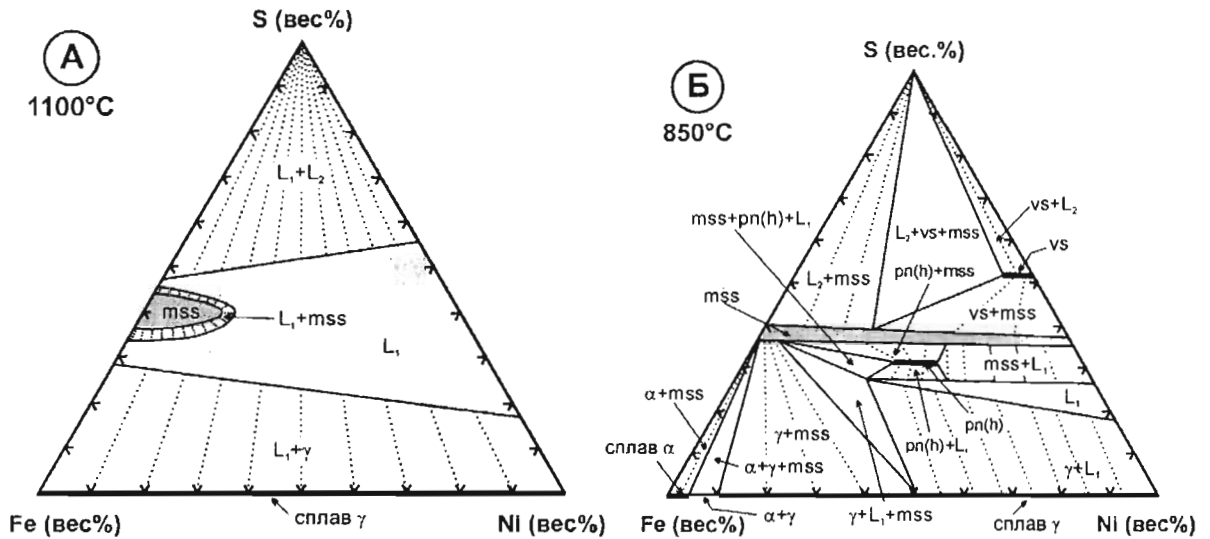


Рис. 2.13.

Изотермальные сечения конденсированной системы Fe-Ni-S при температурах 1100°C (А) и 850°C (Б). Ссылки на источники данных приведены в тексте. α и γ – структурные разновидности сплавов Fe-Ni

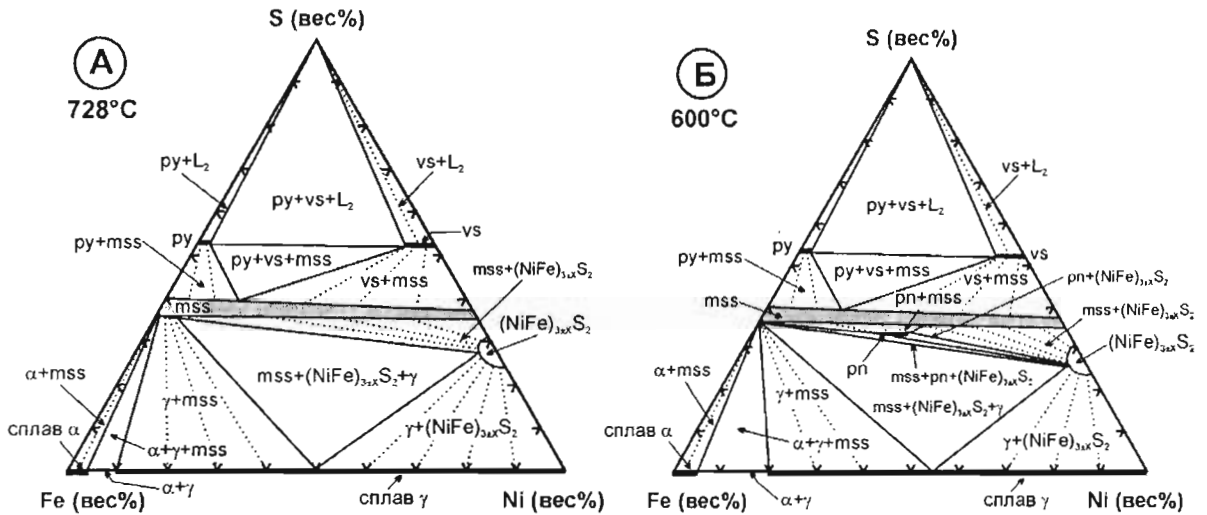


Рис. 2.14.

Изотермальные сечения конденсированной системы Fe-Ni-S при температурах 728°C (А) и 600°C (Б). Ссылки на источники данных приведены в тексте. α и γ – структурные разновидности сплавов Fe-Ni

При температуре 1022°C на линии Ni-S появляется вазсит (NiS<sub>2</sub>), а при температуре 743°C на линии Fe-S появляется пирит. Каждая из этих фаз включает несколько процентов другой, образуя твердые растворы при названных температурах. Важным моментом развития системы является образование ассоциации пирит - вазсит при температуре 728°C (рис. 2.14А). Выше этой температуры mss находится в равновесии с жидкой серой. При таких достаточно высоких температурах (около 728°C) жидкая сера исключительно реактивна и извлекает Fe из железосодержащих силикатов с образованием сульфида железа (например, Naldrett and Gasparini, 1971). Поскольку магматические руды реагируют с вмещающими силикатными магмами (затем с вмещающими породами), которые обычно содержат существенное количество FeO, эта реакция препятствует существованию жидкой S и, следовательно, сильно влияет на фазовый состав системы при высоких температурах. Таким образом, сульфидные жидкости, способные кристаллизоваться с образованием больших количеств пирита и (или) вазсита, не могут существовать в природе. Ассоциация минералов в месторождениях, включающих пирит и (или) вазсит, не может формироваться из сульфидной магмы. Такие месторождения, вероятно, были образованы путем изменения нормальной высокотемпературной ассоциации минералов или имеют гидротермальное происхождение.

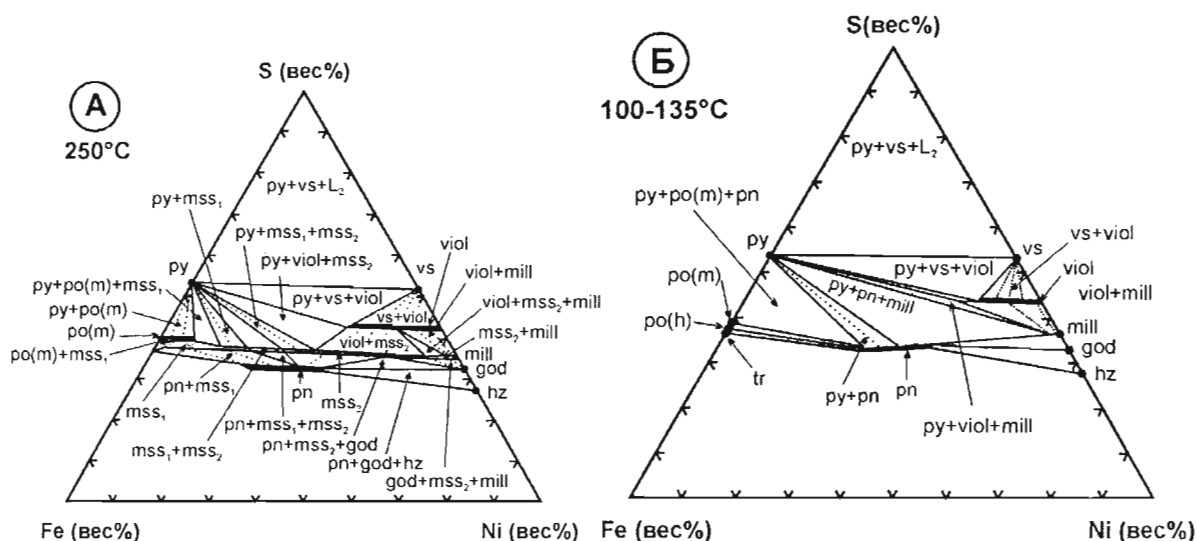


Рис. 2.15.

Изотермальные сечения конденсированной системы Fe-Ni-S при температурах 250°C (А) и 100-135°C (Б). Ссылки на источники данных приведены в тексте.  $\alpha$  и  $\gamma$  – структурные разновидности сплавов Fe-Ni

Большинство никелевых сульфидных руд имеет составы, которые, будучи спроектированными в систему Fe-Ni-S при 600°C, лежат внутри поля *mss*, отклоняясь в сторону, богатую S. Таким образом, если игнорировать влияние Cu, появление пентландита как самостоятельной фазы в природных рудах при 600°C невозможно. С падением температуры поле *mss* сужается, отступая как со стороны, богатой S, так и со стороны, богатой металлами. Но поскольку большинство руд находится ближе к стороне, богатой S, из твердого раствора первыми выделяются пирит, вазсит или виоларит, но не пентландит. Виоларит впервые появляется как самостоятельная фаза в системе Fe-Ni-S при 461°C. Со снижением температуры отношение Ni/Fe в виоларите сдвигается в сторону линии Ni-S и достигает ее при 356°C, где появляется полидимит.

Craig (1973) обнаружил, что *mss* удаляется от линии Ni-S между 300 и 250°C, но соединительные линии (tie-lines) по-прежнему связывают *mss* с NiS (миллеритом). При 250°C (рис. 2.15А) *mss* разделяется на фазы *mss<sub>1</sub>* и *mss<sub>2</sub>* + миллерит; однако, все они связаны соединительными линиями, так что пентландит по-прежнему остается изолированным от общих составов на богатой серой стороне *mss*. Craig (1973) пришел к выводу, что между 250 и 200°C прежние соединительные линии перестают действовать и устанавливаются новые – между пиритом и пентландитом. На этой стадии две модификации богатого Fe *mss* (богатый серой моноклинный и бедный серой гексагональный *mss*) отделяются один от другого. По-видимому, обе фазы содержат Ni, но со снижением температуры быстро отступают к линии Fe-S, выделяя пентландит и пирит. В отличие от Крэйга, Misra and Fleet (1973) заключили, что *mss* начинает разделяться при 300°C. Barker (1983) тоже пришел к выводу, что *mss* не является непрерывным при 300°C.

Медленность течения реакций при низких температурах мешает экспериментальным исследованиям. Рис. 2.15Б, основанный на результатах Graterol and Naldrett (1971), Misra and Fleet (1973) и Craig (1973), представляет картину возможных фазовых отношений при температуре около 100-135°C. Реконструкция, показанная на этом рисунке, отличается от приводившейся ранее реконструкции Misra and Fleet (1973) тем, что Мисра и Флит не считали годлевскит стабильной фазой при низких температурах. Они полагали, что при низких температурах стабильно сосуществуют миллерит и хизлеудит.

### 2.3.2.2. Системы Cu-Fe-S и Fe-Cu-Ni-S

Фазовые отношения в системе Cu-Fe-S были изучены Merwin and Lombard (1937), Schlegel and Schiller (1952), Hiller and Probsthain (1956), Yund and Kullerud (1966), Kullerud et al. (1969), Mukaiyama and Isawa (1970), Cabri (1973), Barton (1973), Ueno (личное сообщение, 1981), Li et al. (1996a), Ebel and Naldrett (1996, 1997) и другими исследователями. Фазовые отношения при 600°C, показанные на рис. 2.16А, установлены надежно. В системе доминируют три твердых раствора – борнитовый, промежуточный (*iss*) и пирротинный (отвечающий *mss*). Хотя *mss* способен растворять несколько процентов Cu, содержание Cu в *mss* всегда ниже, чем в сосуществующей сульфидной жидкости. Таким образом, сульфидная жидкость, равновесная

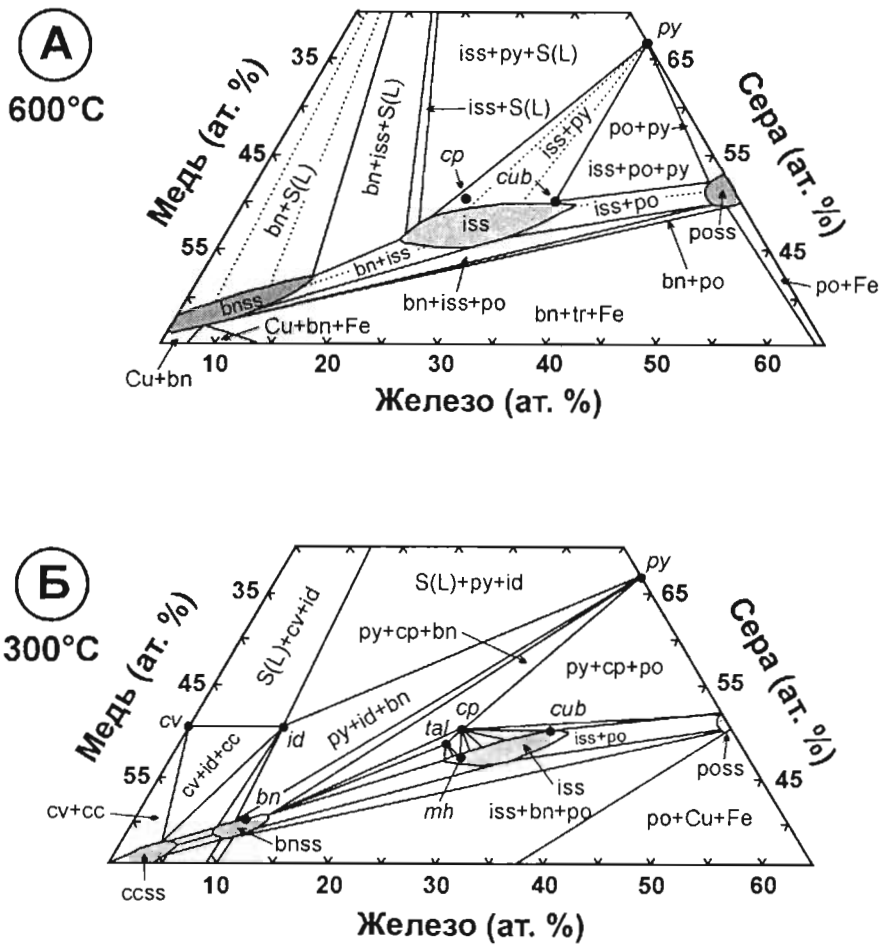


Рис. 2.16.

Изотермальные сечения центральной части системы Fe-Cu-S: А – при температуре 600°C (по Cabri, 1973); Б – при температуре 300°C (согласно компиляции Craig and Scott, 1974).

с *mss*, обогащена Cu относительно *mss*. Кроме того, как было показано выше, жидкость всегда более богата Ni по сравнению с сосуществующим *mss*. Следовательно, фракционная кристаллизация с выделением *mss* всегда ведет к обогащению остаточного расплава Ni и Cu. Ebel and Naldrett (1996, 1997) показали, что в системе Fe-Cu-Ni-S, по мере увеличения содержания Cu, обусловленного фракционированием *mss*, Ni, в конце концов, становится более совместимым с *mss*, чем с сульфидной жидкостью. Это согласуется с данными Craig and Kullerud (1969), которые заключили, что жидкость, находящаяся в равновесии с *mss* при 850°C, обогащена Cu, но обеднена Ni относительно *mss*. Таким образом, фракционная кристаллизация богатой медью Fe-Cu-Ni-S жидкости, вероятно, обратит тренд увеличения Ni и приведет к тому, что остаточные жидкости станут богаче Cu, но беднее Ni, чем предшествующие им в процессе фракционирования.

Базируясь на исследовании природной ассоциации Норильско-Талнахских руд, В.В. Дистлер и А.Д. Генкин (личное сообщение, 1984) пришли к мнению, что несмесимость жидкостей внутри системы Fe-Cu-Ni-S существует и в природе: жидкость, богатая медью, сосуществует с жидкостью, богатой *mss*. Ballhaus (1999) полагал, что он получил экспериментальные доказательства разрыва смесимости, но его данные требуют подтверждения.

Фазовые отношения в системе Cu-Fe-S ниже 600°C установлены менее хорошо, исключая неопубликованную работу Ueno (личное сообщение, 1981). Рис. 2.16Б представляет реконструкцию возможных фазовых отношений при 300°C, сделанную Craig and Scott (1974), которая основана "на данных и рассуждениях нескольких исследователей". Результаты Ueno в общих чертах согласуются с картиной, представленной на диаграмме, хотя границы промежуточного твердого раствора (*iss*) и составы твердых растворов, участвующих в смежных трехфазных ассоциациях, несколько различаются. Таким образом, кристаллизация большинства Cu-содержащих минеральных фаз в Cu-Ni рудах понята не очень хорошо.



Исходя из системы Cu-Fe-S, представляется, что *iss* выделяется из Cu-содержащего *mss*. В ассоциациях, достаточно богатых серой (пиритсодержащих), отделение *iss* происходит, главным образом, между 700 и 400°C, что зависит от содержания Cu. С падением температуры *iss*, предположительно, разлагается на следующие минеральные фазы: халькопирит и пирротин; халькопирит, пирротин и кубанит; или на пирротин, кубанит и одну из трех бедных серой промежуточных фаз – талнахит, моихукит или хейкокит. Воздействие Ni на низкотемпературные фазовые отношения в системе Cu-Fe-S остается неизвестным.

Hill (1984) и Перегоседова и др. (1995) изучили влияние Cu на фазовые отношения в системе Fe-Ni-S при 600°C. При этой температуре *mss*, находящийся в равновесии с *iss*, может содержать до 1 вес% Cu. И пирит (на стороне, богатой серой), и пентландит (на стороне, богатой металлами) могут сосуществовать с Cu-содержащим *mss* в равновесии с халькопиритом при температурах более высоких (150°C для пирита и 300°C для пентландита), чем предсказывает чистая Fe-Ni-S система. Пентландит, сосуществующий с *mss* и халькопиритом, может содержать значительные количества Cu, вплоть до 10 вес% (обычно 2 вес%).

## 2.4. Фракционная кристаллизация сульфидных расплавов

Концепция фракционной кристаллизации сульфидной жидкости активно обсуждается в современной литературе, хотя параметры, используемые для количественного выражения процесса, до сих пор остаются предметом дебатов. В данной книге, относящейся к области прикладной геологии, автор не ставит задачу углубленного рассмотрения теории. Серьезной дискуссии, в первую очередь, требуют коэффициенты разделения, применяемые для количественного моделирования. Именно этой проблеме уделяется здесь наибольшее внимание.

Давно признано (Hawley, 1965; Keays and Crocket, 1970; Naldrett et al., 1982), что при охлаждении Fe-Ni-Cu сульфидных расплавов первоначально кристаллизуется *mss*, и фракционированная жидкость обогащается медью. В ранних исследованиях, относящихся к системам Fe-Ni-S и Cu-Fe-S, обращалось мало внимания на точное положение коннод, соединяющих кристаллический *mss* и жидкость, с которой он равновесен. Позже Chang and Hsieh (1986) попытались получить количественные термодинамические характеристики для тройной системы Fe-Ni-S, используя модель ассоциированного раствора для жидкости Fe-Ni-S, совмещенную с моделью субрегулярного раствора для *mss*. Fleet and Pan (1994) и Li et al. (1996a) исследовали конноды *mss* - жидкость с целью моделировать фракционную кристаллизацию сульфидной жидкости в четверной системе Fe-Ni-Cu-S. Ebel and Naldrett (1996, 1997), занимаясь той же проблемой, распространили свои работы на более высокие температуры и больший диапазон составов. Кроме того, они углубили более ранние исследования смежных тройных систем, для которых количественные данные, касающиеся коннод, были редки.

Разделение Ni и Cu между *mss* и сосуществующей жидкостью является функцией пути, который проходит жидкость в соответствующей системе. Для конкретных месторождений этот путь не может быть определен с помощью фазовых диаграмм, так как для этого требуется допущение, что сульфидная магма кристаллизовалась в закрытой системе, и очень точное знание начального отношения между металлом и серой в сульфидной жидкости. Системы, в которых сульфидная жидкость кристаллизуется в природе, не являются закрытыми. Более того, природа контролирует содержание серы в сульфидной жидкости, и если оно становится слишком высоким, железо из сосуществующих силикатов реагирует с жидкостью, и образуется дополнительный сульфид железа, что влияет на отношение металл/сера (Naldrett and Gasparini, 1971). Пирротин, доминирующий минерал большинства магматических месторождений, очень чувствителен к окислению подземными водами, изменяясь от бедной серой гексагональной формы до богатой серой моноклинной формы. Таким образом, отношение металл/сера, наблюдаемое в рудах, может не соответствовать первоначальному отношению. Высокотемпературные магматические руды, имеющие простую минералогию, подвергаются многим изменениям при остывании. При этом появляются новые минеральные фазы, образованные путем распада твердых растворов или в результате реакций, а некоторые фазы исчезают в ходе реакций. Таким образом, расчет реального отношения металл/сера в руде, исходя из состава образующих ее фаз, требует очень точного знания относительных пропорций минералов.

Возможно, наилучшее понимание пути, который проходит жидкость в соответствующей системе, дает изучение последовательности минеральных ассоциаций в природных рудных телах, где представлен набор ассоциаций, относящихся к различным стадиям фракционирования. Наиболее систематическое исследование этой проблемы представлено для руд Норильского района в работах А.Д. Генкина и др. (1981) и О.А. Дюжикова и др. (1988; Duzhikov et al., 1992). В Норильских рудах были выделены три минеральных ассоциации (высокосернистая, промежуточная и низкосернистая), которые составляют два ряда зональности. Первый ряд зональности наблюдается в рудах высокосернистой ассоциации, где набор минеральных фаз изменяется от  $po(m>h) + sp + pn(Fe<Ni)$  до  $sp + po(m+h) + pn(Fe<Ni)$ . В ряду зональности второго типа преобладает ассоциация промежуточной сернистости, где набор минералов изменяется следующим образом:  $po(h) + sp + pn(Fe=Ni) \rightarrow po(h>tr) + sp + pn(Fe>Ni) \rightarrow po(h>tr) + sp + cub + pn(Fe>Ni) \rightarrow cub \pm sp + pn(Fe>Ni) \pm tr$ . Этот ряд зональности может заканчиваться низкосернистой ассоциацией, представленной  $tal(mh, put) + cub + pn$ .

### 2.4.1. Коэффициенты разделения Ni и Cu между *mss* и сосуществующей сульфидной жидкостью

Ebel and Naldrett (1996, 1997), базируясь на данных изучения фазовых систем, используя собственные экспериментальные результаты и результаты Fleet and Pan (1994), рассчитали коэффициенты разделения Ni и Cu между *mss* и сосуществующей сульфидной жидкостью. На рис. 2.17 показана зависимость полученных ими коэффициентов от содержания Cu в сульфидной жидкости.  $D_{Ni}$  увеличивается от ~0.6 при <2 вес% Cu до ~1.1 при 25 вес% Cu. Существенный разброс данных, наблюдаемый на рис. 2.17А, обусловлен, скорее всего, влиянием серы – более низкие значения  $D_{Ni}$  существуют при более низких содержаниях S. Значения  $D_{Cu}$  также показывают сильный разброс (рис. 2.17Б), что тоже, вероятно, связано с нелинейной зависимостью этого коэффициента от состава жидкости. Величина  $D_{Cu}$ , составляющая ~0.28 при низкой концентрации Cu, уменьшается до ~0.19 при 15 вес% Cu. Результаты, полученные при высоких концентрациях Cu, не показывают определенного тренда. На основе экстраполяции данных левой части диаграммы можно предполагать, что в жидкости, содержащей 30 вес% Cu,  $D_{Cu}$  будет составлять ~0.1.

Близкие значения  $D_{Ni}$  и  $D_{Cu}$  были получены в экспериментах Li et al. (1996а), выполнявшихся одновременно с исследованиями Ebel and Naldrett (1996, 1997).

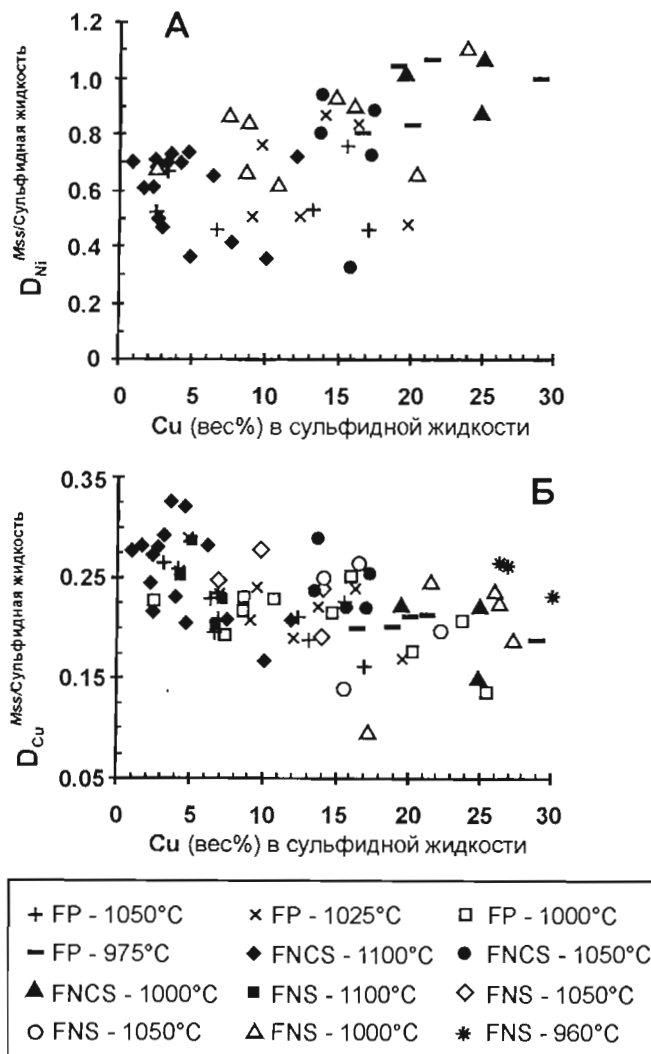


Рис. 2.17.

Вариации  $D_{Ni}$  (А) и  $D_{Cu}$  (Б) между *mss* и сосуществующей сульфидной жидкостью в связи с изменением концентрации Cu в сульфидной жидкости (по Ebel and Naldrett, 1997).

FP – данные Fleet and Pan (1994) при температурах от 105 до 975°C;

FNCS – данные Ebel and Naldrett (1996) для системы Fe-Ni-Cu-S при температурах от 1100 до 1000°C;

FCS – данные Ebel and Naldrett (1996) для системы Fe-Cu-S при температурах от 1050 до 960°C

### 2.4.2. Разделение благородных металлов

Первая систематическая попытка моделировать вариации благородных металлов в процессе фракционирования сульфидного расплава была предпринята Li et al. (1992). Они получили значения  $D_{ЭПГ}$  (Pt, Rh, Ir), сопоставляя концентрации элементов в пирротине рано кристаллизовавшегося кумулуca и в общем составе руд месторождения Страткона (Садбери), а также сравнивая общий состав рано кристаллизовавшегося кумулуca с общим составом руд. Анализ ЭПГ выполнялся методом ускоренной масс-спектрометрии (Accelerator Mass-Spectrometry). Теоретически, эти исследования не могут дать величину  $D$  для Pt (элемента, несовместимого с *mss*), но должны предоставить резонную оценку для Rh и Ir (элементов, совместимых с *mss*). Коэффициенты разделения, рассчитанные Li et al. (1992), а также полученные в ходе обсуждаемых ниже экспериментальных работ, приведены в табл. 2.2.

Таблица 2.2

#### Коэффициенты разделения благородных металлов при фракционной кристаллизации сульфидного расплава

Источник данных	$D_{Pt}$	$D_{Pd}$	$D_{Au}$	$D_{Rh}$	$D_{Ir}$	$D_{Os}$
Li et al. (1992)						
(1) Пирротин раннего кумулуca – общий состав руды	0.008			3.2	5.9	
(2) Ранняя кумулатная руда – общий состав руды	0.10			4.1	4.4	
Mackovicky et al. (1986)*	0.08-0.2					
Fleet et al. (1993)*	0.2	0.2	0.09	3.0	3.6	
Li et al. (1996a)*	0.07-0.16			1.5-5.0	2.0-5.0	
Barnes et al. (1997)*	0.14-0.24	0.13-0.24		3.9-11.0	5-17	
Naldrett et al. (1999)				4.0	4.4-4.8	4.2
Использовано в данной книге			0.001	4.0		

\*Экспериментальные данные. Все другие значения получены при анализе природных материалов

Экспериментальные работы начались с исследования Mackovicky et al. (1986), которые изучили разделение Pt между *mss* и богатой медью остаточной жидкостью в системе Cu-Fe-Pt-S, используя аналитическую технику, где точность определения концентраций Pt находилась на уровне весовых процентов. Последующие работы, где изучалось разделение Pt, Pd, Au, Rh и Ir, выполнены Fleet et al. (1993), Li et al. (1996a) и Barnes et al. (1997). Значение  $D_{Au}$ , полученное Fleet et al. (1993), базируются на единственном эксперименте, в котором концентрация Au в *mss* была ниже предела чувствительности использованного ими аналитического метода (метод SIMS). Их результат, следовательно, может рассматриваться только как максимально возможный предел. Au является элементом, высоконесовместимым с *mss*, более несовместимым, чем Pt или Pd (см., например, Naldrett et al., 1994c). Представляется, что значение 0.001 более корректно отобразит поведение Au в природе, чем экспериментальный результат 0.09. Именно такое значение (0.001) принято для моделирования, проводимого в данной работе. Li et al. (1996a) показали, что коэффициенты разделения ЭПГ заметно возрастают с увеличением фугитивности серы, т.е. в богатый серой *mss* входит большее количество ЭПГ. Этот эффект особенно значителен для Rh, который несовместим с *mss* в равновесии с Fe-Ni сплавами, но является совместимым с *mss*, богатым серой. Рассматривая фактические данные по рудам Садбери, Naldrett et al. (1999) установили, что величина  $D_{Rh} = 4$  лучше всего объясняет фракционирование природных руд. Если принять такое значение, то диаграммы Rh относительно Ir и Os уверенно показывают, что в рудах большинства месторождений Садбери  $D_{Os} = 4.2$  и  $D_{Ir} = 4.4$ , а в двух месторождениях обе величины равны 4. Эти значения вполне согласуются и с экспериментальными данными и с моделированием, выполненным Li et al., 1992 (табл. 2.2).

### 2.4.3. Моделирование фракционной кристаллизации *mss*

Li et al. (1992) и Naldrett et al. (1994a,c, 1996a) показали, что процесс фракционной кристаллизации *mss* из сульфидной жидкости может быть моделирован с использованием Рэлеевского уравнения фракционирования и подходящих коэффициентов разделения халькофильных элементов. Весьма полезными являются диаграммы элементов, совместимых с *mss* (таких как Rh или Ir), относительно несовместимых элементов (таких как

Cu или Au). В ходе фракционирования концентрации совместимых элементов снижаются по экспоненте, в то время как концентрации несовместимых элементов увеличиваются. Модельные кривые, показывающие ковариации Rh ( $D^{mss/Sul.l} = 4$ ) и Cu ( $D^{mss/Sul.l} = 0.2$ ) в жидкости, в *mss* и в смеси жидкость + *mss* в пропорции 50:50 для совершенного Рэлеевского фракционирования, приведены на рис. 2.18. Ebel and Naldrett (1996) заметили, что, если знать содержания Rh и Cu в исследуемом образце, а также начальный состав сульфидной жидкости и соответствующие коэффициенты разделения, то можно рассчитать процент захваченной в образце жидкости (они назвали это функцией "ф") и процент фракционирования. Данные параметры, конечно, могут быть установлены и при чтении рис. 2.18. Видно, что в образцах богатых кумулюсом *mss*, где руда относительно нефракционирована, отношения Rh/Cu являются высокими, но они снижаются до очень низких значений в сильно фракционированных сульфидных жидкостях.

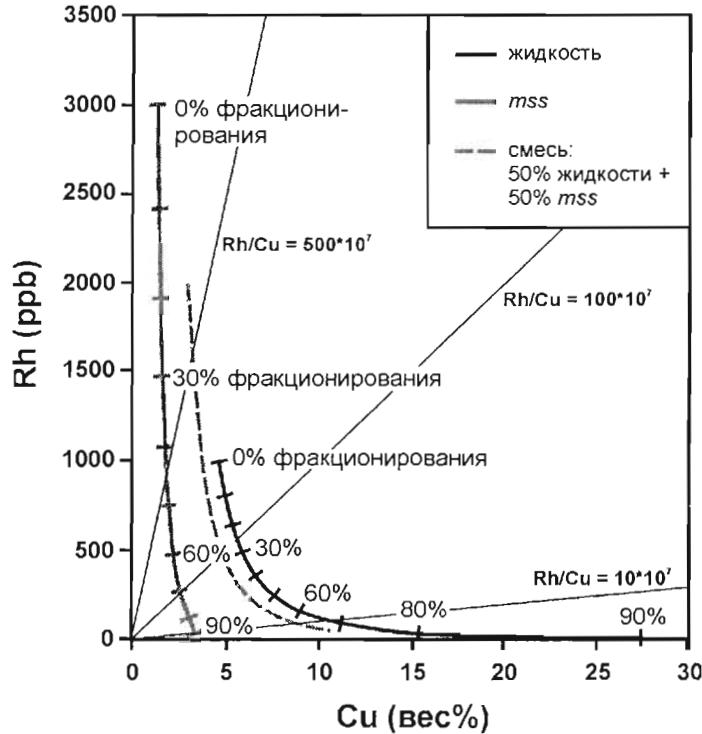


Рис. 2.18.

Модельные кривые, показывающие ковариации Rh ( $D^{mss/Sul.melt} = 4$ ) и Cu ( $D^{mss/Sul.melt} = 0.2$ ) в сульфидной жидкости, в *mss* и в смеси жидкость+mss в пропорции 50:50 для совершенного Рэлеевского фракционирования

Изучая руды Норильска и Садбери, Naldrett and Pesseran (1992) и Naldrett et al. (1994a,c) пришли к выводу, что при фракционировании остается осадок кумулуса *mss*, смешанного (в различных пропорциях) с фракционированной жидкостью. В тех случаях, когда руды представляют собой адкумулат *mss*, они называются "сухими", а когда кумулюс удерживает значительное количество закристаллизованной жидкости, руды называются "влажными". Возможны случаи, когда руды, достаточно богатые Cu, ЭПГ и Au, будучи сформированными из фракционированной сульфидной жидкости, будут, скорее, «сухими» кумулатными, а не «влажными».

Степень "влажности" руд может быть определена с помощью тех же диаграмм, где элемент, совместимый с *mss*, сопоставляется с несовместимым элементом. Пример приводится в главе 4, где обсуждается фракционирование руд Хараелахского рудного тела – крупнейшего в Норильском районе и в мире бассейна сплошных сульфидов.

## 2.5. Внешние источники серы

При ознакомлении с последующими главами читателю станет ясно, что для формирования большинства Cu-Ni месторождений требуется, чтобы рудообразующая магма ассимилировала серу из внешнего источника<sup>8</sup>. Об этом свидетельствует целый ряд фактов. (1) Сера многих месторождений, в том числе концентрирующих огромные массы сульфидов (месторождения комплекса Дулут и Норильского района), имеет немантийный изотопный состав. (2) Вмещающие толщи, где локализованы многие рудоносные магматические тела (Дулут, Норильск, Печенга, Камбалда, Рэглэн), содержат породы, богатые серой. (3) В сульфидсодержащих магматических породах нередко наблюдаются включения вмещающих пород (Войсис Бэй, Норильск, Дулут), что свидетельствует о захвате магмой внешнего материала. Кроме того, как говорилось выше, экспериментальные данные показывают, что, по мере подъема магмы к поверхности, ее способность растворять сульфид со снижением общего давления увеличивается. То есть, если магма не поглотит внешнюю серу, ее состав по мере подъема будет все более и более удаляться от насыщения сульфидом.

Несмотря на очевидность присутствия внешней серы во многих месторождениях, механизм поглощения серы силикатной магмой остается не вполне ясным. В некоторых случаях (Дулут, Войсис Бэй) имеются прямые свидетельства, что магма реагировала с включениями вмещающих пород, но граничащие с включениями магматические породы не очень сильно обогащены коровыми компонентами – это касается как геохимии микроэлементов, так и изотопного состава кислорода. Кроме того, трудно представить столь сильно перегретую магму, чтобы она могла поглотить то количество вмещающих пород, из которых освободилась сера, вошедшая, например, в руды Норильского района или Войсис Бэй. Ripley (1981, 1986), специально изучавший эту проблему в Дулуте, предположил, что при нагревании и метаморфизме вмещающих пород из них освобождается богатая серой летучая фаза, которая входит в магму и вызывает сегрегацию магматических сульфидов. Особенно хорошо согласуются с этой гипотезой вмещающие породы, богатые пиритом, поскольку в условиях верхней коры пирит разлагается при температуре 800° С, переходя в пирротин и освобождая серу.

Возможно также, как в случаях Камбалды, Войсис Бэй и Норильска, где через магматическую систему проходил большой объем магмы, что ее ранние контаминированные порции, реагировавшие с вмещающими породами, уходили в передовые части магматической системы, оставляя позади серу, образовавшую сульфиды.

Особую проблему представляют месторождения Норильского района. Единственным очевидным источником серы в этом районе являются ангидриты эвапоритовых толщ. Для получения из них серы требуется восстановление сульфатов. Природные магмы имеют весьма ограниченную восстановительную способность, исключая случаи, когда из них кристаллизовалось большое количество магнетита. Норильские магмы являются хромитсодержащими. Какие-либо свидетельства о кристаллизации магнетита до вхождения расплавов в магматические проводники отсутствуют. В руднике Таймырский (Октябрьское месторождение) автор наблюдал включения ангидритов в габбродолеритах рудоносной интрузии без признаков реакции и без развития сульфидов вокруг включений. Возможно, что в промежуточных магматических камерах, из которых выходили рудоносные магматические проводники, ангидриты добавлялись в магму совместно с каменными углями тунгусской серии, и в камерах происходили такие же реакции, как в металлургических печах, – с восстановлением сульфата и образованием сульфида железа. Однако, фактические данные, подтверждающие эту гипотезу, отсутствуют. Grinenko (1985) высказала точку зрения, что источником серы Норильских руд могут быть не эвапориты, а кислые природные газы. Пожалуй, это единственная жизнеспособная альтернатива сульфатному источнику серы.

<sup>8</sup> Малосульфидные месторождения, богатые ЭПГ, не столь зависят от внешней серы

### Месторождения, связанные с коматиитами

Коматииты были выделены как отдельный класс горных пород в конце 1960-х-начале 70-х годов (Viljoen and Viljoen, 1969; Naldrett and Mason, 1968; Nesbitt, 1971) и сразу же стали объектом интенсивного исследования. Первоначально коматииты распознавались только в магматических комплексах архейских зеленокаменных поясов, где они обычно составляют около 10 % объема вулканических образований. Однако, вскоре было установлено, что коматииты являются важным компонентом некоторых протерозойских и фанерозойских магматических ассоциаций (Arndt and Nisbet, 1982). При этом было выяснено: чем моложе вулканические комплексы, тем меньшее участие в них принимают коматииты. Это явление связывается с последовательным охлаждением мантии Земли. Установлено также, что чем моложе коматииты, тем менее магнезиальную родоначальную магму они представляют. Однако, из последнего правила имеются исключения. Например, палеоценовые коматииты острова Горгона (расположенного вблизи побережья Эквадора) образованы из магмы, содержащей 24 вес% MgO (Ganser et al., 1979).

С древнейшими коматиитовыми комплексами – архейскими и раннепротерозойскими – связаны важные Ni-Cu сульфидные месторождения. Из числа 11-ти крупнейших мировых месторождений и рудных районов, перечисленных в табл. 1.1, пять ассоциируют с коматиитами (Томпсон, Маунт Китс, Камбалда, Персевиранс, Рэглэн), хотя они и не входят в "большую четверку" промышленных месторождений, которую представляют Норильск, Садбери, Джинчуан и Печенга.

Только коматиитовые промышленные месторождения, причем большинство из них, имеют вулканическое происхождение.

Руды архейских коматиитов сегрегировались из наиболее магнезиальных ультрамафитовых магм. Для них характерны самые высокие среди медно-никелевых месторождений содержания Ni в 100-процентном сульфиде и отношения Ni/Cu, наиболее низкие отношения Pd/Ir. В рудах протерозойских коматиитов, происходящих из ультрамафитовых расплавов меньшей магнезиальности, перечисленные показатели являются промежуточными между архейскими коматиитовыми и другими месторождениями (см. табл. 1.2).

### 3.1. Архейские коматиитовые месторождения

#### 3.1.1. Общие сведения об архейских коматиитах и ассоциирующем оруденении

Как говорилось выше (глава 1), до сих пор остается неясным, были ли архейские коматииты образованы в условиях континентальной коры (Arndt and Jenner, 1986; Compston et al., 1986) или на дне примитивного океана (de Witt, 1987). Вместе с тем все существующие данные указывают, что рудоносные коматииты изливались в подводных условиях: (1) потоки, имеющие сверху структуру спинифекс, обычно разделяются гиалокластитами; (2) базальты, ассоциирующие с коматиитами, как правило, имеют подущенную отдельность; (3) подстилающие осадочные породы часто включают полосчатые кремнистые сланцы. Глубины, на которых происходили излияния, до сих пор с достаточной точностью не определены. Ясно только, что фугитивность кислорода в коматиитовых магмах превышала фугитивность серы. Необходимо было давление, по крайней мере, нескольких сотен метров воды, чтобы предотвратить вскипание и улетучивание SO<sub>2</sub>. Таким образом, лавы рудоносных коматиитов изливались в достаточно глубоководном море (или океане).

Современные исследования, выполненные в зеленокаменном поясе Уилуна-Норсемэн в Западной Австралии (Hill et al., 1989, 1990, 1995; Leshner and Arndt, 1995), показали, что коматиитовые лавы подразделяются на фации, особенности которых определяются удаленностью от эруптивного центра и темпом излияний (рис. 3.1). Предполагается, что эруптивные центры коматиитовых лав представляли собой серию трещин. Вблизи центров излияний, где магма была наиболее горячей, обычно развиты обширные лавовые покровы (размером до 35x150 км при мощности несколько сотен метров), образованные адкумулятивными<sup>9</sup> дунитами.

<sup>9</sup> Терминология, относящаяся к кумулусу, разъясняется в списке малораспространенных терминов и сокращений, на основе Толкового словаря английских геологических терминов (Гери и др., 1977). Говоря коротко, ортокумулят - это порода, состоящая из кумулатных минералов и продуктов кристаллизации интеркумулятанной жидкости. Мезокумулят содержит небольшое количество интеркумулятанного материала, адкумулят не содержит его вообще.

Считается, что адкумулятивный рост кристаллов оливина в этих породах происходил за счет материала текущей над кумулусом ультрамафитовой магмы, которая имела только очень небольшую степень переохлаждения и текла турбулентно. Это *адкумулятивная фация лавовых покровов* (adcumulate sheet flow facies, сокращенно ASF). Когда в подошве коматиитовой толщи залегают породы с низкой температурой плавления (например, кислые вулканические породы), в основании лавового потока могут быть выработаны каналы шириной до нескольких километров – за счет термальной эрозии, производимой текущей горячей магмой. Выполняющие их породы, представленные дунитами, отвечают *адкумулятивной фации лавовых каналов* (adcumulate channel facies или ACF). Иногда дуниты лавовых каналов содержат вкрапленные сульфиды и представляют собой оливин-сульфидные мезокумулят-адкумуляты (рис. 3.2А). В толще коматиитовых лав образования лавовых каналов, мощность которых может достигать нескольких сотен метров, распознаются по линзовидной морфологии тел.

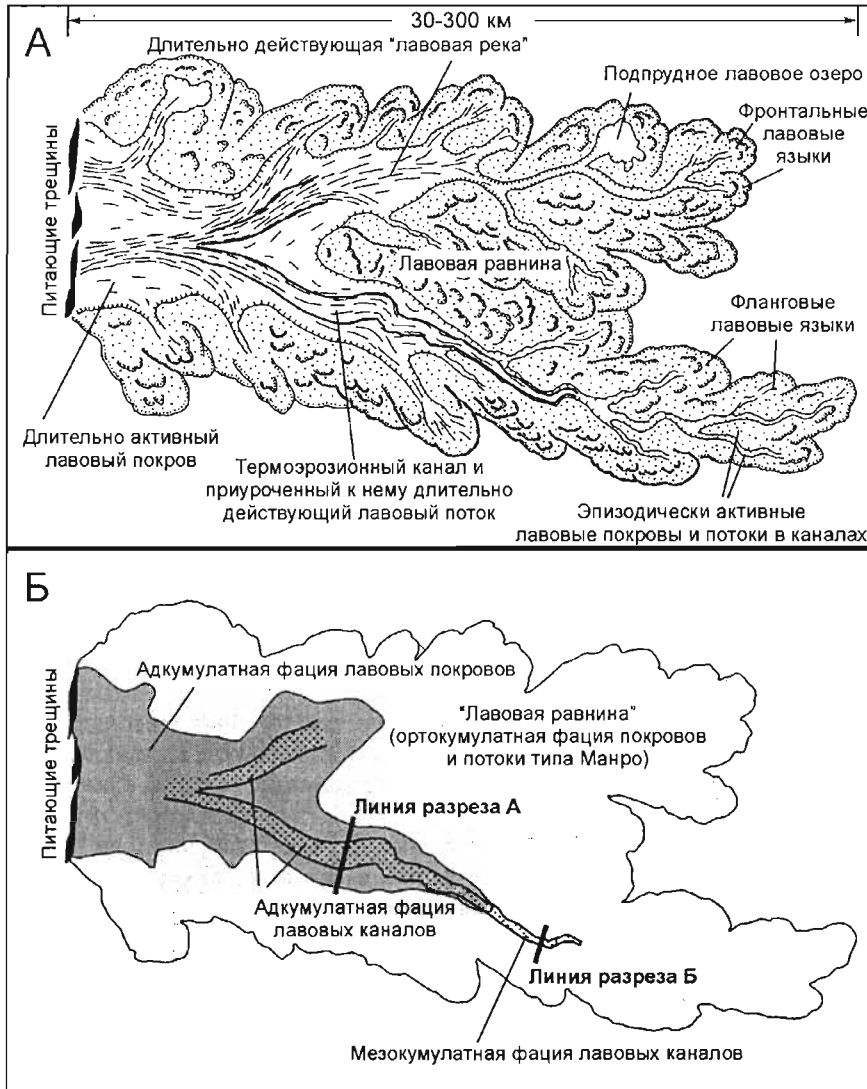


Рис. 3.1.

Схема строения (А) и фациальный состав (Б) коматиитового вулканического комплекса, сформированного в результате интенсивного длительного извержения. Вблизи эруптивного центра развиты адкумулятивные фации лавовых покровов, затем в потоках появляются каналы, выполненные адкумулятивными фациями каналов. На большем удалении от эруптивного центра охлажденная магма образует ортокумулятивные покровные фации, внутри которых могут быть развиты мезокумулятивные фации каналов. Фланги и фронтальная часть вулканического комплекса представляют собой "лавовые равнины", образованные ортокумулятивными покровными фациями, которые чередуются с потоками типа Манро или венчаются ими. По Hill et al. (1990), с изменениями.

Разрезы по линиям А и Б представлены на рис. 3.2

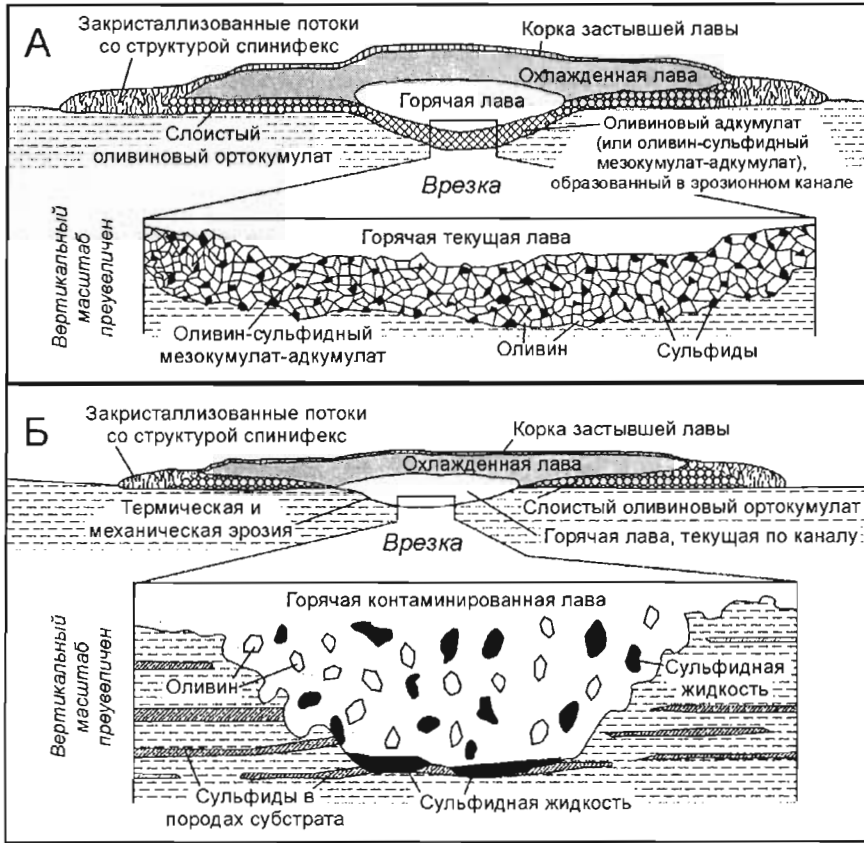


Рис. 3.2.

Разрезы, иллюстрирующие образование адкумулятных (А) и мезокумулятных (Б) фаций лавовых каналов.

Расположение линий разрезов показано на рис. 3.1

На большем удалении от эруптивного центра, где лава течет медленнее и, возможно, ламинарно, образуются "лавовые равнины", состоящие из покровов, в составе которых преобладают ортокумулятные перидотиты. Это *ортокумулятная фация лавовых покровов* (orthocumulate sheet flow facies или OSF). Когда в таких условиях образуются лавовые каналы, в них накапливаются линзы оливинового мезокумулята (шириной несколько сотен метров и мощностью до 100 м) – *мезокумулятная фация лавовых каналов* (mesocumulate channel flow facies или MCF). В некоторых случаях, особенно если породы субстрата являются сульфидсодержащими, в мезокумулятных фациях каналов может быть развито сульфидное оруденение (рис. 3.2Б). В плане эти образования имеют форму меандрирующих потоков, которые разделены образующими "лавовые равнины" ортокумулятными фациями покровов, где в верхних частях покровов хорошо выражена структура спинифекс.

При дальнейшем охлаждении и переохлаждении коматитовой магмы может образоваться серия тонких (10 см – 10 м мощностью) потоков типа Манро ("Munro-type" finely laminated flows или MunF). Потоки этого типа первоначально были описаны Pyke et al. (1973) в районе Манро Тауншип (Онтарио, Канада) и впоследствии детально изучены Arndt et al. (1977), которые подразделили их на три группы по степени развития структуры спинифекс (рис. 3.3). Потоки типа Манро обычно венчают толщу ортокумулятных перидотитов или чередуются с ними. Считается, что лавовые равнины, где развиты эти фации (особенно если в них ярко выражена структура спинифекс), отмечают фланговые или фронтальные части коматитовых вулканических комплексов.

Hill et al., (1995) пришли к выводу, что ослабление эруптивной активности, когда текущая магма становится более переохлажденной, приводит к формированию регрессивной последовательности фаций, где покровы или линзы адкумулятных дунитов вверх сменяются ортокумулятными перидотитами, за которыми следует серия потоков типа Манро.



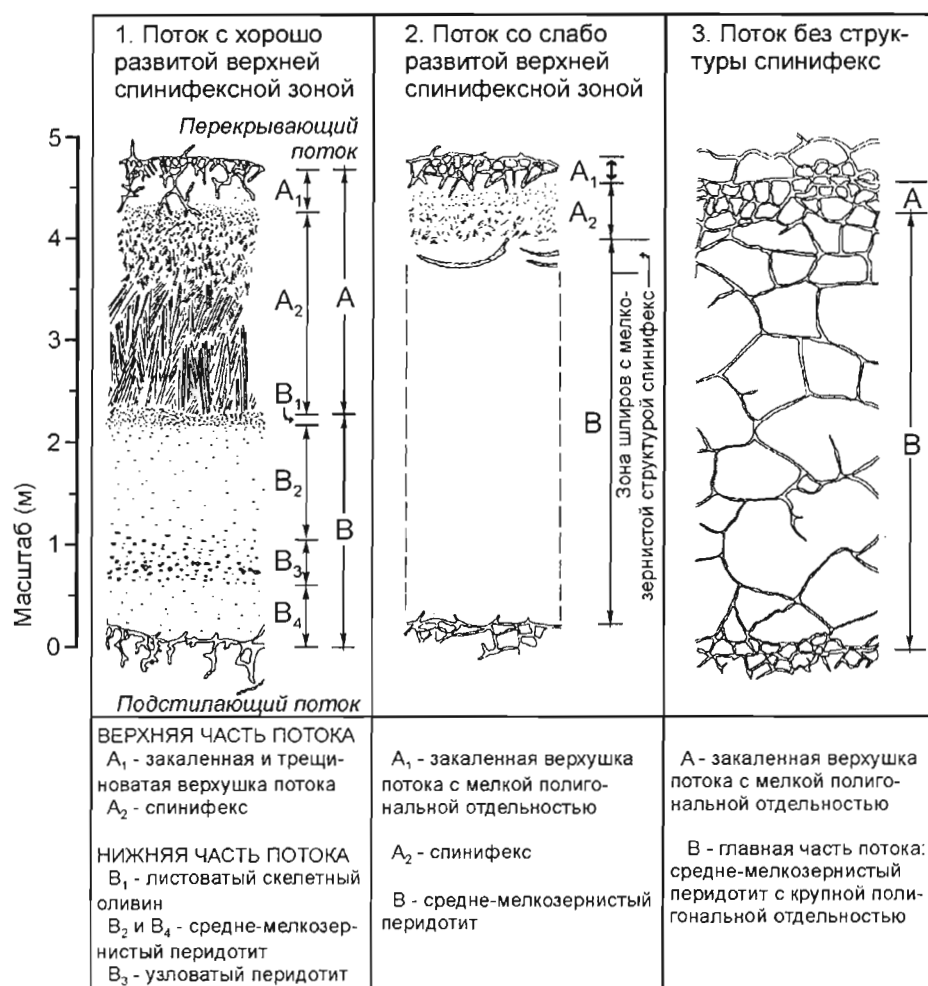


Рис. 3.3.

Вертикальные разрезы трех разновидностей потоков типа Манро, различающихся по степени развития структуры спинифекса (по Arndt et al., 1977)

Во многих областях коматитового магматизма развиты интрузивные фации коматитов, например, в куполе Эльдорадо к югу от г. Тимминс, Канада (Naldrett, 1964), но они изучены значительно хуже вулканических образований. Интрузивные тела обычно представлены неправильными линзами мезокумулятных или адкумулятных дунитов, которые окаймлены маргинальными ортокумулятными перидотитами. Некоторые интрузии несут сульфидное никелевое оруденение, например, силл Дюмонт в Квебеке, Канада (Duke, 1986; Brugmann et al., 1990).

Сульфидные месторождения известны во многих областях развития архейских коматитов: в Западной Австралии, Канаде (Онтарио), Зимбабве и Танзании. Наиболее экономически значимы и хорошо изучены месторождения Западной Австралии, локализованные в зеленокаменном поясе Уилуна-Норсемэн. Именно их описание приводится ниже в качестве примера.

### 3.1.2. Месторождения зеленокаменного пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия)

Зеленокаменный пояс Уилуна-Норсемэн находится в пределах Восточной золоторудной провинции, расположенной в восточной части архейского блока Елгарн. Он имеет длину около 800 км при ширине 200 км, занимая площадь, показанную на рис. 3.4 и распространяясь на расстояние 170 км далее к югу до района Форрестения. Он интерпретируется как рифтовая зона (Groves et al., 1984), ограниченная разломами. Пояс образован мафитовыми и ультрамафитовыми лавами, которые ассоциируют с фельзитовыми вулканитами и вулканическими осадочными породами пелито-псаммитовой структуры. Зеленокаменные породы подстилаются

гнейсами и мигматитами и расчленяются более поздними гранитоидами, которые тоже имеют архейский возраст. В современном структурном плане зеленокаменные породы распространены прерывисто (рис. 3.4). Представляется (Archibald et al., 1978; Platt et al., 1978), что пояс испытал раннюю складчатость, когда были сформированы структуры ССЗ простирания, включающие лежащие складки и шарьяжи, а затем складчатость с образованием субширотных структур. В результирующем тектоническом плане представлена серия бассейнов и куполов, ориентированных в ССЗ направлении.

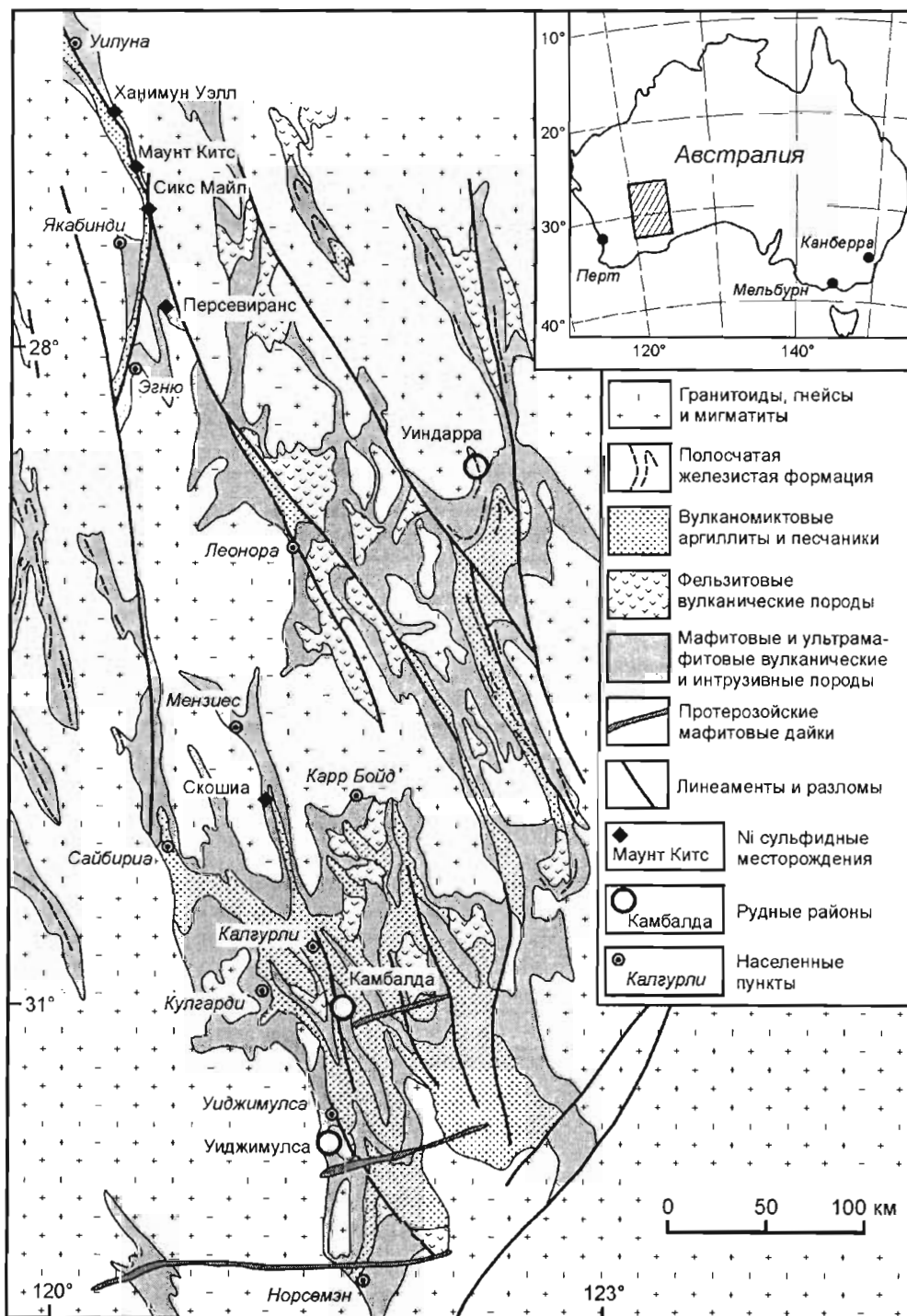


Рис. 3.4.

Геологическая карта района Уилуна-Норсемэн (блок Елгарн, Западная Австралия).  
По von Groenewald et al. (2000)

Рудные месторождения пояса Уилуна-Норсемэн подразделяются на две группы. Группа 1 включает рудные тела, локализованные в основании мезокумулатных дунитовых потоков. Они относительно невелики по запасам (обычно 1–5 млн тонн руды), но руды являются высокосортными, содержащими 1.5–3.5 вес% никеля. К их числу относятся месторождения рудного района Камбалда (Ross and Hopkins, 1975; Gresham and Loftus-Hills, 1981; Gresham, 1986) и купола Уиджкимулса (Fisher, 1979; McQueen, 1981). Группа 2 включает очень крупные (100–250 млн тонн руды) месторождения с низкими содержаниями Ni (около 0.6 вес.%). Оруденение здесь вкрапленное и ассоциирует с линзами дунитов, принадлежащими адкумулатной фации лавовых каналов. Примеры представляют месторождения Сикс Майл и Маунт Китс, расположенные вблизи фермы Якабинди (Burt and Sheppy, 1975; Naldrett and Turner, 1977; Hill et al., 1989; Hill et al., 1995). Свообразным является месторождение Персевиранс (ранее называвшееся Эгну), тоже расположенное вблизи Якабинди. Оно характеризуется отдельно после описания месторождений группы 2.

Заметим, что хорошо изученные месторождения других архейских коматиитовых провинций принадлежат группе 1 и обнаруживают много общего с Австралийскими месторождениями. Это иллюстрируется сравнением строения рудных тел Ланнон (Западная Австралия) и Алексо (Канада) на приведенном ниже рис. 3.11 и сравнением химического состава руд в табл. 3.3. Месторождения группы 2 в других провинциях не известны, хотя месторождение Ипок в Зимбабве имеет некоторое сходство с ними.

### 3.1.2.1. Месторождения группы 1: некрупные месторождения богатых руд, локализованные в основании лавовых потоков (пример рудного района Камбалда)

#### *Геология района*

Вулканическая природа месторождений, связанных с коматиитами, была впервые установлена Woodall and Travis (1969) именно в рудном районе Камбалда<sup>10</sup> в Западной Австралии. В июне 1983 года запасы руд этого района составляли 33.9 млн тонн при среднем содержании Ni 3.78 вес%; кроме того, в предыдущие годы было добыто 16.6 млн тонн руды при содержании Ni 3.13 вес% (Gresham, 1986). Отдельные рудные тела варьируют по размеру от очень мелких до содержащих более 5 млн тонн руды. Из 18 рудных тел, описанных Gresham and Loftus-Hills (1981), пять содержат более 2.8 млн тонн каждое, четыре – между 1.4 и 2.8 млн тонн и семь – менее 500 тыс тонн руды.

Рудные месторождения района располагаются по периферии купола Камбалда (рис. 3.5). Район сложен архейскими вулканическими и осадочными породами, которые интродуцированы архейскими гранитами, кислыми и средними порфиритами, мафитовыми дайками и силлами, а также протерозойскими мафитовыми дайками. Породы подверглись метаморфизму при температурах несколько выше 500° С и давлениях около 2.5 кбар (Barrett et al., 1977; Bavington, 1979).

Мафит-ультрамафитовые вулканические образования района Камбалда подразделяются на четыре толщи. Внизу залегают подушечные базальты Ланнон мощностью более 200 м; затем следует ультрамафитовая формация Камбалда, имеющая мощность до 1000 м. Она перекрывается подушечными коматиитовыми базальтами Девон Консулс. Выше залегает формация Паринга, представленная массивными базальтами, несколько более магнезиальными, чем коматиитовые базальты Девон Консулс.

Ультрамафитовая формация Камбалда, возраст которой, согласно Chauvel et al. (1985), составляет 2.7 млрд лет, подразделяется на две субформации: Силвер Лэйк внизу и Трайпод Хилл вверху. Рудные тела локализованы в нижней части субформации Силвер Лэйк. Gresham and Loftus-Hills (1981), хотя их работа появилась до того, как было произведено подразделение коматиитовых лав на фации, представили подробное описание коматиитовой толщи, исходя из которого ясно, что нижняя рудоносная часть разреза принадлежит мезокумулатной фации лавовых каналов. Удлиненные тела, отвечающие фации каналов, в плане разделены породами, представляющими обстановку "лавовой равнины" (ортокумулатная фация лавовых покровов); выше по разрезу следуют потоки типа Манро. Нижние потоки, сформированные в обстановке "лавовой равнины", обычно разделяются тонкослоистыми осадочными породами, состоящими из смеси кластического, туфогенного и химически осадочного материала (Gresham and Loftus-Hills, 1981). Состав этих пород свидетельствует, что в их формировании участвовали газовые эманации магмы (Bavington, 1981). Осадочные породы обычно отсутствуют там, где развиты руды, что объясняется ниже.

<sup>10</sup> Ранее, во время выхода работы Woodall and Travis (1969), этот район назывался Камбалда - Сейнт-Айве

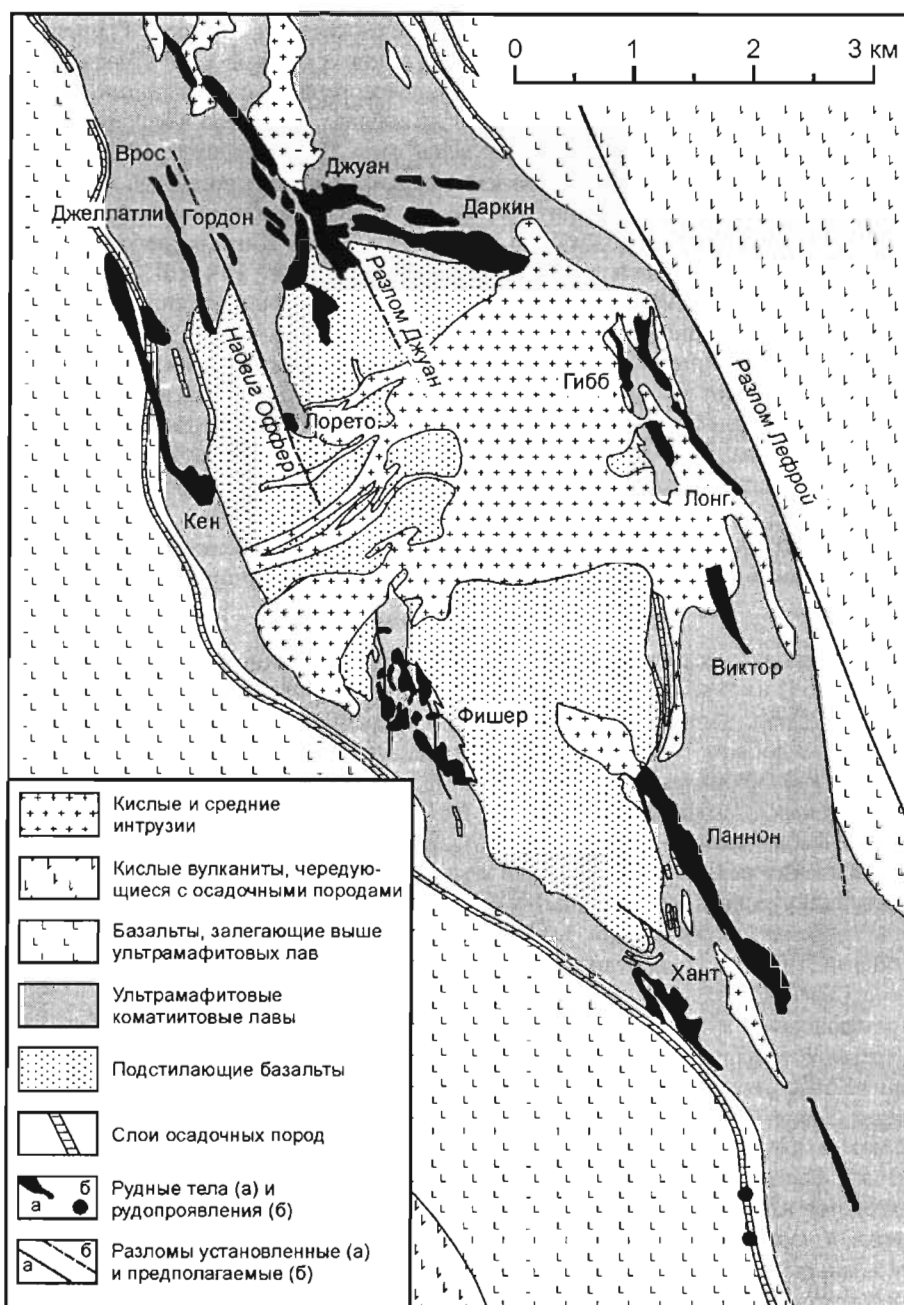


Рис. 3.5.

Геологическая карта купола Камбалда. Показаны распространенные на глубине рудные тела, спроектированные на горизонтальную поверхность. По Gresham and Loftus-Hills (1981)

#### Геохимия лав

В табл. 3.1 приведены петрохимические составы коматитовых и ассоциирующих базальтовых лав района Камбалда (с привлечением данных по районам Скошиа и Уаннавэй) на основе работ, опубликованных в 1981 г. На рис. 3.6 те же данные представлены на диаграмме  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ . Видно, что составы коматитовых пород сильно варьируют, особенно сильно различаются составы образцов из спинифексной части коматитовых потоков (зона А, см. рис. 3.3) и кумулатной части (зона В). Спинифексные породы всегда существенно менее магнезиальны. Что касается кумулатных пород, то ортокумулатные перидотиты из мало-мощных потоков, представляющих покровные фации на флангах рудоносных зон, имеют меньшее содержание  $\text{MgO}$ , чем мезокумулатные дуниты из фации лавовых каналов. Кумулатные породы районов Скошиа и Уаннавэй имеют несколько большую магнезиальность, чем породы района купола Камбалда.

**Петрохимические составы коматитовых и ассоциирующих базальтовых лав района Камбалда с привлечением данных по районам Скошня и Уаннавэй (вес%)**

№№ пп	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8**	9**	10*	11*	12*	13*	14*	15**
Порода	Б	Б	Б	Б	СК	СК	СК	СК	СК	КМП	КК	КК	КК	КК	КК
Район	К	К	С	С	К	К	К	С	У	К	К	К	К	С	У
Ссылка	1	1	3	3	1	1	1	3	2	1	1	1	1	3	2
SiO <sub>2</sub>	52.10	53.12	49.70	49.10	47.70	45.70	49.20	44.10	46.90	49.30	45.10	44.30	42.80	42.20	43.60
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.62	0.65	1.07	0.34	0.33	0.40	0.43	0.27	0.20	0.14	0.14	0.17	0.09	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.70	12.23	12.48	14.99	7.87	8.01	9.40	8.34	6.04	4.92	3.23	2.81	4.02	1.63	2.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.43	12.05	13.37		2.64	2.15	12.81	1.79	2.06			3.76	9.32	4.61
FeO	10.70	9.23			11.50	8.59	10.11		9.86	6.65	8.80	9.20	5.93		4.14
MnO	0.07	0.20	0.20	0.23	0.20	0.14	0.15	0.16	0.18	0.15	0.12			0.14	0.11
MgO	8.20	11.37	12.92	7.03	23.90	26.90	26.50	28.20	26.5	31.80	41.10	41.70	37.90	45.40	44.6
CaO	11.00	9.53	9.39	11.68	7.79	5.95	6.81	5.92	6.33	3.89	1.41	1.69	2.68	0.51	0.51
Na <sub>2</sub> O	2.10	1.53	2.22	2.21	0.15	0.12	0.22		0.11	0.11	0.06	0.03	0.06		<0.01
K <sub>2</sub> O	0.36	0.45	0.40	0.30	0.06	0.06		0.05	0.03	0.07	0.02	<0.01		0.02	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.07	0.08	0.10	0.08	0.02	0.03	0.43	0.03	0.02	0.05	<0.01	0.01	0.09	0.01
S		0.02			0.39	0.08	0.72			0.65	0.30		0.55		

Порода: Б – базальт; КК – кумулатный коматит зоны В лавовых потоков;

КМП – коматит маломощных потоков; СК – спинифексный коматит зоны А лавовых потоков

Район: К – Камбалда; С – Скошня; У – Уаннавэй

Ссылка: 1 – Gresham and Loftus-Hill (1981); 2 – McQueen (1981); 3 – Stolz and Nesbitt (1981)

Примечание: образцы № 6 происходят из того же потока, что образцы № 13;  
образец № 9 – из того же потока, что образец № 15

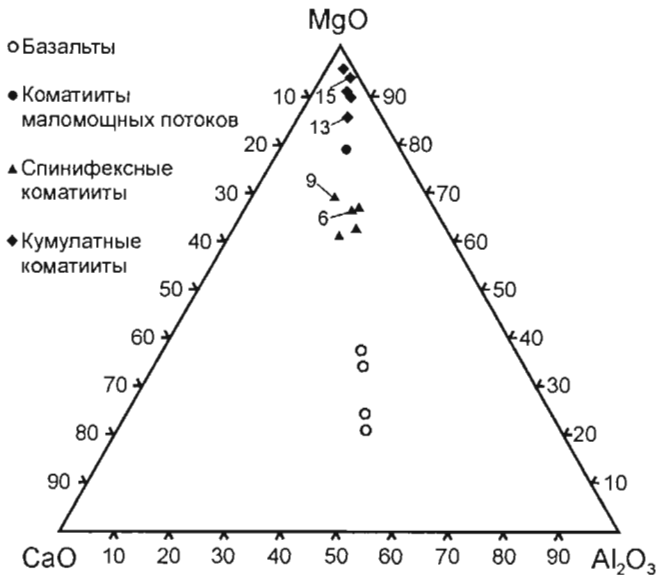


Рис. 3.6.  
Диаграмма MgO – CaO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (вес%), где показаны составы коматитовых и ассоциирующих базальтовых лав района купола Камбалда с привлечением данных по районам Скошня и Уаннавэй (по анализам, представленным в табл. 3.1). Цифрами (согласно табл. 3.1) отмечены составы коматитовых пород, представляющие разные зоны одних и тех же потоков

\* Средние составы  
\*\* Отдельные образцы

**Некоторые геохимические особенности коматитов  
рудного района Камбалда (по Leshar and Arndt, 1995)**

Субформация	Фация	Зона потока	MgO (вес%)	TiO <sub>2</sub> (вес%)	Fo в оли-вине	Cr (ppm)	Zr (ppm)	Zr/Y	La/S m	εNd
Силвер Лэйк	Мезокумулятная фация лавовых каналов (рудная обстановка)	A	20–32	0.3–0.53		1280–3670	15–27	1.8–2.2	0.4–0.7	+1.8 до +5.4
		B	40–45 (максимум 50)		90–94					
	Ортокумулятная фация лавовых потоков	A	12–21	0.4–0.5		424–1810	24–34	2.6–3.9	0.6–1.0	
		B	35–40 (максимум 45)		89–91					
Трайпод Хилл	Ортокумулятная фация лавовых потоков и Манро	A	15–32 (обычно <26)	0.4–0.5		2500–4020	14–31	2–3	0.6–0.8	+2.7 до +4.7

Более современная геохимическая характеристика вулканических образований представлена в работах Leshar and Groves (1984), Arndt and Leshar (1992) и Leshar and Arndt (1995). В табл. 3.2, заимствованной из последней работы, приведены некоторые данные, касающиеся коматитовых пород. Leshar and Arndt (1995) заметили, что рудоносные породы субформации Силвер Лэйк, образованные в лавовых каналах, кристаллизовались из наиболее магнезиальной магмы и имеют наименьшую степень контаминированности коровым материалом. Лавы, представляющие фации покровов, окаймляющих каналы, местами существенно контаминированы и включают зоны, где отчетливо устанавливаются признаки расплавления и поглощения подстилающих осадочных пород. Лавы вышележащей субформации Трайпод Хилл контаминированы еще больше. Если рассматривать совместно с коматитовой толщей подстилающие базальты Ланнон и перекрывающие базальты Девон Консулс и Паринга, то получается, что степень коровой контаминации увеличивалась со временем. Это может быть связано с возрастающим прогревом магматических проводников. Обсуждая причину разной степени контаминированности стратиграфически эквивалентных фаций лавовых каналов и покровов субформации Силвер Лэйк, Leshar and Arndt (1995) предложили следующее объяснение. В покровах, по их мнению, представлены более ранние порции магмы, которые контаминировались, вступая в контакт со стенками магматического проводника и субстратом, по которому текла магма. В пределах каналов первоначально тоже находилась контаминированная магма, но течение лавы продолжалось там и после того, как окружающие фации покровов закристаллизовались; ранняя контаминированная магма была вытеснена из каналов и заменена свежей, менее контаминированной.

*Рудные месторождения*

**Геологическая позиция рудных тел.** В районе Камбалда выделяются три типа руд, различающиеся по геологическому положению. 1. Контактные руды, развитые в основании наиболее нижнего коматитового потока на контакте с подстилающими базальтами. 2. "Висячие руды" (hanging wall ore), которые, в большинстве случаев, развиты в основании второго потока, реже внизу третьего потока коматитовой толщи. Зоны оvoidной (blebby) вкрапленности, иногда развитые внутри базального лавового потока, тоже относятся к висячим рудам. 3. Офсетные руды. Это тектонически смещенные руды типа 1 или 2, залегающие в несвойственной для них геологической позиции.

Контактные руды составляют 77 % общих запасов рудного района Камбалда (включая извлеченные), висячие руды – 18 % и офсетные руды – 5 % (по материалам Gresham, 1986). Контактные руды приурочены к депрессиям (называемым трогами) на границе нижнего коматитового тела с подстилающими базальтами. Троги представляют собой узкие, удлиненные впадины (отношение длины к ширине примерно 10:1) глубиной от нескольких метров до 100 м, которые обычно ориентированы в ССЗ направлении. Типичный пример строения трога показан на рис. 3.7.

\* Зона потока: А - спинифексная или закаленная верхушка потока; В - кумулатная

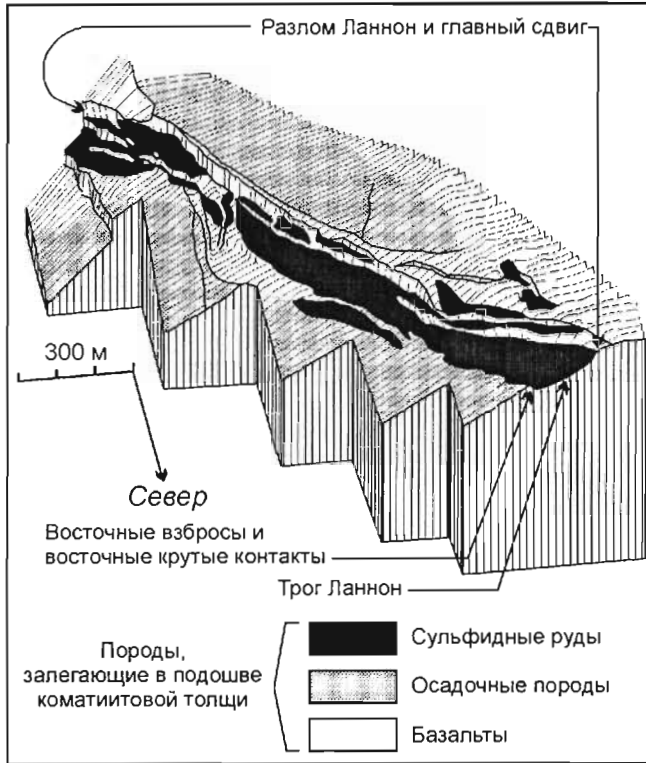


Рис. 3.7.

Трехмерное изображение рудоносной структуры Ланнон (по Gresham and Loftus-Hills, 1981)

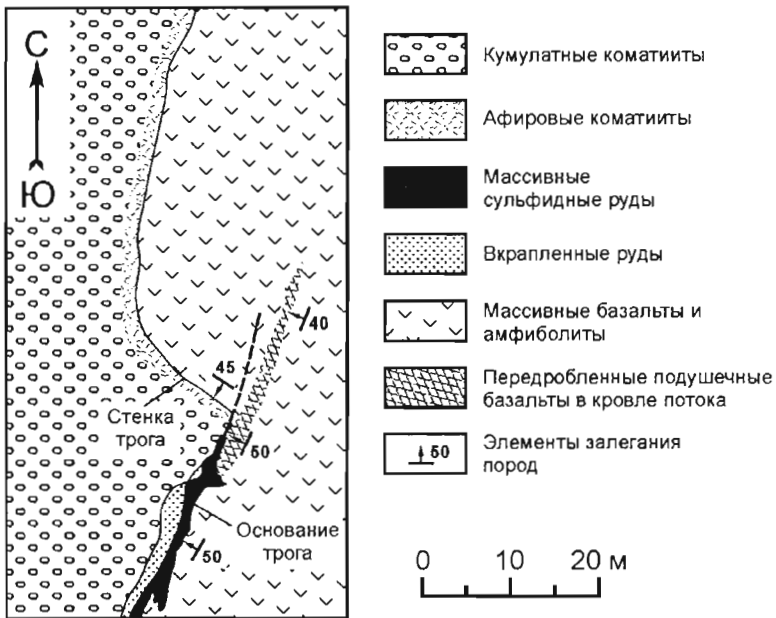


Рис. 3.8.

План, показывающий геологическую позицию рудного тела Джуан-В у его северного выклинивания (по Leshner, 1990). Рудное тело контролируется здесь передробленными подушечными лавами, залегающими в кровле базальтового потока

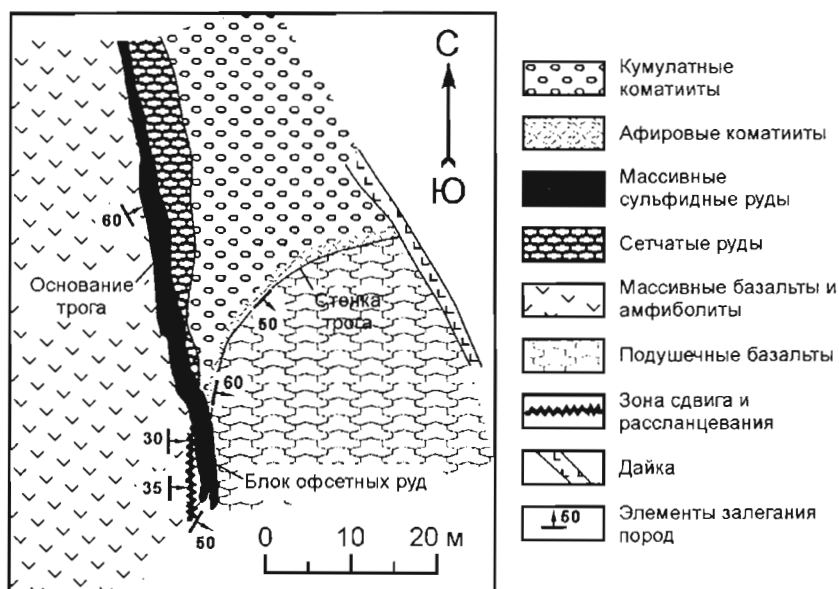


Рис. 3.9.

Геологическая позиция верхнего рудного тела Ланнон у его южного выклинивания на 4-м горизонте (план). Ниже рудного тела залегают массивные, а выше его – подушечные базальты. По Leshar (1990)

Прежде считалось, что границами трогов являются крутопадающие взбросы или сбросы. Ross and Hopkins (1975) заметили, что "пограничные разломы" смещают нижний контакт базальтового коматитового потока в большей степени, чем верхний. На этом основании они предположили, что разломы могли быть активными в течение формирования потока. Позднее Gresham and Loftus-Hills (1981), используя материалы бурения, установили, что на северо-западе рудного тела Фостер ниже троговой структуры внутри базальтовой толщи находятся осадочные слои, которые не смещены разломами. Это может свидетельствовать, что троговые понижения топографической поверхности, образованными до или во время накопления коматитов, и не имеют отношения к разрывной тектонике. Leshar (1983) представил целую серию наблюдений, свидетельствующих против тектонической природы трогов: 1) имеются случаи, когда горизонты брекчий и контакты между подушечными и массивными базальтами в основании трогов не обнаруживают смещения (рис. 3.8); 2) структура коматитовых лав, непосредственно контактирующих с базальтовыми стенками трогов, отличается от их структуры у основания трогов (рис. 3.8 и 3.9); 3) коматиты у краев трогов менее магнезиальны, чем у основания; 4) в эндоконтактах тел массивных сульфидов, контактирующих с базальтами, развит скелетный феррохромит (рис. 3.10), что свидетельствует о закалке сульфидного расплава.

Висячие руды, как уже говорилось, развиты в трех нижних коматитовых потоках. Обычно они находятся там, где в базальном потоке имеются массивные руды. В латеральном направлении висячие руды могут переходить из коматитов в контактирующие с ними осадочные породы. Рудовмещающие осадочные породы, в некоторых случаях, сами содержат сульфиды никеля, что объясняется ниже. Висячие руды, являясь вкрапленными, обычно имеют низкие валовые содержания Ni, но в самих сульфидах содержания Ni выше, чем в контактовых рудах (Gresham, 1986).

Офсетные руды встречаются вблизи сдвигов. В них представлены сульфиды, которые были смещены в результате тектонических движений. Эти руды, хотя они образовывались в основании или между коматитовыми потоками, после смещения оказались в нетипичной позиции внутри коматитовых потоков или внутри базальтовой толщи (один из примеров показан на рис 3.9).

**Текстурные типы руд.** На рис. 3.11 приведен типичный разрез контактового рудного тела Ланнон (для сравнения, чтобы показать большое сходство между коматитовыми месторождениями различных регионов мира, представлен также разрез рудного тела Алексо в Онтарио, Канада). В основании тела Ланнон залегают массивные руды, из которых в подстилающие породы между подушками базальтов проникают прожилки сульфидов, обычно обогащенных Cu. Массивные руды, как правило, имеют полосчатую текстуру, что обусловлено присутствием линз пентландита (мощностью до 1 см, длиной до 10 см). Эти линзы, как представляется, образовались в результате разложения *mss* при низких температурах и росли в направлении, соответствующем полю давления. В массивных рудах могут быть представлены также полосовидные выделения пирита мощностью до 30 см. Массивные руды обычно деформированы: вдоль рудных тел наблюдаются раздувы и утонения, то есть руды могли быть ремобилизованы и смещены на небольшое расстояние в связи со стрессом.



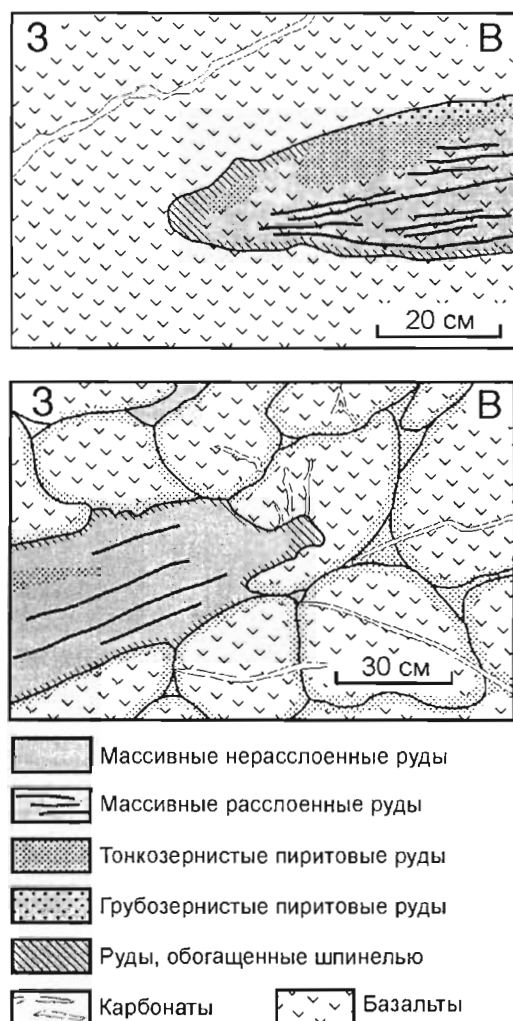


Рис. 3.10.

Зарисовки, сделанные в подземных горных выработках, показывающие выклинивание рудного тела Джуан-В при залегании в массивных базальтах (верхний рисунок) и в подушечных базальтах (нижний рисунок). В обоих случаях в эндоконтакте руд развит скелетный феррохромит. По Leshar (1990)

Массивные руды с резким контактом перекрываются сетчатыми рудами (местные геологи называют их матричными), в которых сульфиды обволакивают зерна оливина. Эти руды, в свою очередь, вверх резко сменяются бедновкрапленными рудами. Контакты между рудами разных текстурных типов обычно параллельны друг другу - представляется, что первоначально они были горизонтальными. В основании массивных и сетчатых руд (иногда и внутри массивных руд) наблюдается обогащение шпинелью (богатой хромом, бедной Mg и Al).

Всякие рудные тела в основном образованы сетчатыми и вкрапленными рудами, хотя в некоторых месторождениях представлены участки массивных руд. Иногда встречаются необычные спинифексные руды, в которых сульфиды замещают (или вытесняют) силикатную матрицу между пластинами оливина в спинифексной зоне подстилающего коматитового потока.

Между сульфидными рудами и слоями осадочных пород, встречающихся в вулканической толще, существуют отчетливые антитетические соотношения - там, где развиты одни, другие отсутствуют. Это иллюстрируется приведенным выше рис. 3.7 и данными по району рудных полей Джуан и Даркин (рис. 3.12), представленными в работе Marston and Kay (1980). Однако, в некоторых местах оруденение переходит в осадочные образования, в частности, у месторождения Джэн (его расположение показано на рис. 3.13), где некоторые осадочные породы даже обрабатывались в качестве руд. Представляется, что сульфиды входили там в осадочный материал (или замещали его), проникая вдоль трещин и плоскостей

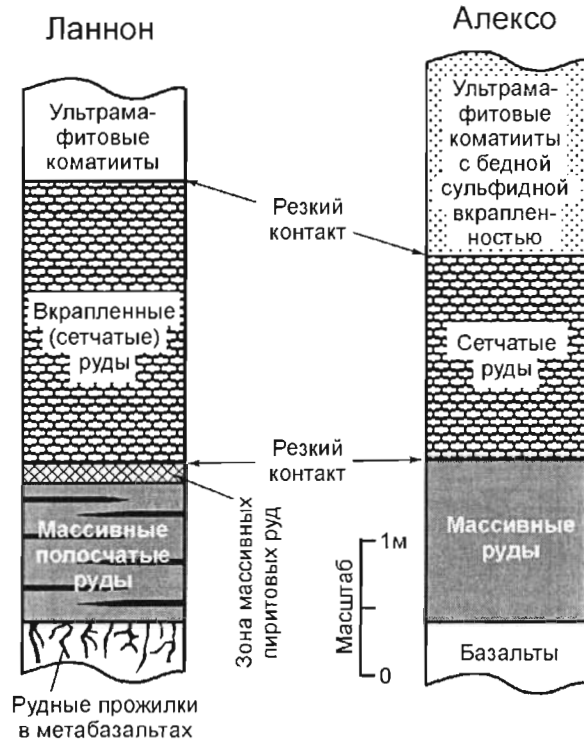


Рис. 3.11.

Типичный вертикальный разрез рудного тела Ланнон (Камбалда) в сравнении с разрезом рудного тела Алексо (Онтарио, Канада). По Naldrett (1973)

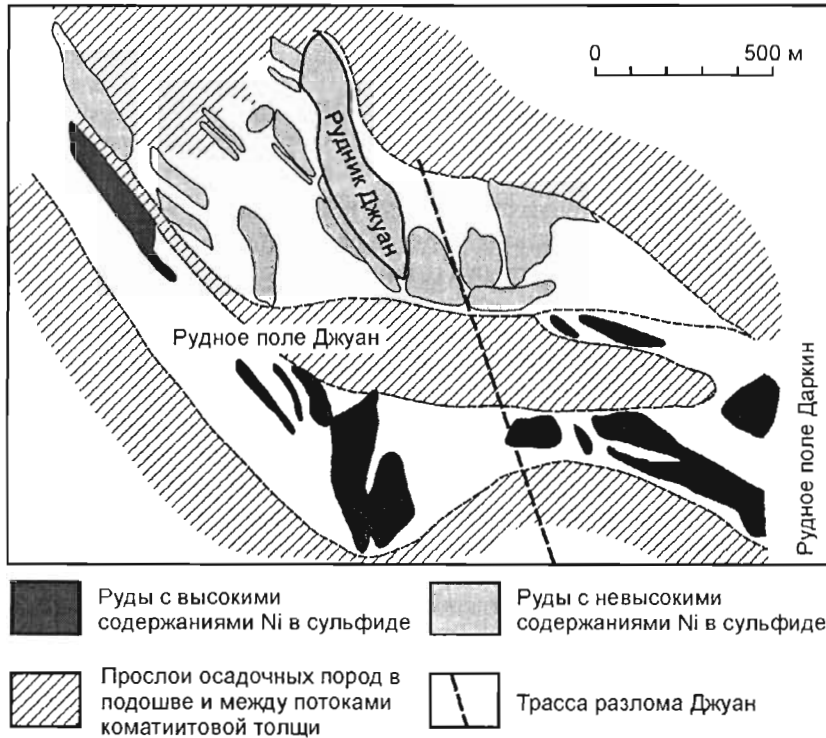


Рис. 3.12.

Реконструкция распространения осадочных пород внутри коматиитовой толщи и в ее подошве в районе рудных полей Джуан и Даркин. По Marston and Kay (1980)

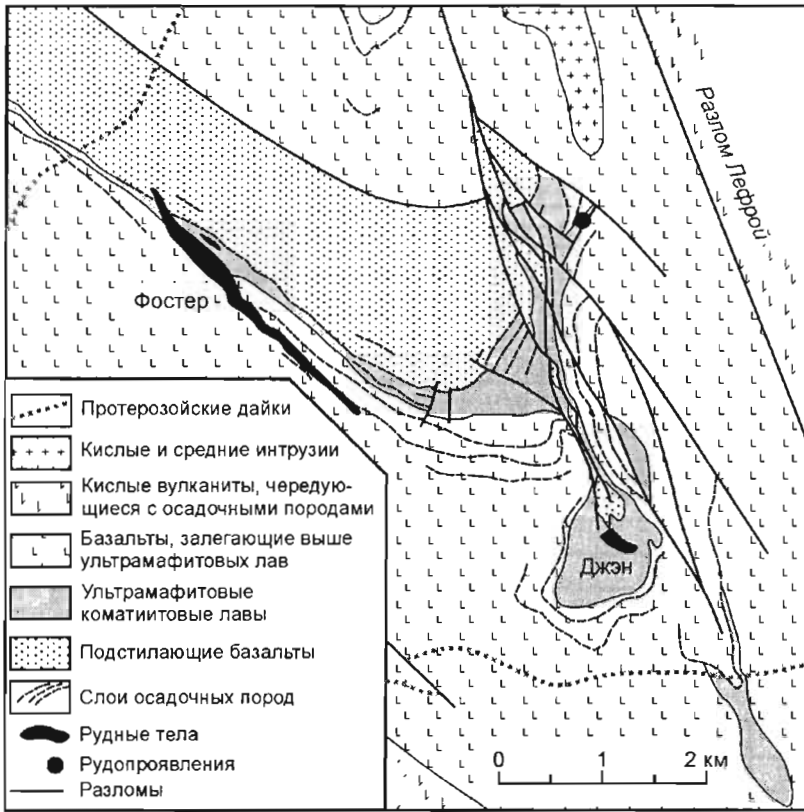


Рис. 3.13.

Геологическая карта южной части рудного района Камбалда у рудных тел Фостер и Джэн.  
По Groves and Leshner (1982)

отдельности в породах. На основе полевых наблюдений можно было бы предполагать, что наполнение рудным веществом происходило в результате простого просачивания сульфидной магмы в ороговикованные осадочные породы. Такое предположение согласуется с экспериментальными данными: известно, что сульфидные жидкости имеют необыкновенно высокую смачивающую способность, контактируя с кремнистым стеклом. Однако, чрезвычайно высокое отношение Pd/Ir в рудах осадочных пород, по сравнению с обычными массивными рудами, свидетельствует, что процесс был более сложным. Paterson et al. (1984) высказали мнение, что сульфиды, развитые в осадочных породах, были обогащены Ni, Pd и некоторыми другими элементами в результате диффузии и гидротермальной мобилизации рудных элементов из магматических руд в течение метаморфизма. В свете современных данных о фракционной кристаллизации сульфидных расплавов (Naldrett and Pessaran, 1992; Naldrett et al., 1994a,c; Stekhin, 1994), высокое отношение Pd/Ir может быть связано с тем, что в осадочные породы просачивался фракционированный сульфидный расплав, из которого ранее кристаллизовался *mss*.

Другим примером, где рудная минерализация развита в осадочных породах, является группа месторождений Уиндарра. Большая часть развитых там массивных руд ассоциирует с линзами высокомагнезиальных коматитов, и, как предполагал Schmulian (1984), руды отделились из этих линз. Однако, он же писал, что некоторые рудные тела представляют собой "небрекчированные эквиваленты безникелистых сульфидосодержащих (фаций) полосчатой железистой формации без признаков дополнительного поступления сульфидов". Изотопный состав серы согласуется с осадочным происхождением сульфидов в этих телах, а наблюдаемое отношение S/Se требует значительного вклада осадочной серы (Seccombe et al., 1977). Schmulian (1984) предположил, что промышленная минерализация данного типа развилась благодаря диффузии Ni и Cu из соседних магматических руд в бедные никелем сульфидосодержащие фации железистой формации.

Ведущими рудными минералами в месторождениях Камбалды, в порядке уменьшения их относительного содержания, являются: пирротин, пентландит, пирит, оксиды (магнетит и хромит), халькопирит, миллерит и виоларит. Пирротин и миллерит, как это и предполагается фазовой системой Fe-Ni-S, совместно не встречаются. Химический состав руд приводится в таблице 3.3, из которой видно, что средние содержания Ni в месторождениях Камбалды варьируют в пределах 1.9–4.2 вес%, Cu – 0.12–0.26 вес%, Co – 0.024–0.068. Отношения Ni/Cu меняются от 11.4 до 16.4. Среди ЭПГ преобладает Pd, отношения Pd/Pt в большинстве месторождений составляют 1.0–2.2.

**Месторождения, связанные с коматиитами**

Таблица 3.3

**Средние химические составы руд месторождений, связанных с коматиитами**

Район Месторождение	Кол- во проб	S	Ni	Cu	Co	Pd	Pt	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Ni/ Cu	Pd/ Pt	Ссыл ка
<b>Архейские коматииты</b>															
<b>Западная Австралия, рудный район Камбалда</b>															
Фишер	*	4.67	1.89	0.12	0.033	246	204	38	109	27	61	694	16.2	1.21	3
Джуан	*	10.75	3.82	0.26	0.066	513	488	87	282	66	150	155	15.0	1.05	3
Даркин	*	5.50	2.74	0.20	0.044	461	312	75	229	51	119	104	13.4	1.48	3
Ланнон	*	7.05	2.44	0.19	0.049	362	298	47	130	37	80	855	12.7	1.21	3
Кен	*	5.50	2.05	0.18	0.041	312	181	45	132	32	72	66	11.4	1.73	3
Джэн	*	5.00	2.44	0.18	0.037	488	223	59	156	34	76	71	13.5	2.19	3
Хант	*	10.70	3.01	0.23	0.068	364	374	57	221	52	95	1285	13.1	0.97	3
Макман	*	8.10	2.49	0.19	0.049	333	166	56	186	46	85	74	12.9	2.01	3
Карнелиа Хилл	*	7.90	4.17	0.25	0.024	699	325	97	306	91	167	68	16.4	2.15	3
<b>Канада, провинция Онтарио</b>															
Алексо	33	14.42	2.45	0.16	0.059	1 108	423	60	118	14	22	108	15.0	2.62	4
Участок Дандоналд	20	1.65	1.56	0.02	0.041	243	227	34	108	23	25	60	65.1	1.07	8
Харт	8	9.55	0.89	0.03	0.026	141	58	19	42	11	13	18	32.3	2.44	5
Рудник Текмонт	17	2.65	1.93	0.08	0.051	243	140	31	148	26	43	68	24.1	1.74	5
Лангмюр, рудни- ки №№ 1 и 2	42	19.50	6.52	0.26	0.130	606	322	100	321	103	172	48	25.1	1.88	5
<b>Зимбабве</b>															
<b>Рудник Ипок</b>															
Вкрапленные руды	5	1.48	1.32	0.07	0.021	404	183	51	137	20	22	31	17.9	2.20	8
Массивные и богато- вкрапл. руды	14	22.49	13.15	0.20	0.170	786	357	926	3 115	369	404	93	64.8	2.20	8
<b>Рудник Шангани</b>															
Вкрапленные руды	5	1.42	0.79	0.06	0.020	244	102	25	60	8	10	14	14.1	2.39	8
Массивные ру- ды	15	31.60	11.36	0.65	0.137	2 104	613	602	929	88	84	29	17.4	3.43	8
<b>Рудник Троджен</b>															
Вкрапленные руды	18	1.72	0.78	0.07	0.020	128	77	18	55	11	12	8	11.4	1.66	8
Массивные руды	11	26.10	7.58	0.75	0.154	1 593	621	252	769	105	113	128	10.1	2.57	8
<b>Протерозойские коматииты</b>															
<b>Рудный район Рэглэн, Канада</b>															
Доналдсон Западный	23	14.49	6.01	1.34	0.094	4 626	1 327	360	967	154	175	152	4.5	3.49	2
Катинник	23	16.07	4.49	1.23	0.087	2 895	1 409	253	518	91	137	92	3.6	2.05	2
<b>Никеленосный пояс Томпсон, Канада</b>															
Пайп-2	25	32.20	3.32	0.13	0.151	99	44	28	180	46	88	49	24.7	2.26	1
Бакко	23	2.01	1.51	0.20		407	138	29	75	25	48	16	7.6	2.94	7
Томпсон	28	27.45	6.34	0.29	0.094	1 357	253	116	182	82	105	108	21.6	5.35	6

Содержания S, Ni, Cu, Co – вес%; Pd, Pt, Rh, Ru, Os, Ir, Au – мг/г.

Ссылки: 1 – Hofmann et al. (1979); 2 – Naldrett and Duke (1980); 3 – Эти данные были опубликованы в работе Cowden et al. (1986) в виде составов, пересчитанных на 100-процентный сульфид. Анализы ЭПГ выполнены в лаборатории Университета Торонто для обобщенных рудничных проб. Обобщенные пробы составлялись из материала, отбирившегося из каждой вагонетки, выходящей из рудника в течении двух шестимесячных периодов в 1980 - 82 гг.; 4 – Barnes and Naldrett (1986); 5 – Barnes and Naldrett (1987); 6 – Bleeker (1990); 7 – Good and Naldrett (1993); 8 – Неопубликованные материалы автора

### Модель формирования рудных тел

Почти в каждом месторождении рудного района Камбалда наблюдается следующее. 1. Руды обычно находятся в основании коматитовых потоков. 2. Существует тесная пространственная связь между массивными и сетчатыми рудами; в относительно слабо деформированных зонах сетчатые руды перекрывают массивные. 3. Контакты между текстурными типами руд являются резкими, и, если нет значительных деформаций, они параллельны основанию коматитового потока. Из этих простых взаимоотношений вытекает, что сульфиды имеют магматическое происхождение. Naldrett (1973) предположил, что основные особенности руд могут быть объяснены аналогией с бильярдными шарами в сосуде с двумя жидкостями – ртутью и водой (рис. 3.14). Бильярдные шары плотнее воды, но плавают в ртути. Некоторые из шаров погружаются вниз под весом шаров, находящихся выше, и пространство между ними заполняется ртутью. Массивные руды могут быть аналогом чистой ртути, сетчатые руды – это ртуть между бильярдными шарами, а вышележащие кумулатные коматиты (безрудные или слабооруденелые) представляют бильярдные шары в воде.

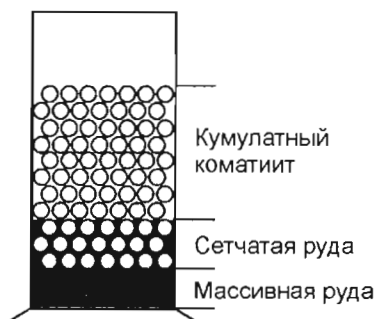


Рис. 3.14.

Модель "бильярдных шаров". По Naldrett (1973), с изменениями

Leshner et al. (1984) обратили внимание, что рудоносные вулканические потоки имеют значительную длину при небольшой ширине. Исходя из морфологии потоков, вулканический комплекс района Камбалда можно сравнивать с вулканами, подобными Моуна Лоа (Гавайские острова). Leshner et al. (1984) заметили также, что в богатых MgO потоках имеются горизонты, где зерна кумулатного оливина ориентированы поперек расслоенности пород. Этот факт указывает, что оливин в таких потоках не представляет фенокристаллы, он кристаллизовался *in situ* из вышележащей движущейся магмы.

Huppert and Sparks (1985b) показали, что течение коматитовой магмы было, вероятно, турбулентным. В связи с этим тепловой поток, направленный к подстилающим базальтам, мог быть примерно на порядок выше, чем в случае ламинарно текущей магмы. Столь интенсивный тепловой поток неизбежно должен вызвать сильную термальную эрозию базальтов. На расстоянии нескольких километров от эруптивного центра, где температура лавы около 1600° С, глубина врезания составит несколько метров в день. На удалении несколько десятков километров темп врезания снизится до нескольких десятков сантиметров в день. Huppert and Sparks (1985b) предположили, что трогги, контролирующее размещение сульфидных руд, образовывались в результате термальной эрозии под каналами лавовых протоков и что часть серы сульфидных руд была поглощена из подстилающих осадочных пород.

Frost and Groves (1989) заметили, что над краями трогов, вблизи кровли коматитовых потоков, имеющих спинифексную верхнюю часть, встречаются "глазки" фельзитового материала, богатого SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O. Они высказали мнение, что образование "глазков" было связано с плавлением осадочных пород, залегающих между потоками. Изотопное изучение Pb в материале "глазков" (McNaughton et al., 1988) подтвердило такую интерпретацию. Leshner and Groves (1986) привели доводы в пользу того,

что значительная часть серы в коматититовых рудах происходит из осадочных пород. Во-первых, коматититовая магма вряд ли могла достичь сульфидного насыщения вблизи поверхности. Во-вторых, различия в содержаниях металлов между разными месторождениями и внутри отдельных месторождений лучше всего объясняются отношением массы сульфидов к массе магмы, с которой они реагировали и уравнивались (согласно Campbell and Naldrett, 1979), а это определяется разной степенью ассимиляции серы. Идеи о значительном участии матернала вмещающих пород, попавшего в коматититовую магму в течение подъема и при движении магмы по поверхности, подтверждается данными Arndt and Jenner (1986). Согласно их расчетам, геохимия РЗЭ и Sm-Nd системы коматититовой магмы лучше всего согласуется с моделью, предполагающей, что магма ассимилировала около 8 вес% подстилающих осадочных пород. С другой стороны, базальты, залегающие внутри толщи коматититов и непосредственно перекрывающие коматититы, показывают признаки предварительной контаминации гранитами верхней коры.

Таким образом, представляется очень вероятным, что трог района Камбалда были образованы в результате термальной эрозии. Если это так, то руды должны содержать некоторую часть серы из осадочных сульфидов. Не столь ясно, был ли вклад внешней серы существенным и могли ли промышленные месторождения образовываться без добавления внешней серы.

На основе идей, обсуждавшихся выше, и используя данные, представленные в работе Leshner et al. (1984), автор предлагает модель, приведенную на рис. 3.15. Данная модель, в частности, нацелена на объяснение различий между обстановками формирования рудоносных и безрудных коматититов, описанными в работе Gresham and Loftus-Hills (1981). На рисунке приведены семь поперечных разрезов, отображающих последовательность событий при развитии лавового потока, русловой канал которого приурочен к трог, выработанному в базальтовой поверхности. Показанный трог имеет крутые стенки, что согласуется с экспериментами Sparks and Huppert (Sparks, личное сообщение 1984), изучавших воздействие потока горячей воды на поверхность, сложенную воском. В некоторых их экспериментах с длительно действующими потоками образовывались эрозионные каналы со стенками, имеющими входящие (gentran) углы, конфигурация которых очень напоминает конфигурацию стенок трогов в районе Камбалда. Имеется в виду (это хорошо выражено в Камбалде), что трог ориентированы поперек регионального наклона поверхности.

В течение первого извержения коматититов в базальтовом субстрате был выработан трог. Магма заполнила его и вышла на некоторое расстояние за борта, где образовала "намывы" (рис. 3.15-1), которые затвердели, частично в виде лавы пахоэхэ (волнистой лавы). Сульфиды, отседавшие из лавы, сконцентрировались в неровностях у основания канала. Когда извержение прекратилось и уровень лавы упал (рис. 3.15-2), на берегах канала остались пологие "береговые валы", а в его "русле", выше затвердевших сульфидов, образовался затвердевший перидотит, над которым сохранялся жидкий перидотит, перекрытый твердой коркой.

Возобновление извержений (рис. 3.15-3) привело к новому течению лавы вдоль канала, ограниченного образованными ранее береговыми валами. Продолжение термальной эрозии подстилающих базальтов предотвращалось тугоплавким перидотитом, бронировавшим днище канала. Выход лавы за пределы канала нарастил береговые образования. Местами прорыв лавы через береговые валы привел к образованию протяженных фланговых потоков, направленных под некоторым углом к главному "руслу", и это вело к образованию лавовых равнин (см. рис. 3.1). Подпрудивание потоков между береговыми валами соседних лавовых рек и их собственными береговыми образованиями вело к кристаллизации магмы в статических условиях. Turner et al. (1986) доказывали, что при турбулентном течении коматититовой лавы сверху потока могла образовываться только тонкая затвердевшая корка, а хорошо развитая структура спинифекс могла формироваться лишь тогда, когда лава прекращала движение. Отсюда предполагается, что подпрудивание потоков, ответвившихся от главного канала, вело к появлению стационарной обстановки, необходимой для развития структуры спинифекс. В коматититах ответвившихся потоков спинифексная структура развита много лучше, чем в коматититах, образованных в главном лавовом канале.

Возможно, что в некоторых случаях при возобновлении извержений течение магмы сначала возобновлялось в "лаво́й трубе" под закаленной коркой предыдущего извержения (см. рис. 3.15-2), так что эта корка становилась кровлей второго потока. Сульфиды, отсевавшие из второго потока, будут ложиться на затвердевший перидотит первого потока (рис. 3.15-3), образуя рудные тела, которые выглядят как залегающие внутри потока. За прекращением второго извержения, что сопровождалось падением уровня магмы в канале, мог последовать достаточно длительный период покоя, и это способствовало более полному затвердеванию продуктов второго извержения (рис. 3.15-4).

При последующем извержении лавовый поток тоже следовал по прежнему каналу, разлив лавы перекрывал предыдущие образования. Сульфиды, отсевавшие из продуктов третьего извержения, сформировали рудную зону, четко приуроченную к границе между потоками (рис. 3.15-5). Лава, прорывавшаяся из главного канала, наращивала образования боковых потоков.

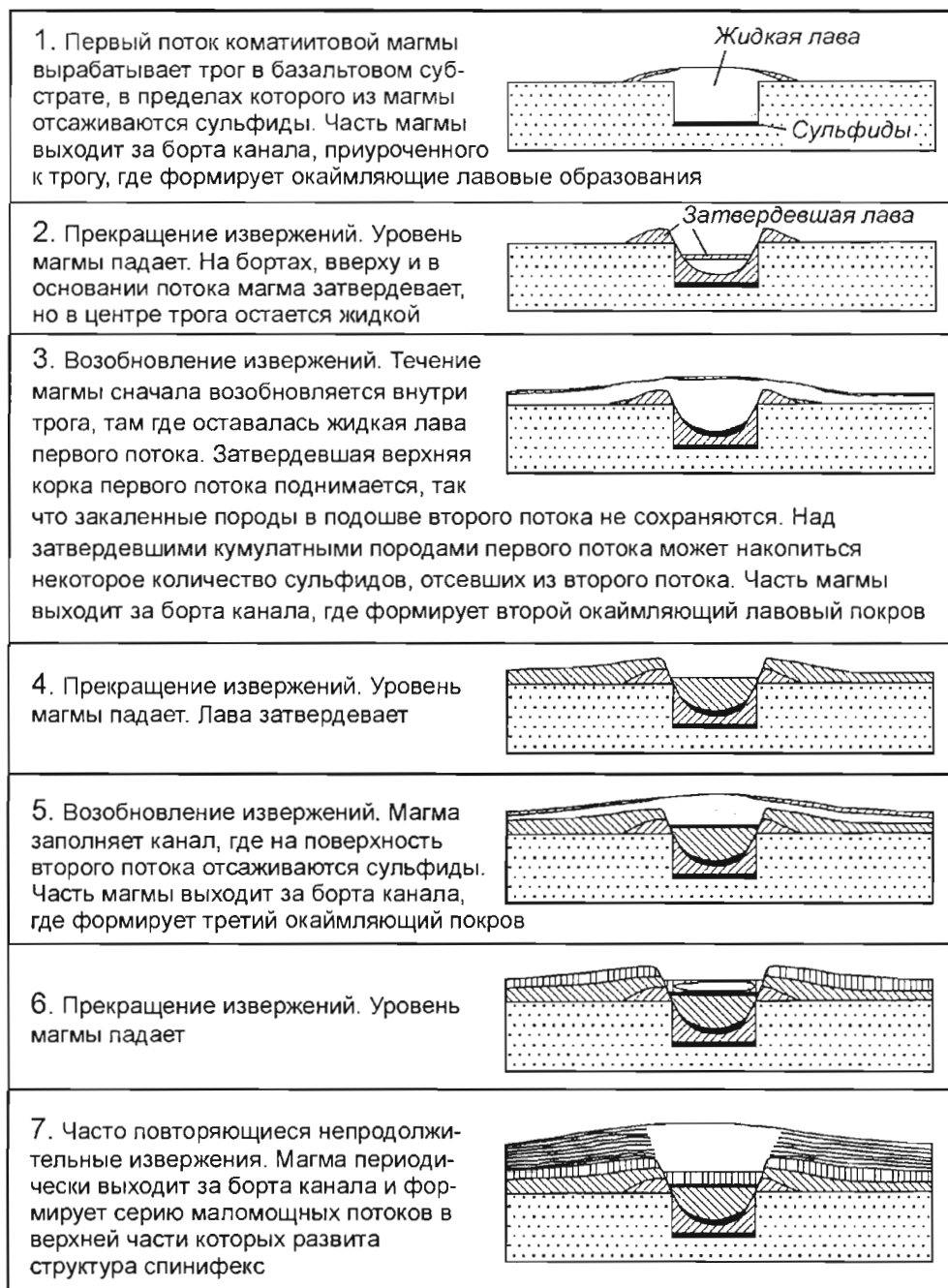


Рис. 3.15.

Модель развития рудоносных коматиитов в районе Камбалда

Очень вероятно, что на некотором удалении от горячей зоны над лавовым потоком происходило накопление хемогенных и кластогенных осадков, между потоками образовывались прослои осадочных пород, характерные для безрудной обстановки. Отсутствие таких пород над лавовыми каналами объясняется, по-видимому, с одной стороны, термальной эрозией и, с другой стороны, турбулентностью морской воды над горячими зонами в период между извержениями.

После очередного прекращения вулканической активности и снижения уровня магмы в лавовом канале (рис. 3.15-6) произошли новые извержения с образованием серии потоков, затоплявших берега. При этом формировались маломощные потоки (рис. 3.15-7) со структурой спинифекс у кровли, что характерно для верхней части коматиитовой толщи безрудных площадей района Камбалда.

Месторождения, связанные с коматитами

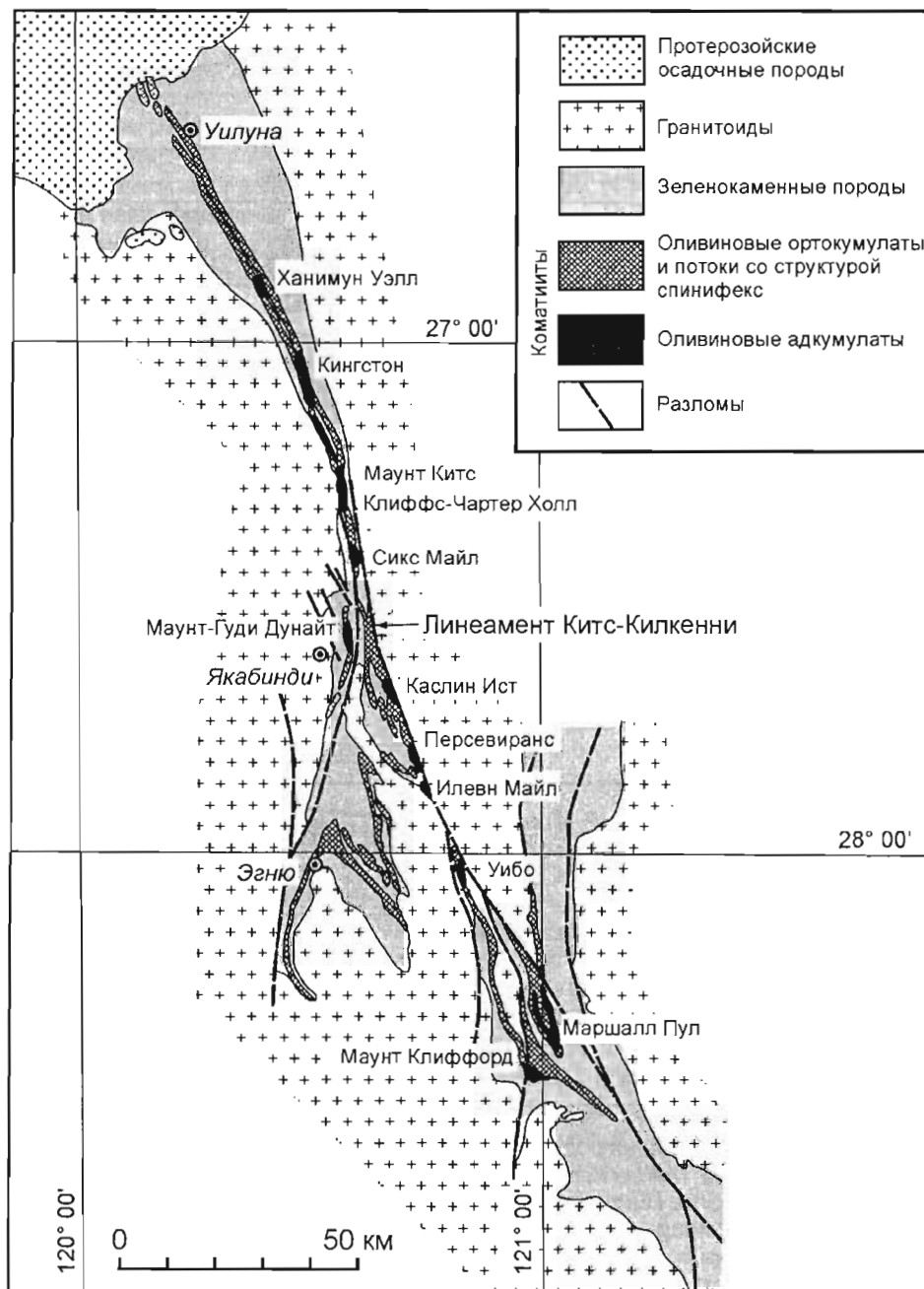


Рис. 3.16.

Схематическая геологическая карта северной части зеленокаменного пояса Уилуна-Норсемэн, где показано расположение тел оливиновых адкумулятов, контролирующих вкрапленное сульфидное оруденение (по Hill et al., 1989)



3.1.2.2. Месторождения группы 2: крупные месторождения относительно бедных руд

Такие месторождения развиты в северной части пояса Уилуна-Норсемэн (рис. 3.16). В этом районе выделяются две зеленокаменных толщи – нижняя и верхняя (Naldrett and Turner, 1977); месторождения связаны с верхней толщей. Внизу она образована базальтами, которые перекрыты маломощными сланцами. Выше следует мощная серия вулканокластических пород с участием пелитовых осадочных образований, далее – черные сланцы и, наконец, – коматиитовые лавы. Коматиитовая серия состоит из спинифексных потоков типа Манро и крупных (размером более 5 x 1 км) согласно залегающих линзообразных тел дунитов, часто несущих сульфидную вкрапленность – оливиновых адкумулатов и оливин-сульфидных кумулатов. К их числу относятся показанные на рис. 3.16 тела Ханимумн Уэлл, Кингстон, Маунт Китс, Сикс Майл, Каслин Ист, Унбо и ряд других. Многие из них включают огромные запасы относительно бедных вкрапленных руд.

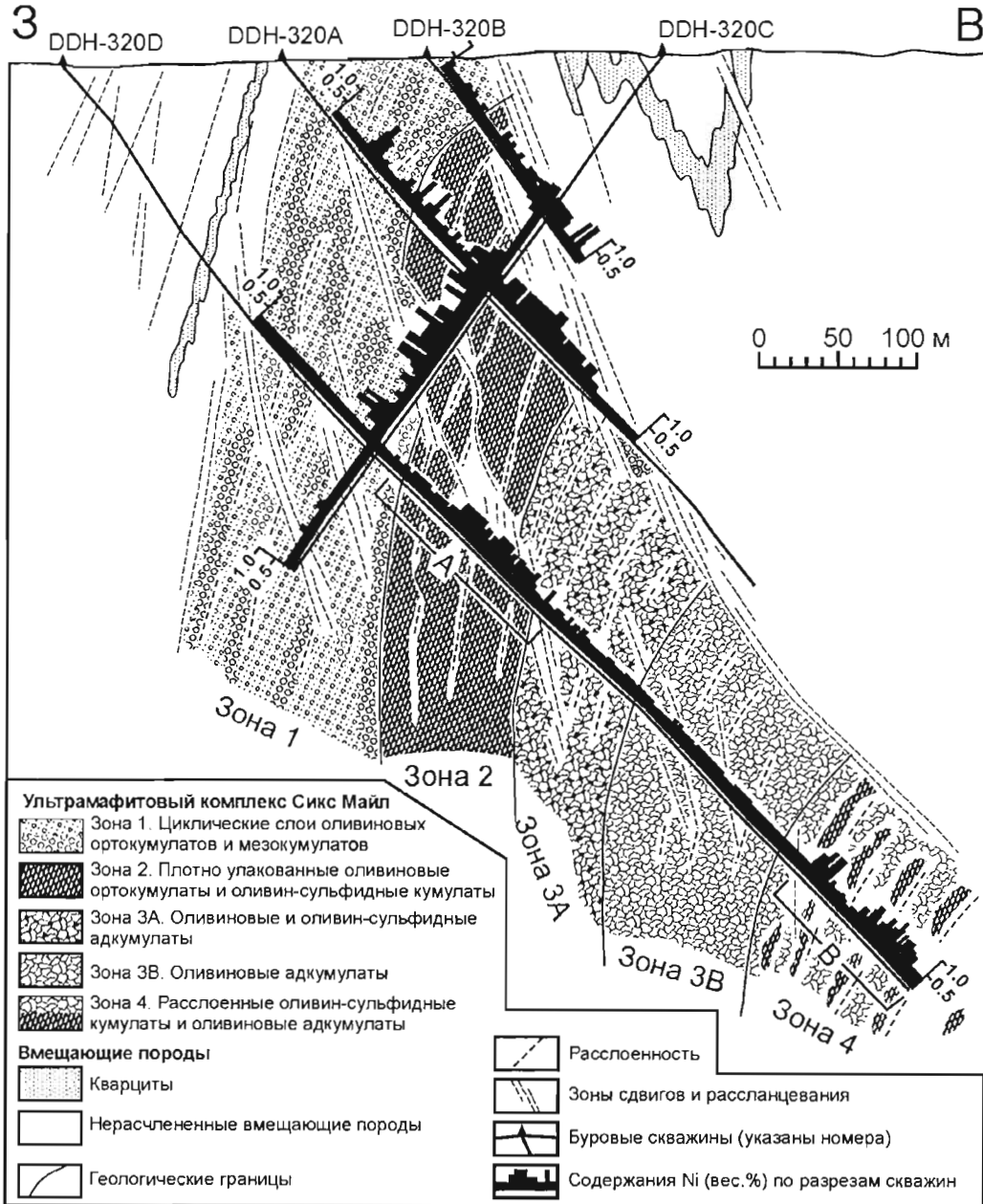


Рис. 3.17.

Геологический разрез месторождения Сикс Майл по линии 320N.

Интервалы А и В отвечают верхней и нижней рудной зоне соответственно. По Hill et al. (1989)

Типичным примером является месторождение Сикс Майл, расположенное в районе фермы Якабинди. Его запасы составляют 60 млн т руды со средним содержанием 0.62 вес% Ni и 0.012 вес% Cu. Hill et al. (1989) подразделили рудоносное тело на несколько зон (рис. 3.17). Внизу залегают расслоенные оливин-сульфидные кумулаты и оливиновые адкумулаты (зона 4). Выше следуют оливиновые адкумулаты (зона 3В) и оливин-сульфидные адкумулаты (зона 3А), затем – оливиновые ортокумулаты и оливин-сульфидные кумулаты (зона 2). Верхняя часть тела образована циклично повторяющимися слоями оливиновых мезокумулатов и ортокумулатов (зона 1). Основной объем руд сконцентрирован в оливин-сульфидных кумулатах зоны 2 (рудная зона А на рис. 3.17), меньшее значение имеют оливин-сульфидные кумулаты зоны 4 (рудная зона В). В породах зоны 1 устанавливаются систематические вариации MgO, CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, которые, согласно Naldrett and Turner (1977), связаны с фракционной кристаллизацией. Hill et al. (1990) объяснили этот факт неравномерностью темпа извержений: чередованием периодов быстрого течения магмы с периодами подпруживания, застоя и фракционирования в каналах лавовых потоков.

Hill et al. (1989) показали, что переслаивание адкумулатов с ортокумулатами свидетельствует против образования адкумулатов в результате уплотнения пород. Они пришли к выводу, что в данном случае адкумулатная структура формировалась в коматиитах вблизи контакта кумулула с протекавшей выше магмой, которая удаляла фракционированную жидкость из верхней части кумулатной толщи и позволяла свежей магме находиться в постоянном контакте с растущими кристаллами. Поток коматиитовой жидкости, вероятно, был турбулентным (см. выше), так что магма, обеспечивавшая адкумулатный рост, имела высокую температуру. Hill et al. (1989) заметили также, что тела адкумулатов обычно имеют линзовидную форму, когда они лежат на кислых вулканических породах, и пластообразную, когда они перекрывают мафитовые вулканы (рис 3.18): при термальной эрозии коматиитовая лава в большей степени врезалась в фельзитовые, чем в мафитовые породы подошвы. Фельзитовый субстрат способствовал лучшему развитию лавовых каналов. В следующем разделе будет показано, что в районе месторождения Персевиранс термальная эрозия обеспечила врезание на глубину более 100 метров в фельзитовый материал, прежде чем углубление было остановлено тугоплавким коматиитовым потоком. Такой случай учтен в модели эволюции крупной "лавовой реки" с формированием адкумулатных дунитов, разработанной Hill et al., 1989 (рис 3.19).

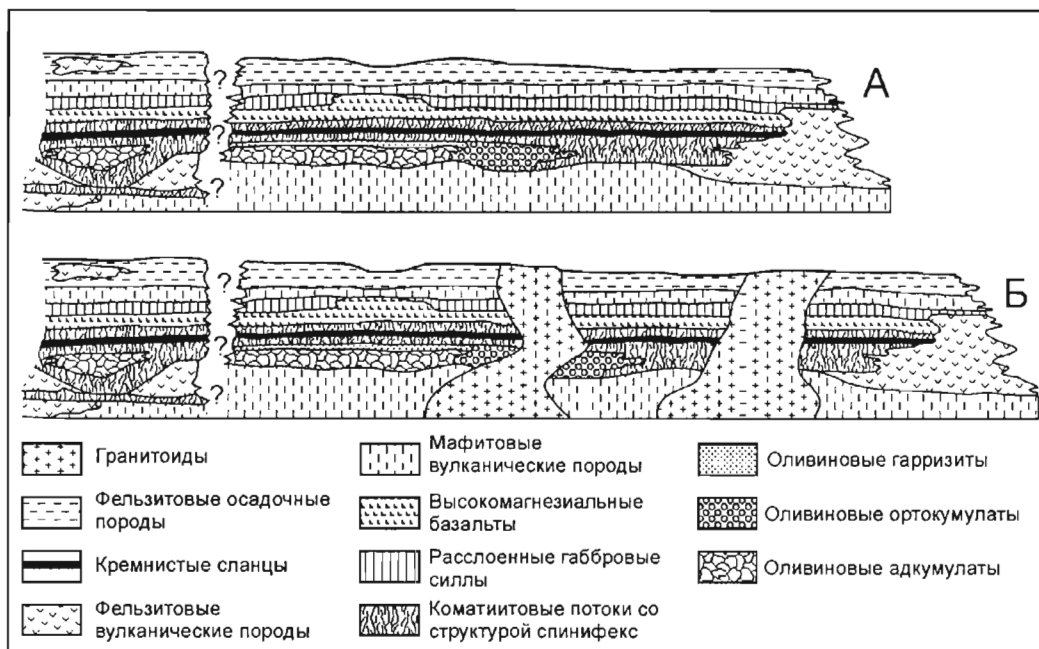


Рис. 3.18.

Схема, иллюстрирующая строение архейской зеленокаменной провинции:

А – до деформации и гранитоидного магматизма;

Б – после внедрения крупных гранитоидных интрузий. По Hill et al. (1989)

Гарризит, согласно официальному определению, представляет собой оливин-плагноклазовую породу (70% оливина, 30% плагноклаза) с ветвистыми и удлинёнными кристаллами оливина в матрице плагноклаза. В данном случае ветвистые кристаллы оливина включены в агрегаты скелетного пироксена, который находится в матрице серпентина, хлорита и других вторичных минералов

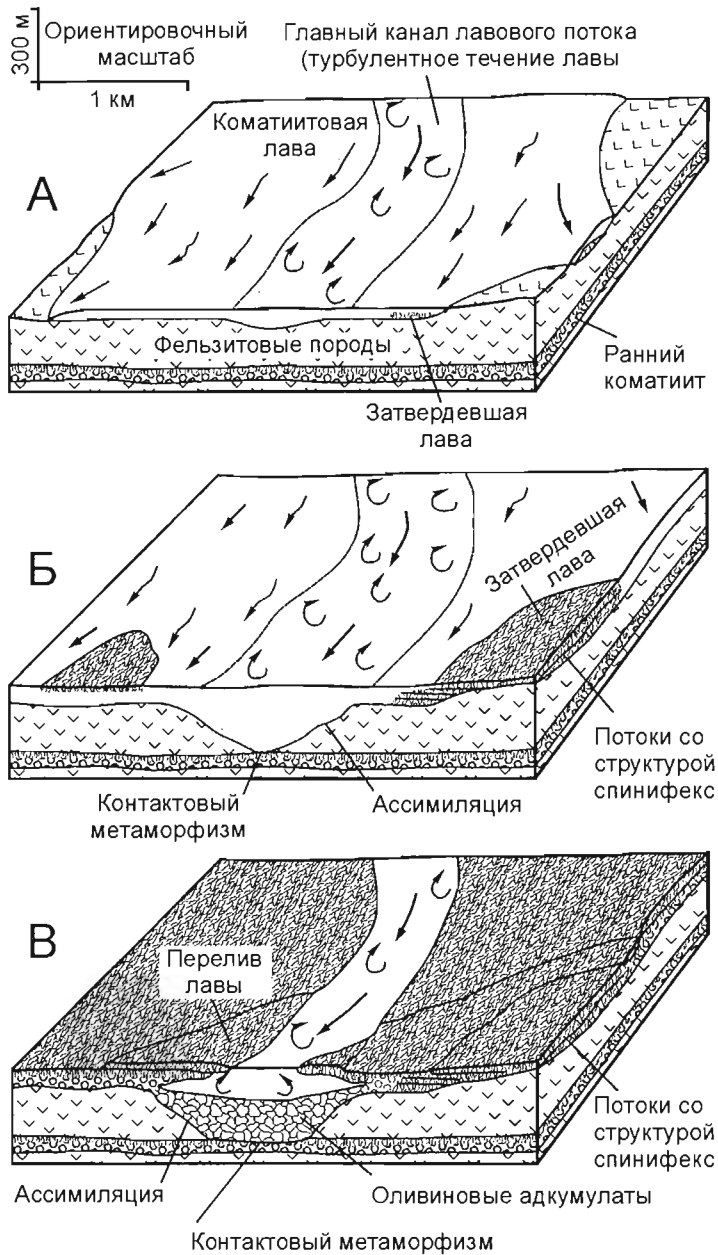


Рис. 3.19.

Модель формирования тела адкумулатных дунитов и ассоциирующих с ним пород при развитии крупного термоэрозионного канала (по Hill et al., 1989)

### 3.1.2.3. Месторождение Персевиранс (Эгню)

Месторождение Персевиранс, которое ранее называлось Эгню, тоже находится в северной части зелено-каменного пояса Уилуна-Норсемэн (см. рис. 3.4, 3.16). Здесь, в отличие от района Камбалда, представлено значительно большее количество фельзитовых вулканических пород и осадочных образований, а в зонах, где развиты ультрамафитовые вулканиты, наблюдается обилие линз адкумулатного дунита с сульфидной вкрапленностью, образующих месторождения группы 2, описанные выше. Месторождение Персевиранс первоначально тоже относилось к этой группе (Billington, 1984). Впоследствии Barnes et al. (1988a,b) и Hill et al. (1989) пришли к выводу, что оно принадлежит группе 1. Однако, большие размеры месторождения (его запасы составляют 52 млн тонн руды) и относительно невысокие содержания металлов (1.90 вес% Ni, 0.1 вес% Cu) делают месторождение необычным и для этой группы. Мы характеризуем его отдельно.



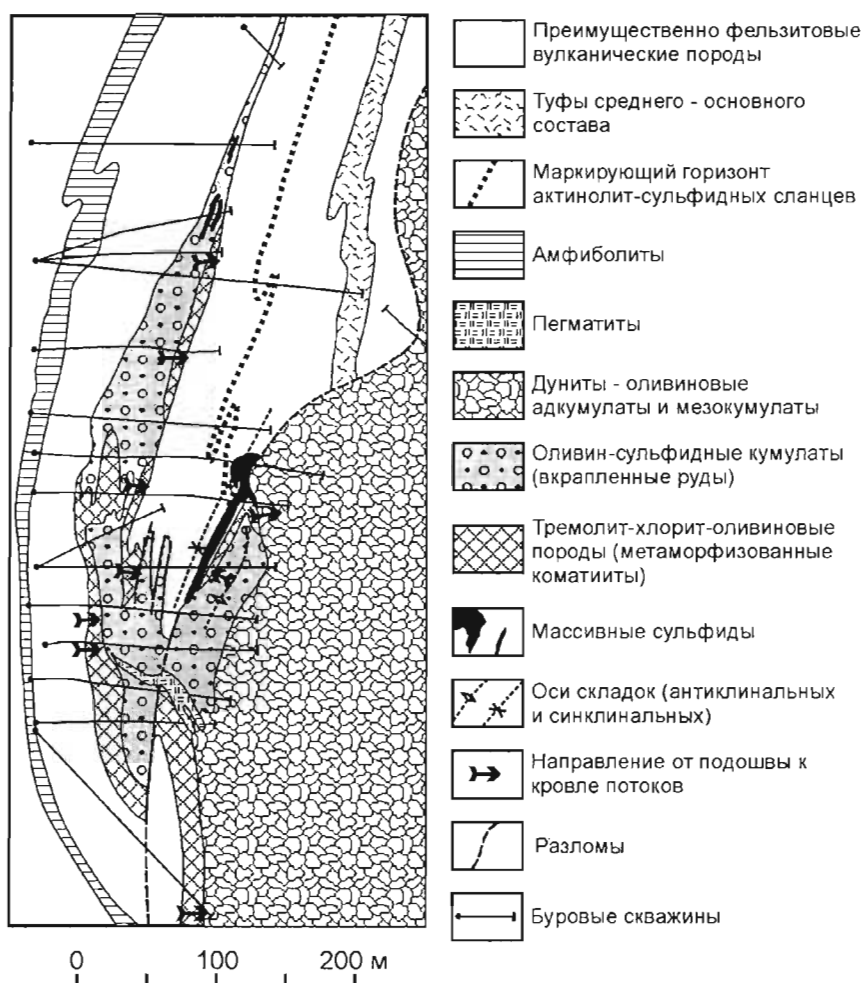


Рис. 3.21.

План месторождения Персевيرانс на горизонте 760 м (по Gole et al., 1986)

Строение месторождения отображено на рис. 3.20 и 3.21. Руды связаны здесь с коматиитовым потоком, который контактирует с лежащим стратиграфически выше крупным телом адкумулятных дунитов (типичным для этого района) и был деформирован при образовании последнего. Varnes et al. (1988a) показали, что лавовый канал, где формировались дуниты, врезался на несколько сотен метров в подстилающие фельзитовые вулканиты, пока не достиг подошвы рудоносного коматиитового потока, где тугоплавкий коматиит остановил врезание. Подобный случай был хорошо изучен в 50 км к северу. Там на контакте дунитов с подстилающим коматиитовым потоком установлены свидетельства метаморфизма, температура которого превышала  $1000^{\circ}\text{C}$ .

### 3.2. Месторождения, связанные с раннепротерозойскими коматиитами

В настоящее время известны две площади, находящиеся в Канаде, где представлены Ni-Cu-ЭПГ месторождения, ассоциирующие с раннепротерозойскими коматиитами. Это тектонический пояс Кейп Смит и никеленосный пояс Томпсон. Описание того и другого приводится ниже. Предварительно заметим, что обе рудоносные площади расположены у границы раннепротерозойской провинции Черчилл и архейской провинции Сьюпериор (рис. 3.22). По мнению Vaeragar and Scoates (1981), обе они относятся к рифтовой зоне Циркум-Сьюпериор. Однако, они удалены друг от друга на расстояние 1500 км и имеют много принципиальных отличий. Промышленное оруденение пояса Кейп Смит связано с вулканическими фациями коматиитов, а месторождения никеленосного пояса Томпсон ассоциируют с интрузиями. Обе площади подверглись интенсивной тектонической деформации, но в поясе Кейп Смит развивались преимущественно надвиги, а в поясе Томпсон – изоклинальные складки, и этот пояс имеет гораздо более сложную структуру.

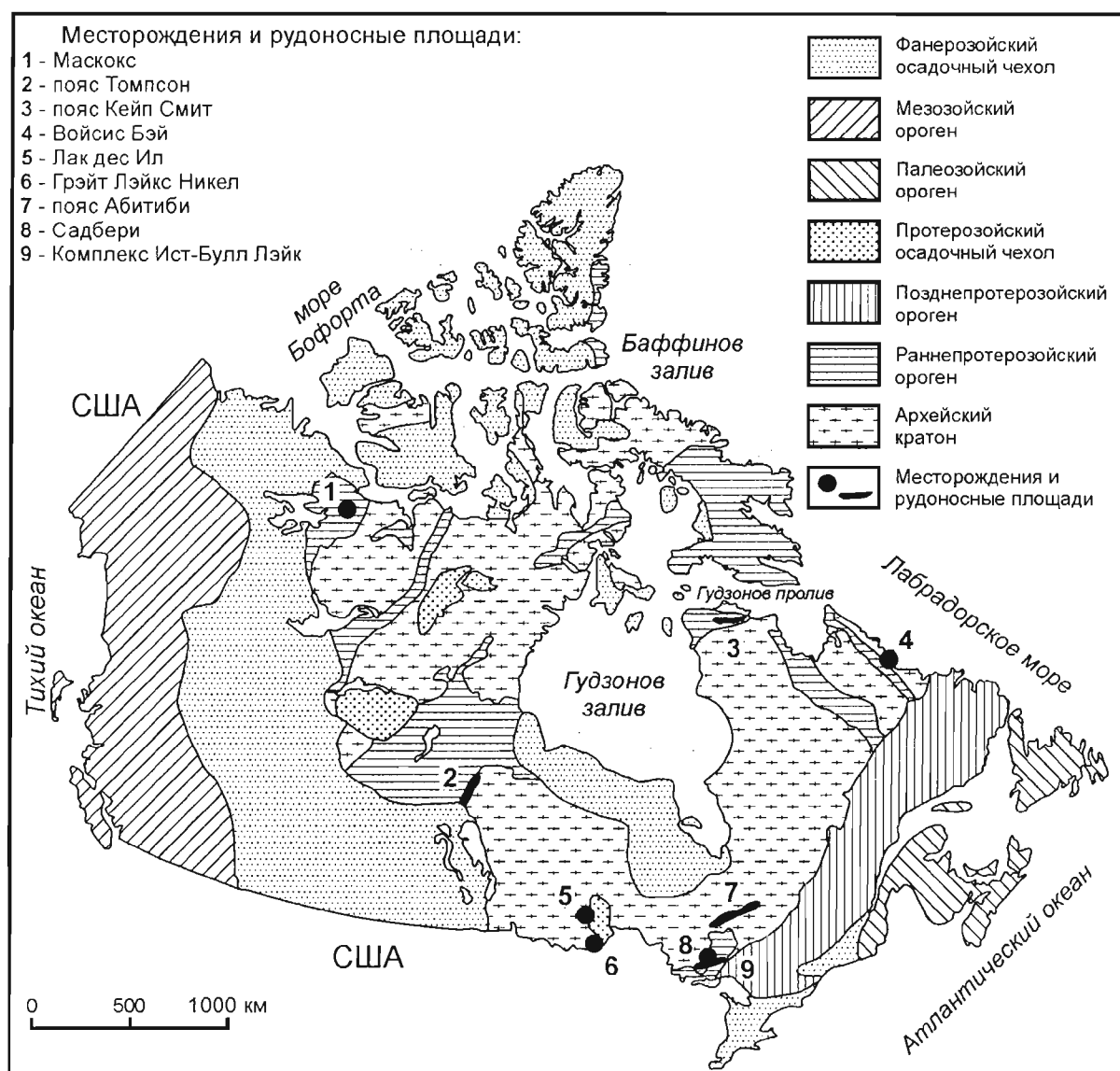


Рис. 3.22.

Тектоническая карта Канады, где показано расположение важнейших медно-никелевых и платинометалльных месторождений и рудоносных площадей

Помимо двух названных площадей, сульфидное оруденение, связанное с раннепротерозойскими коматиитами, известно в Кингашском рудном районе в России, где в данное время (2002 г.) проводятся геологоразведочные работы. Кингашский район относится к Канскому зеленокаменному поясу, который находится в северо-западной части Восточно-Саянской складчатой области вблизи ее границы с Сибирской платформой. Рудовмещающая кингашская толща сложена преимущественно мафит-ультрамафитовыми метавулканическими породами, образованными по базальтам, пикробазальтам, коматиитам и их туфам. Возраст пород, определенный изохронным U-Pb методом по циркону, составляет 2.0–2.2 млрд лет. К настоящему времени в районе выявлено Кингашское Cu-Ni месторождение и несколько рудопроявлений. Руды вкрапленные, они содержат 5–50 % сульфидов. Мощность рудных тел варьирует от 1 до 60 м, протяженность – от нескольких десятков метров до 1 км. Содержания Ni в рудах составляют 0.3–1.4 вес%, Cu – 0.1–0.7 вес%, суммы ЭПГ и Au – 0.1–3.0 г/т (Корнев, Еханин, 1997 и их ссылки).

### 3.2.1. Месторождения тектонического пояса Кейп Смит (Квебек, Канада)

Сульфидное оруденение на этой площади впервые было обнаружено в 1899 году сотрудником Геологической Службы Канады А.П. Лоу (A.P. Low) в обнажениях, расположенных вблизи побережья Гудзонова пролива. В период до 1931 года область развития оруденения была прослежена на запад практически через весь полуостров Ангава. В 1950-х годах в восточной части этой области, в рудном районе Рэглэн, проводились геологоразведочные работы с применением бурения. С 1961 г. район Рэглэн находится под контролем компании "Falconbridge Nickel Mines" (ныне "Falconbridge Limited"). Компания Falconbridge провела в районе дополнительную разведку и в декабре 1997 г. начала отработку руд.

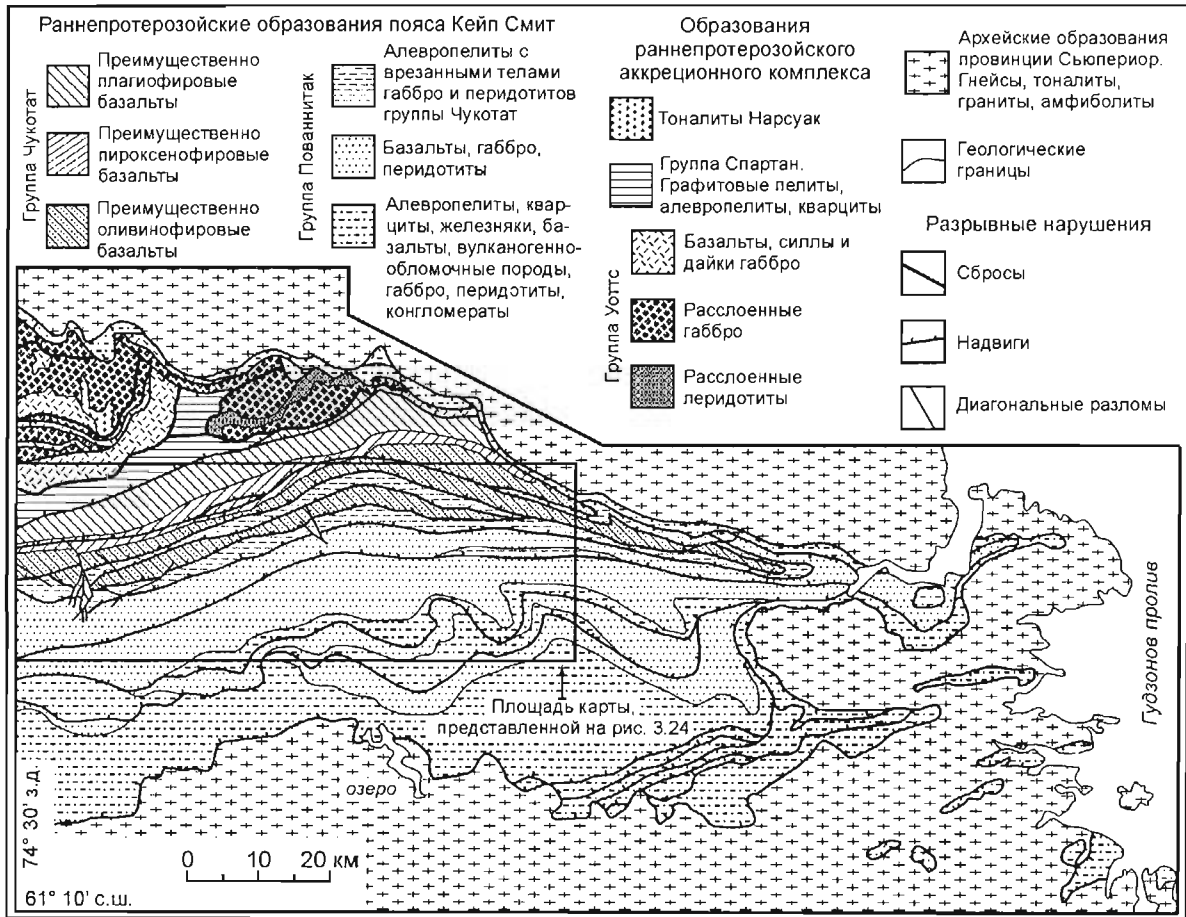


Рис. 3.23.

Геологическая карта восточной части тектонического пояса Кейп Смит (по Leshner, ed., 1999)

#### 3.2.1.1. Региональная геология

Тектонический пояс Кейп Смит протягивается в субширотном направлении на расстояние 375 км - от Гудзонова залива до Гудзонова пролива (рис. 3.22). На юге, востоке и северо-востоке он граничит с архейской провинцией Сьюпериор, на севере - с раннепротерозойской провинцией Черчилл (рис. 3.23).

Архейские образования представлены гнейсами, плутоническими породами (тоналитами и гранитами) и амфиболитами. Раннепротерозойские образования провинции Черчилл рассматриваются здесь в качестве аккреционных. Они включают: 1) метавулканы группы Пэрент<sup>11</sup>, которые интерпретируются как образования вулканической островной дуги (Picard et al., 1990); 2) тонкозернистые кластические метасадочные породы группы Спартан, интерпретируемые как образования преддужного бассейна (St-Onge and Lucas, 1993); 3) мафитовые и ультрамафитовые метавулканические и интрузивные породы группы Уоттс, которые считаются офиолитами (Scott et al., 1989).

<sup>11</sup> На площади, показанной на рис. 3.23, эти образования отсутствуют

**Геологические комплексы, образующие тектонический пояс Кейп Смит  
(по Leshar, ed., 1999)**

	Группа	Доминирующие породы
Поздний протерозой		Диабазовые дайки
Ранний протерозой	Нарсуак	Тоналиты
	Спартан	Алевропелиты, пелиты, кварциты, габбро
	Уоттс	Базальты, габбровые силлы и дайки
		Пироксениты
		Расслоенные габбро Расслоенные перидотиты
	Чукотат	Преимущественно плагиофировые базальты и габбро
		Преимущественно пироксенофировые базальты и габбро
	Верхний Пованнитак	Преимущественно оливинофировые базальты и габбро; мощные дифференцированные перидотит-габбровые лавовые потоки, перидотит-габбровые комплексы лавовых каналов и лавовых потоков
		Алевропелиты, расслоенные габбро-перидотитовые силлы
	Нижний Пованнитак	Базальты, вулканокластические осадочные породы, риолиты, подчиненные алевропелиты и кварциты, габбро, перидотиты, расслоенные габбро-перидотитовые силлы
		Слоистые кварциты
		Базальты, вулканокластические осадочные породы, риолиты, подчиненные кварциты, доломиты, известково-силикатные породы, габбро, перидотиты, расслоенные габбро-перидотитовые силлы
Алевропелиты, пелиты, слоистые кварциты, кварциты, конгломераты, железняки, доломиты, известково-силикатные породы, подчиненные базальты и вулканокластические породы, габбро, перидотиты, расслоенные габбро-перидотитовые силлы		
Железняки, подчиненные кварциты и алевропелиты		
	Кварциты, железняки, конгломераты, алевропелиты	
Архей		Тоналиты, граниты, амфиболиты

Пояс Кейп Смит сложен раннепротерозойскими породами, не входящими в аккреционный комплекс: терригенными, вулканическими и интрузивными образованиями групп Пованнитак и Чукотат, характеризующимися в табл. 3.4. В тектоническом отношении он представляет собой тонкопокровный надвиговой пояс, сохранившийся в виде серии клиппов (останцов шарьяжей) в структуре ныряющего (doubly-plunging) синклинали (Hofmann, 1985). Считается, что пояс Кейп Смит является частью надвинутого форланда орогена Ангава – коллизионной зоны на границе островной дуги и континента (St-Onge and Lucas, 1993).

Развитие пояса Кейп Смит, согласно интерпретации St-Onge and Lucas (1993), происходило следующим образом. В раннем протерозое (ранее 1960 млн лет назад) на континентальной коре началось развитие рифта, внутри которого накопились осадки континентального склона (нижний Пованнитак). Рифтинг обусловил плавление мантии и магматическую активность с образованием базальтов и ассоциирующих интрузий верхней части группы Пованнитак, имеющих возраст 1960 млн лет. Продолжение рифтинга вызвало утонение коры, и это привело к тому, что, начиная с 1922 млн лет назад, в районе накапливались глубоководные осадочные образования и мафит-ультрамафитовые вулканические породы группы Чукотат. Рифт замкнулся в результате сжатия с севера (St-Onge and Lucas, 1993) с формированием островной дуги Нарсуак (1870 млн лет) и зоны субдукции, погружающейся на север. В ходе сжатия образования группы Уоттс, представленные офиолитами, датированными 1999 млн лет, были надвинуты на более молодые образования группы Чукотат. St-Onge and Lucas (1990) показали, что затем, еще до завершения коллизии и аккреции, погружение зоны субдукции сменилось с северного на южное. В результате сформировалась серия надвигов, швы которых наклонены к югу; эти надвиги определяют особенности распространения групп Пованнитак и Чукотат в современном структурном плане (см. рис. 3.23 и 3.24).



## Месторождения, связанные с коматитами

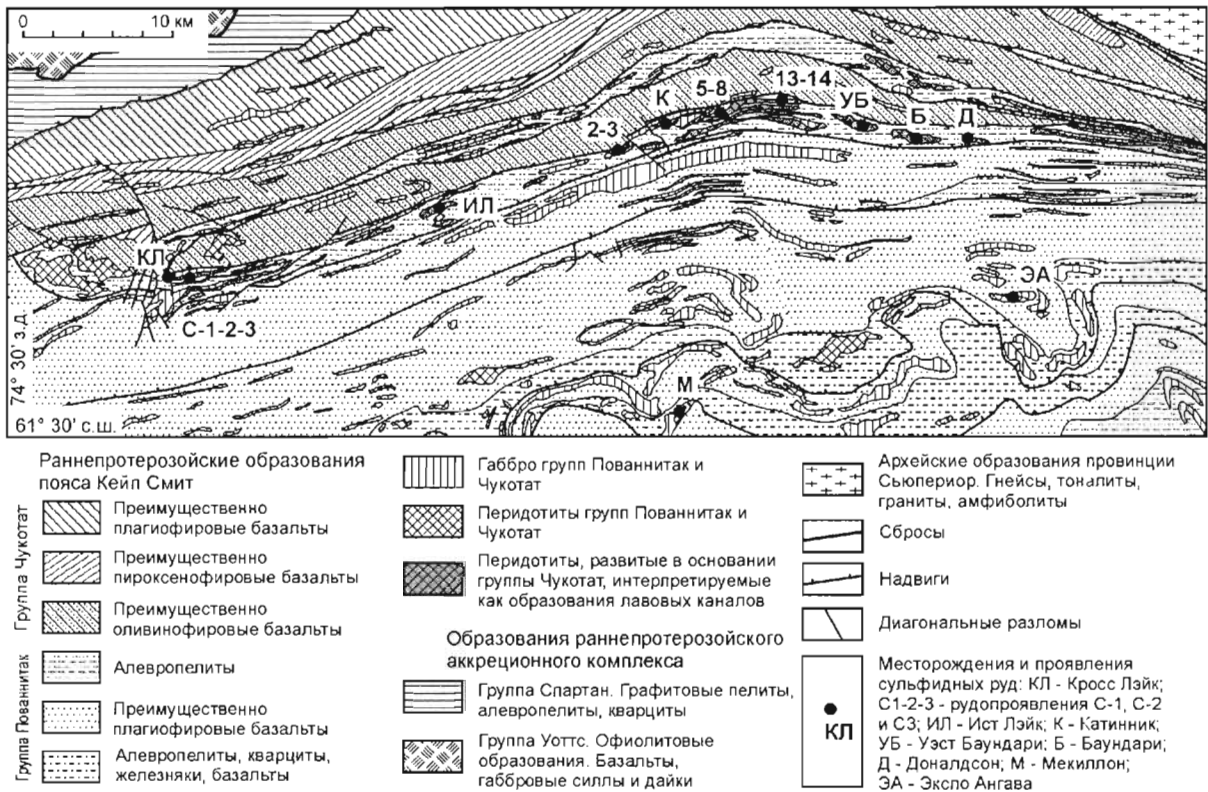


Рис. 3.24.

Геологическая карта рудного района Рэглэн и прилегающих площадей (по Leshar, ed., 1999)

Геохронологические данные для восточной части пояса Кейп Смит (они представлены в работе Partish, 1989) ограничены. Цирконы из риолитов верхней части группы Пованнитак показали U-Pb возраст 1958.6 (+3.1/-2.7) млн лет. Бадделеиты и цирконы из феррогаббро одного из силлов, внедренного в наиболее верхнюю часть группы Пованнитак, имеют возраст U-Pb 1918 (+9/-7) млн лет. Силлы этого типа петрологически подобны оливин- и пироксенофировым базальтам нижней части группы Чукотат, так что последние, возможно, имеют подобный возраст. Таким образом, магматические породы основания группы Чукотат, несущие основное оруденение, формировались в период между 1959 и 1918 млн лет назад.

Сульфидная минерализация фиксируется в ультрамафитовых породах основания группы Чукотат практически на всем протяжении пояса Кейп Смит. Однако, наиболее важные месторождения локализованы в рудном районе Рэглэн – в полосе протяженностью 55 км между месторождениями Кросс Лэйк и Доналдсон (рис. 3.24). Этот район характеризуется в следующем разделе. Ряд месторождений, например, показанные на рис. 3.24 месторождения Мекиллон и Экспо Ангава, располагаются южнее; они связаны с ультрамафитовыми образованиями группы Пованнитак. Краткие сведения об этом оруденении представлены в разделе 3.2.1.3.

### 3.2.1.2. Рудный район Рэглэн

Тела ультрамафитовых пород, залегающие в основании группы Чукотат, вмещающие оруденение района Рэглэн, первоначально интерпретировались в качестве интрузивных образований (см. Varnes et al., 1982). После того, как для интерпретации архейских коматитов в Камбалде была разработана модель лавовых каналов (Leshar et al., 1984), Albino (1984) применил ее для рудного района Рэглэн и показал, что некоторые из развитых там месторождений могут иметь не интрузивную, а вулканическую природу. В последующие годы мнение о вулканическом происхождении рудоносных ультрамафитовых пород основания группы Чукотат стало преобладающим.

#### Специфика вулканизма

Рудоносные магматические тела района Рэглэн представлены перидотитами с участием пироксенитов и габбро. Они, исключая случаи термоэрозивных врезов, согласно залегают на метапелитах верхней части группы Пованнитак и, в свою очередь, согласно перекрываются базальтами группы Чукотат, связанными с ультрамафитами петрогенетически. Таким образом, рудоносные тела интерпретируются в качестве образований начальной стадии базальт-коматитового вулканизма Чукотат, когда изливались наиболее магнезиальные магмы. Лешер с соавторами (см. Leshar, ed., 1999) пришли к выводу, что магма, сформировавшая рудоносные тела, состояла из взвеси кристаллов оливина в жидкости, содержащей 18–19 вес% MgO.

Согласно данным, представленным в книге Leshner, ed. (1999), рудоносные перидотитовые тела рудного района Рэглэн сформировались в течение двух ранних фаз коматиитового вулканизма Чукотат. Коматиитовые потоки этих фаз имели врезанные лавовые каналы, где накапливались перидотитовые лавы наибольшей мощности и магнезиальности. Фации каналов на флангах окаймлялись менее магнезиальными зонами, представлявшими фации лавовых покровов. Во время перерыва между первой и второй фазами вулканизма в районе накапливались графит-сульфидсодержащие осадки. Они сохранились в области развития покровных фаций, но были уничтожены термальной эрозией под днищами каналов второй фазы. Фации каналов второй фазы наложились на образования ранних каналов, и это привело к формированию мощных, сложно построенных перидотитовых тел. По латерали и вверх перидотитовые тела переходят в коматиитовые базальты и венчаются базальтовыми брекчиями.

Последующие извержения базальт-коматиитовой магмы были менее интенсивными. Соответствующие им вулканические образования представлены телами массивных перидотит-пироксенитов и оливиновых габбро-пироксенитов, маломощными потоками пироксенит-базальтов, телами среднезернистых (габбровидных) коматиитовых базальтов, а также маломощными лавовыми языками массивных и подушечных коматиитовых базальтов. Вслед за базальт-коматиитовой изливалась базальтовая магма, сформировавшая пачки пироксенитовых и плагиофировых базальтов средней и верхней части группы Чукотат.

Лешер с соавторами (Leshner, ed., 1999), ссылаясь на состав метаосадочных пород и текстуры базальтов, доказывали, что извержения происходили в достаточно глубоководных условиях (ниже глубины карбонатной компенсации), возможно, на континентальном склоне.

### Оруденение

В рудном районе Рэглэн известно около десятка сульфидных месторождений (рис. 3.24). Промышленный интерес, согласно достигнутой степени изученности, представляют месторождения Ист Лэйк, 2-3, Катинник, Баундари и Доналдсон. Лучше всего изучено месторождение Катинник, которое описывается ниже в качестве примера.

#### Характеристика месторождения Катинник

В районе Катинник вулканическая толща подстилается метаосадочными породами, принадлежащими подгруппе Верхний Пованнитак. На сланцах залегает крупное тело габбро, называемое габбро Катинник. Оно прослежено от месторождения 2-3 на западе до месторождения 5-8 на востоке, исключая участки, где это тело было уничтожено термальной эрозией при формировании вышележащих эффузивных ультрамафитовых пород (рис. 3.25). Выше лежит рудоносный ультрамафитовый комплекс Катинник.

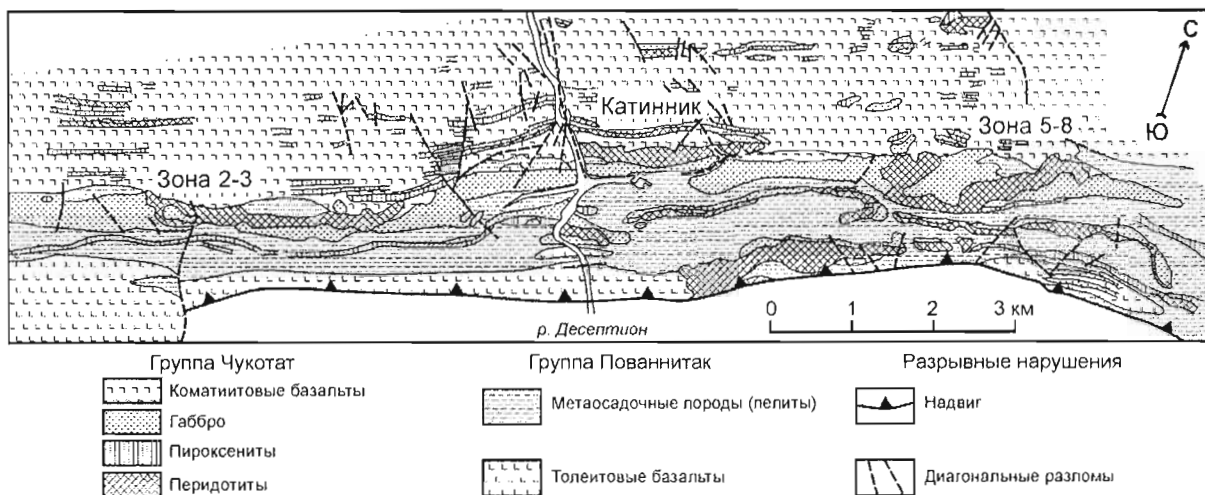


Рис. 3.25.

Геологическая карта района месторождений 2-3, Катинник и 5-8 в рудном районе Рэглэн (по Leshner, ed., 1999)

Уже говорилось, что согласно интерпретации Лешера с соавторами (Leshar, ed., 1999), ультрамафитовый комплекс Катинник образовался в результате наложения друг на друга фаций лавовых каналов серии потоков, которые развивались в течение двух ранних фаз коматиитового вулканизма. Материнская магма была достаточно примитивной, она представляла собой взвесь кристаллов оливина в жидкости, содержащей 18–19 вес% MgO. По латерали ультрамафитовый комплекс переходит в коматиитовые базальты и осадочные брекчии, которые отвечают намывным (levee) фациям. Брекчии образованы обломками ороговикованных метаосадочных пород и базальтов, заключенными в слабометаморфизованную осадочную матрицу. Это указывает, что брекчии формировались одновременно с ультрамафитовым комплексом. Таким образом, при развитии лавовых каналов в близком соседстве с ними происходило осадконакопление.

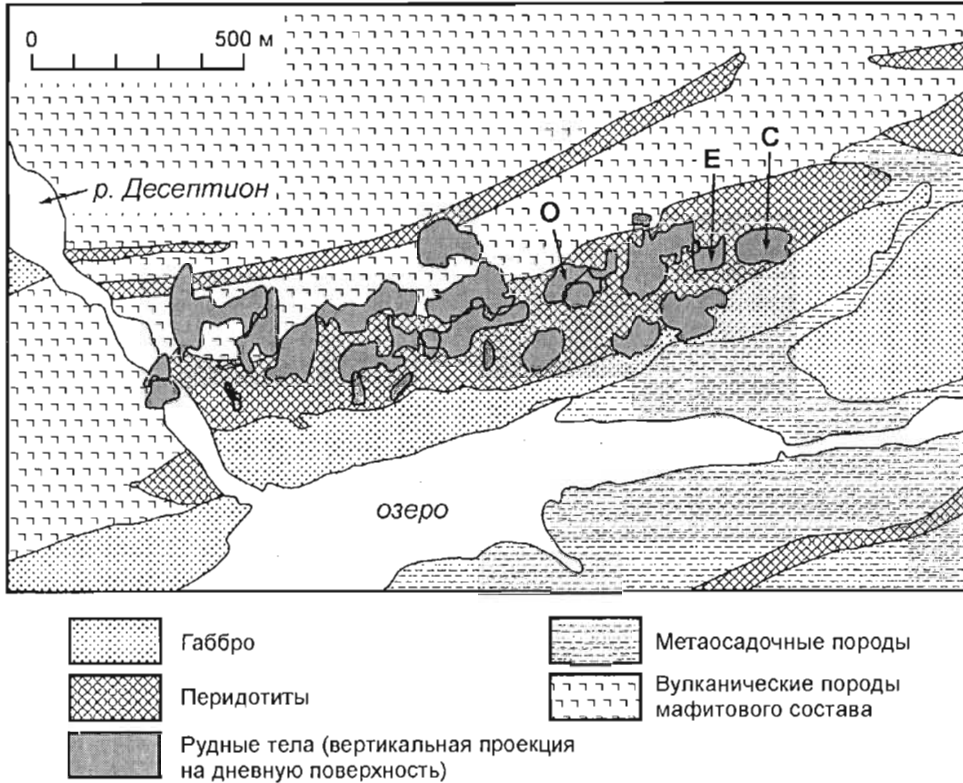


Рис. 3.26.

Геологическая карта месторождения Катинник (по Leshar, ed., 1999).

С, Е, О – рудные тела, которые упоминаются в тексте

Месторождение Катинник имеет запасы промышленных руд 7.63 млн тонн со средним содержанием 2.72 вес% Ni и 0.75 вес% Cu (запасы руд подсчитаны до глубины 250–300 м). Оно состоит из 19 отдельных рудных линз (рис. 3.26), 16 линз находятся внутри базального лавового потока, вблизи его нижнего контакта. Эти линзы называются контактовыми рудными телами. Три линзы, называемые внутренними рудными телами, связаны с вышележащими потоками ультрамафитового комплекса Катинник. Контактные руды обычно концентрируются в депрессиях второго порядка у основания нижнего потока (рис. 3.27). Внутренние руды интерпретируются как "трансгрессивные": они могут подстилаться различными составляющими комплекса Катинник, а также породами его подошвы (Gillies, 1993). По текстурным особенностям руды подразделяются на овоидные (blebby), вкрапленные, сетчатые и массивные. Главные рудные минералы в месторождении Катинник и других месторождениях района Рэглэн – пирротин и пентландит с второстепенным халькопиритом.

В подошве большинства контактовых рудных тел залегает габбро Катинник (рис. 3.28А, Б, В). Контакты между рудами и габбро нередко неровные (рис. 3.28А, В), что объясняется термоэрозией. Вертикальный профиль контактовых рудных тел типичен для магматических сульфидных месторождений: внизу залегают массивные сульфиды (содержащие от 8–15 до 20 вес% Ni), выше – сетчатые руды (5–7 вес% Ni), постепенно переходящие во вкрапленные (1.5–4.5 вес% Ni) и затем – в овоидные руды

(~1 вес% Ni) (рис. 3.28Б, В). Вертикальный профиль рудных линз С, Е и О (их расположение показано на рис. 3.26) местами более сложен (например, рис. 3.28Г): эти линзы состоят из двух или более циклов массивных, сетчатых и вкрапленных руд. Подобное строение рудных тел свидетельствует, что при их формировании имело место несколько эпизодов отложения сульфидов (Gillies, 1993). Мощность контактовых рудных тел обычно составляет 15–40 м, длина по простиранию – 35–150 м. Рудные линзы так же, как и вмещающие породы, падают на ССВ под углом 30–45°. Запасы руд отдельных рудных тел варьируют от <50 до 1200 тыс тонн.

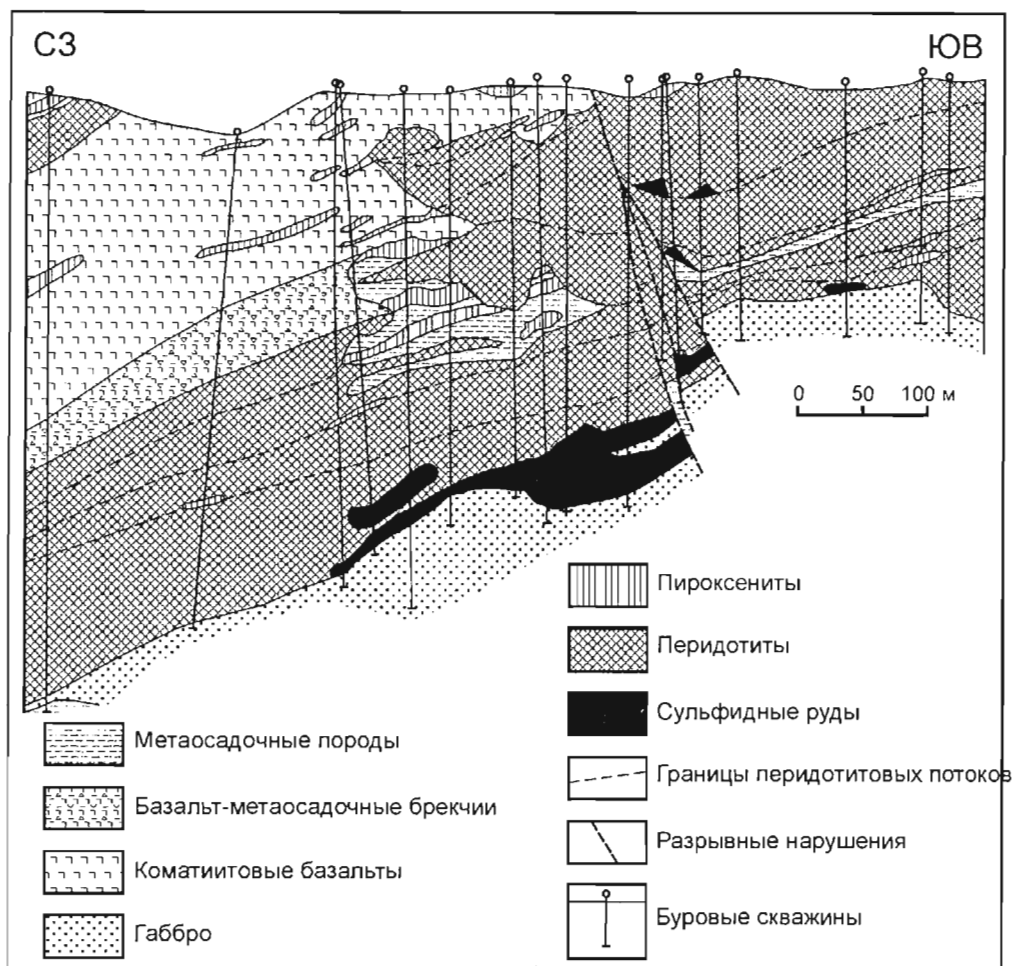


Рис. 3.27.

Геологический разрез центральной части месторождения Катиник (по Gillies, 1993)

Внутренние рудные тела представляют собой линзовидные стратиформные залежи, образованные массивными, сетчатыми и вкрапленными рудами. Доля массивных руд здесь меньше, чем в контактовых телах. В некоторых случаях ниже массивных руд, развитых у основания коматиитового потока, представлены сетчатые руды, образование которых связывается с просачиванием сульфидной жидкости вниз (Gillies, 1993).

#### Химический состав сульфидов

В табл. 3.3 приведены средние составы руд двух месторождений района Рэглэн. Как видно, руды богаты и цветными, и благородными металлами. По стоимости тонны руды Рэглэн уступает только Норильскому району и району Камбалда (см. табл. 1.1 и рис. 1.5).

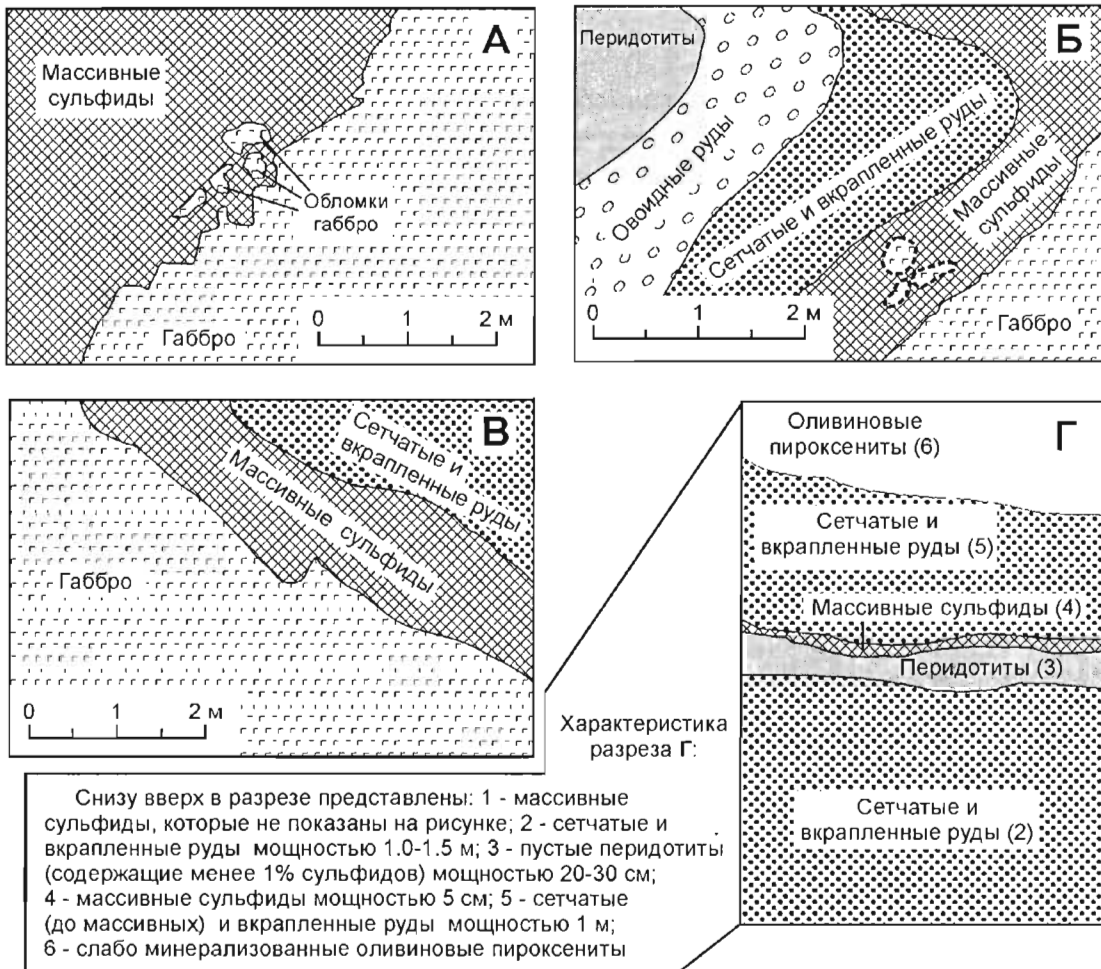


Рис. 3.28.

Зарисовки фрагментов рудных тел месторождения Катинник

(с фотографий стенок подземных горных выработок, представленных в работе Leshar, ed. (1999).

А – неровный (термоэрозийный) контакт массивных сульфидов с габбро Катинник (рудное тело О);

Б – последовательность массивных, сетчатых-вкрапленных и оvoidных руд. Обломки габбро, включенные в массивные руды, окаймлены оторочками халькопирита (рудное тело О);

В – нижний контакт рудного тела С; Г – циклическая смена типов руд в рудном теле С

В табл. 3.5 и на рис. 3.29 приводятся средние составы различных типов руд некоторых месторождений района Рэглэн, пересчитанные на 100% сульфид. Ниже, при описании руд Норильского района (глава 4), будет показано, что состав первоначальной сульфидной жидкости лучше всего представлен во вкрапленных рудах, а не в массивных или прожилковых. Из рис. 3.29А следует, что профили благородных металлов для вкрапленных руд трех месторождений района Рэглэн, в общем, подобны друг другу, показывая умеренно высокие отношения  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$ , высокие содержания Pd и низкие Au. Вкрапленные сульфиды месторождения 2-3 имеют более низкие содержания металлов, по сравнению с месторождениями Доналдсон и Катинник, что, вероятнее всего, обусловлено более низким "R-фактором". Вкрапленные сульфиды Доналдсона отличаются заметно более высокими содержаниями Pt и Pd, по сравнению с месторождением Катинник, что, судя по профилю ЭПГ, не имеет отношения к "R-фактору". Объяснение этой особенности, возможно, представляет рис. 3.29Б, где сравниваются разновидности богатых руд трех месторождений, обогащенные и обедненные Си. Соответствующие разновидности руд месторождения Доналдсон различаются гораздо сильнее, чем в двух других месторождениях. Представляется, что руды Доналдсона испытали наиболее высокую степень фракционирования. Вполне вероятно, что образцы некоторых высоко фракционированных руд были включены в расчет среднего состава вкрапленных руд Доналдсона.

## Месторождения, связанные с коматиитами

Поведение Au, в какой-то мере, отличается от поведения других благородных металлов. Золото является наиболее подвижным элементом и, возможно, произошло некоторое его перераспределение при метаморфизме, действовавшем на руды.

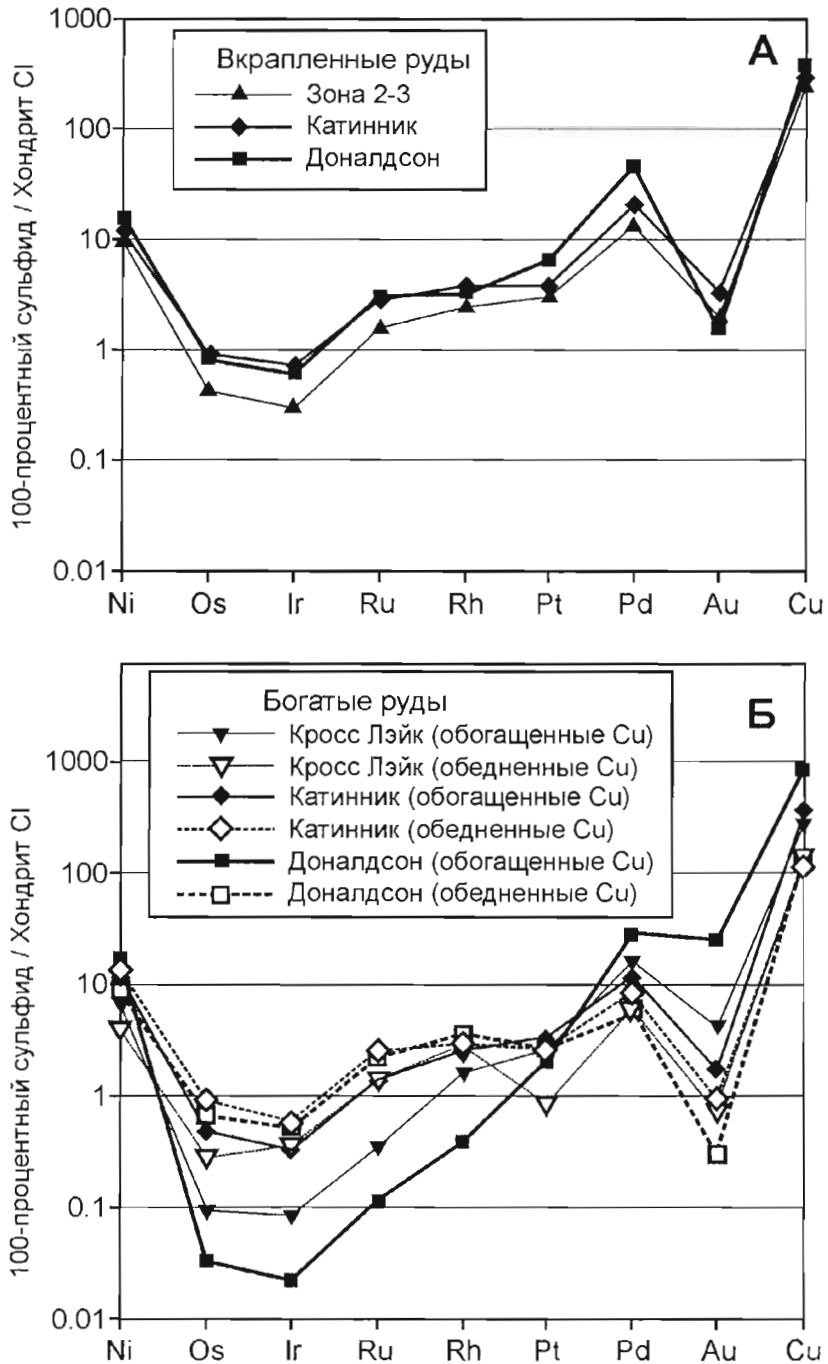


Рис. 3.29.

Средние содержания ЭПГ, Au, Ni и Cu (нормализованные к хондриту CI) в рудах некоторых месторождений района Рэглэн. Составы руд пересчитаны на 100-процентный сульфид.

Ссылки на источники данных представлены в табл. 3.5.

А – вкрапленные руды месторождений 2-3, Катинник и Доналдсон;

Б – богатые (массивные и близкие массивным) руды месторождений Кросс Лэйк, Катинник и Доналдсон (сравниваются составы руд, обогащенных и обедненных Cu)

Средние составы руд некоторых месторождений района Рэглэн, пересчитанные на 100-процентный сульфид\*

Месторождение	Тип руд	К-во проб	S	Ni	Cu	Pd	Pt	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Ссылка
Зона 2-3	Вкрапленные	33	37.7	12.2	2.64	7 782	3 125	505	1 133	167	225	326	1
Доналдсон	Вкрапленные	6	37.1	17.1	4.16	25 261	6 606	695	1 943	362	459	246	3
	Богатые (обогащенные Cu)	5	36.0	17.7	9.08	15 408	2 040	73	77	11	16	3 766	3
	Богатые (обедненные Cu)	9	40.0	10.1	1.06	3 153	2 791	704	1 575	286	337	43	3
Катинник	Вкрапленные	21	38.3	11.4	3.45	11 878	4 032	796	2 109	396	467	525	4
	Богатые (обогащенные Cu)	16	38.6	10.0	4.57	7 290	3 427	481	988	178	249	272	4
	Богатые (обедненные Cu)	14	38.9	12.5	1.34	5 122	2 190	722	1 881	301	445	135	4
Кросс Лэйк	Богатые (обогащенные Cu)	5	39.5	6.31	3.26	8 997	2 548	320	227	41	45	627	2
	Богатые (обедненные Cu)	3	40.4	4.25	1.31	2 971	850	603	950	183	139	108	2

Содержания S, Ni, Cu, Co – вес.%; Pd, Pt, Rh, Ru, Os, Ir, Au – мг/т (ppb).

Ссылки: 1 – по неопубликованным материалам S.-J. Barnes;

2 – по материалам Giovenazzo (1991);

3 – по материалам Giovenazzo (1991) и Dillon-Leitch (1986);

4 – по материалам Barnes et al. (1982), Giovenazzo (1991) и Gillies (1993)

*Генетические аспекты*

Выше уже говорилось, что Albino (1984) применил для интерпретации рудного района Рэглэн модель лавовых каналов, разработанную для архейских коматитов в Камбалде (Leshner et al., 1984), и показал, что некоторые из месторождений этого района могут иметь не интрузивную, а вулканическую природу. В 1990–1993 годах геологи компании Falconbridge использовали эту модель при разведке месторождения Катинник, что позволило успешно предсказывать распространение оруденения. Дальнейшая модификация модели представлена в работах Barnes and Barnes (1990), Лешера с соавторами (Leshner, ed., 1999) и других исследователей, которые пришли к выводу, что все оруденение района Рэглэн имеет вулканическое происхождение.

Watts and Osmund (1999) провели преобразование магнитного и гравитационного полей района Рэглэн, применив методику, разработанную в Университете Британской Колумбии, которая позволяет получить трехмерное изображение геофизических полей. Работая с магнитометрическими данными, они использовали данные аэромагнитной съемки 1988 года и последнюю версию компьютерной программы MAG3D (v.3). На рис. 3.30 показаны их результаты для района Рэглэн между месторождениями 2-3 и Баундари. Полученная картина, как представляется, отображает морфологию меандрирующего лавового канала, подвергнутого складчатости.

Как заметили Green and Dupras (1999), региональная трехмерная магнитная модель согласуется с известными ранее данными о погружении рудных зон к западу и востоку от месторождения 13-14. При этом модель свидетельствует, что месторождения 2-3, Катинник и 5-8 не отвечают самостоятельным лавовым каналам, а принадлежат системе единого меандрирующего канала, который, в результате складчатости, оказался ундулирующим по отношению к поверхности современного эрозионного среза. Последующее бурение подтвердило такую интерпретацию. Лавовый канал (наследовавшийся при последовательных извержениях) был уверенно прослежен на глубине в четырех зонах: между месторождениями 2-3 и Катинник; Катинник и 5-8; 5-8 и 13-14; 13-14 и Уэст Баундари. Согласно интерпретации магнитных данных, канал был частично или полностью эродирован на некоторых участках месторождений 2-3, Катинник, 5-8 и 13-14.

\* Методика пересчета изложена в главе 1

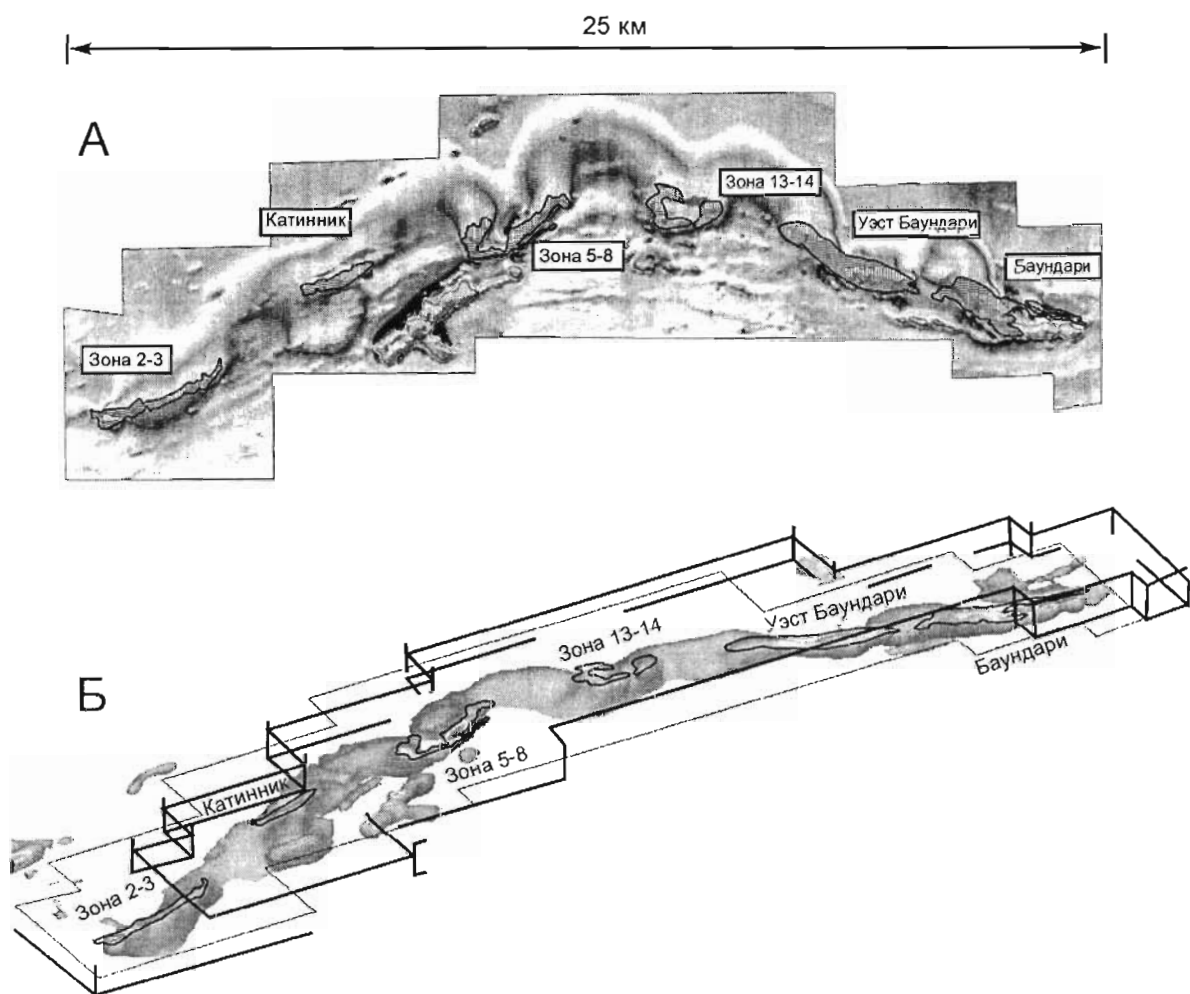


Рис. 3.30.

Аэромагнитная карта (А) и трехмерная магнитная модель (Б) рудного района Рэглэн между месторождениями 2-3 и Баундари (по Watts and Osmond, 1999)

Green and Dupras (1999), основываясь на результатах буровых и горных работ и используя аналитические данные Gillies (1993), показали, что рудные линзы месторождения Катинник объединяются в две группы, которые могут быть связаны с двумя каналами второго порядка в контуре главного канала. В телах северной группы сульфиды содержат около 10 вес% никеля, а в южной группе – около 15 вес%. Разведкой установлено, что рудные линзы постепенно воздымаются к востоку и исчезают у восточной обнаженной части месторождения Катинник, где некоторые из них частично эродированы. Еще далее к востоку, согласно интерпретации магнитной модели (Green and Dupras, 1999), ультрамафитовое тело Катинник, включающее оба канала второго порядка, изгибается к северу и снова погружается до глубины примерно 1000 м. Затем оно изгибается к югу и постепенно воздымается до близповерхностного залегания в районе месторождения 5-8. Эти выводы были подтверждены последующими глубокими разведочными скважинами, пробуренными на флангах месторождений и между месторождениями Катинник и 5-8.

Virnham et al. (1999), изучившие геохимию лав, интрузий и вмещающих пород восточной части пояса Кейп Смит, пришли к выводу, что по геохимии микроэлементов базальты группы Пованнитак имеют сходство с базальтами океанических островов, контаминированными коровым материалом. Состав базальтов группы Чукотат и ультрамафитовых тел района Рэглэн согласуется с их происхождением из деплетированных мантийных расплавов, которые ассимилировали осадочные породы, развитые вверху разреза группы Пованнитак. Лавы, протекавшие по каналам, были наиболее горячими и турбулентными, так что базальный слой закаленных пород в каналах не образовывался, ассимиляция осадочных пород была там максимальной. Сульфиды, поглощенные из подстилающих пород, реагировали с магмой, концентрировали Ni, Cu, ЭПГ и Au и затем осаждались в депрессиях у основания каналов.



Leshner and Ripley (1992) изучили изотопный состав серы сульфидных руд и метаосадочных пород района Рэглэн. Они исследовали валовые пробы (31 образец) и 14 образцов монофракций пирротина и халькопирита из различных типов руд (вкрапленных, сетчатых и массивных) из 8 месторождений. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в исследованных образцах составляют 3–6 ‰. В сульфидах метаосадочных пород, которые были изучены на трех участках,  $\delta^{34}\text{S}$  составляет 4–5 ‰. Таким образом, изотопный состав серы согласуется с моделью ассимиляции вмещающих пород.

Luck and Allegre (1982) и Shirey and Barnes (1994, 1995) изучили Re-Os изотопную систему руд и вмещающих пород. Содержания Re в рудах варьирует от 0.184 до 25.6 *ppb*, Os – от 0.108 до 23.9 *ppb*,  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 1.63\text{--}9.97$  и  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.168\text{--}0.441$ . Подстилающие богатые серой сланцы Пованнитак в среднем содержат 17 *ppb* Re, 0.39 *ppb* Os и имеют отношения  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 216\text{--}278$ ,  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 7.8\text{--}9.2$ . Изотопные характеристики близки хондритовым для руд и отображают высоко радиогенный состав Os в сланцах. На этом основании Shirey and Barnes (1994, 1995) отрицали возможность формирования руд за счет ассимиляции сульфидоносных осадочных пород. Однако Leshner and Stone (1996) и Leshner and Burnham (1999) показали, что в динамических магматических системах Re-Os изотопная система модифицируется значительно быстрее, чем изотопная система серы. Если принять, что "R-фактор" варьировал в пределах 300–1100 (согласно данным Barnes and Picard, 1993; Gillies, 1993), то в этом случае отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в магматической системе, ассимилирующей вмещающие породы, будет близким тому, которое наблюдается в рудах (Leshner et al, 1999).

### 3.2.1.3. Краткие заметки, касающиеся оруденения в породах группы Пованнитак

Группа Пованнитак развита в южной части тектонического пояса Кейп Смит (рис. 3.23). Ее нижняя часть образована различными метаосадочными породами и толелитовыми базальтами (массивными и подушечными) с участием мафит-ультрамафитовых магматических пород. Верхняя часть группы представляет собой осадочную толщу мощностью 1–2 км, где преобладают графит-сульфидсодержащие алевропелитовые сланцы.

Мафит-ультрамафитовые тела группы Пованнитак (их распространение показано на рис. 3.24) имеют мощность до нескольких сотен метров. Одни из них являются дифференцированными, другие не обнаруживают дифференциации. Дифференцированные тела состоят из двух зон. Относительно маломощные нижние зоны представлены столбчатыми перидотитами или пойкилоофитовыми оливниновыми пироксенитами; мощные верхние зоны образованы расслоенными габбро. Некоторые из дифференцированных тел (например, Дельта и Ромео-1) включают маломощные горизонты, обогащенные ЭПГ. Они ассоциируют со слоями богатых пироксеном пегматоидных габбро (Giovenazzo et al., 1989; Thibert, 1993). Недифференцированные тела представлены массивными габбро и пироксенитами, реже перидотитами. Некоторые тела ультрамафитового состава имеют в поперечном сечении U-образную форму и содержат залежи Ni-Cu-ЭПГ сульфидов, приуроченные к основаниям их "U" (например, Экспо Ангава). Автор полагает, что многие из этих тел могут представлять каналы лавовых потоков, подобные развитым в рудном районе Рэглэн.

Недифференцированные ультрамафитовые тела остаются слабо изученными. На основе имеющихся данных представляется, что они были образованы из менее магнезиальной магмы (~14 вес% MgO), чем рудоносные тела района Рэглэн. Их сульфиды имеют невысокое содержание Ni (~3 вес%), по сравнению с 10–15 вес% в сульфидах месторождений района Рэглэн. Однако, остается возможность, что при дальнейших поисках в образованиях группы Пованнитак будет найдено оруденение более высокого качества.

### 3.2.2. Месторождения никеленосного пояса Томпсон (Манитоба, Канада)

Важнейшими месторождениями никеленосного пояса Томпсон являются месторождения Томпсон и Пайп-2. Они были открыты компанией INCO в 1956 и 1957 годах после десятилетних интенсивных геологоразведочных работ в северной части пояса. В предыдущие годы компания разведала на севере района месторождения Моак и Мистери, содержащие руды невысокой сортности. На месторождении Моак уже была пройдена шахта для подземной разведки и подготовки месторождения к эксплуатации. Работы в этой шахте были прекращены, как только стало ясно, что на месторождении Томпсон имеются существенные запасы богатых руд (Fraser, 1985). К 1961 году на месторождении было разведано 25 млн тонн руды со средним содержанием Ni+Cu 2.97 вес.% (Zurbrigg, 1963), и началась его отработка. Месторождение Пайп-2 разрабатывается с 1969 года. В настоящее время общие ресурсы района оцениваются в 150.3 млн тонн руды, содержащей 2.32 вес.% Ni, 0.16 вес.% Cu и 0.046 вес.% Co (см. табл. 1.1).

3.2.2.1. Региональная геология

Никеленосный пояс Томпсон и развитые в его пределах месторождения описаны в работах Zurbrigg (1963), Bell (1971), Coats and Brummer (1971), Coats et al. (1972), Cranstone and Turek (1976), Peredery et al. (1982), Green et al. (1985), Bleeker, (1989b). Пояс Томпсон расположен в центральной части Канады, у границы раннепротерозойской провинции Черчилл и архейского кратона Сьюперior (рис. 3.22). Ширина пояса варьирует от 10 до 35 км, он сложен в различной степени переработанными гнейсами архейского фундамента и перекрывающими их раннепротерозойскими метасадочными и метавулканическими породами. Длина обнаженной части пояса составляет около 300 км (рис. 3.31), но обнажена только его северная оконечность. Пояс Томпсон отчетливо выражен в гравитационном и магнитном полях (Gibb, 1968; Kornik and MacLaren, 1966; Kornik, 1969), и, судя по геофизическим данным, он прослеживается на юг под палеозойским платформенным чехлом вплоть до Южной Дакоты в США (Green et al., 1979). К северо-северо-востоку от обнаженного отрезка пояса Томпсон расположена одновозрастная ему сдвиговая зона Аул Ривер (Рис. 3.31), вдоль которой, согласно аэромагнитным данным, произошло левостороннее смещение с амплитудой порядка 100 км (Bell, 1966). Однако, в литотектоническом отношении пояс Томпсон представляет собой часть пограничной зоны между провинциями Черчилл и Сьюперior (Weber and Scoates, 1978), и в районе месторождения Томпсон он разворачивается в восточном направлении, сменяясь блоком Сплит Лэйк и поясом Фокс Ривер (рис. 3.31). Блок Сплит Лэйк, подобно поясу Томпсон, преимущественно сложен переработанными архейскими породами, тогда как пояс Фокс Ривер образован раннепротерозойскими (эфбскими) породами, включая интрузивные, которые имеют крутое моноклинальное падение на север (Baragar and Scoates, 1981).

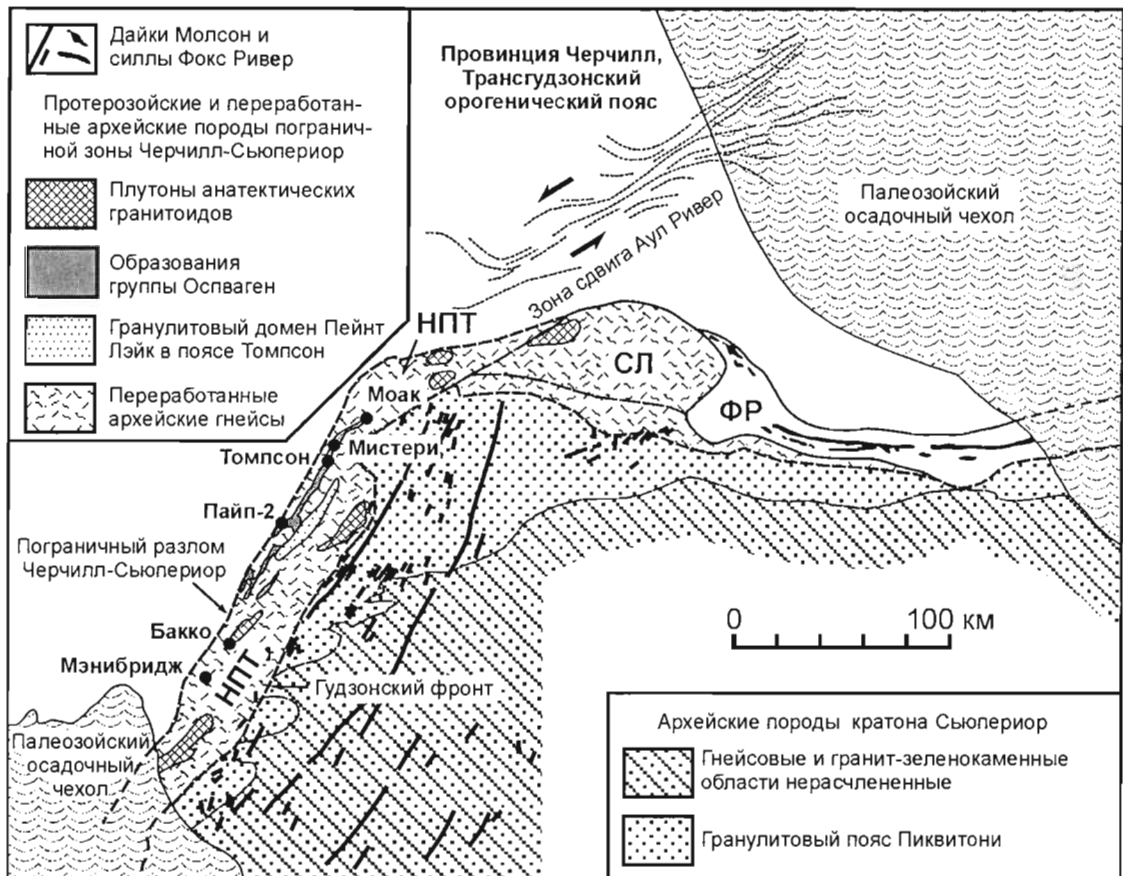
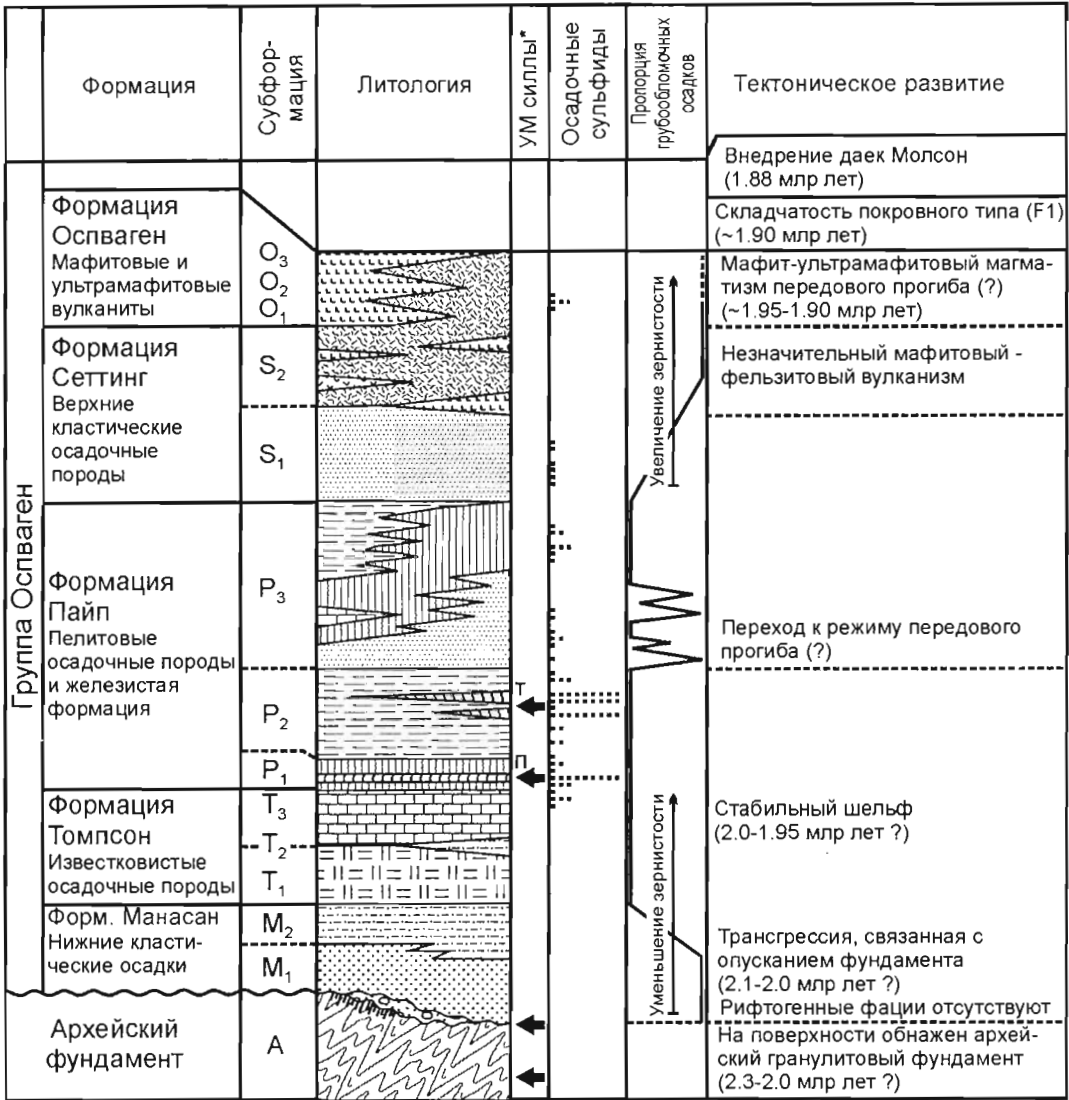


Рис. 3.31.

Схематическая геологическая карта северо-западной части кратона Сьюперior, пограничной зоны Черчилл-Сьюперior и прилегающей части Трансгудзонского орогена (провинция Черчилл). По Bleeker (1990), с изменениями. Пограничная зона Черчилл-Сьюперior включает здесь никеленосный пояс Томпсон (НПТ), блок Сплит Лэйк (СЛ) и пояс Фокс Ривер (ФР)

Месторождения, связанные с коматитами



\*Ультрамафитовые силлы: П - Пайп; Т - Томпсон



Рис. 3.32.

Стратиграфия группы Оспваген и палеотектоническая интерпретация ранних стадий развития никеленосного пояса Томпсон. По Bleeker (1990)

### 3.2.2.2. Геологическое строение и история тектонического развития пояса Томпсон

Преобладающими породами пояса Томпсон являются переработанные гнейсы архейского фундамента. Они образованы, по крайней мере частично, по гранулитам Пиквитони, которые развиты в провинции Сьюпериор к юго-востоку (рис. 3.31). Вдоль восточной границы пояса, называемой Гудзонским фронтом, гранулиты Пиквитони картируются и внутри пояса Томпсон, но здесь на них наложены гудзонские пластические деформации и метаморфизм амфиболитовой фации. Архейский возраст гнейсов доказан Rb-Sr датированием валового состава пород (Cranstone and Turek, 1976) и подтвержден более поздним U-Pb датированием цирконов (Machado et al., 1987).

Внутри пояса, вблизи его западной границы, в сохранившихся фрагментах крупных складок развиты остатки раннепротерозойских образований, которые выделяются в качестве группы Оспваген (Scoates et al., 1977; Bleeker and Masek, 1988). Геологическое картирование, проведенное в конце 1980-х годов (Bleeker, 1989a, Bleeker and Masek, 1988), позволило разработать детальную литостратиграфию группы Оспваген, подразделения которой прослеживаются через весь пояс Томпсон (рис. 3.32). Нижняя толща, образованная обломочными породами (формация Манасан), перекрыта хемогенными и тонкообломочными отложениями формаций Томпсон и Пайп. В составе последней представлены образования железистой формации, включая фации, богатые сульфидами. Выше по разрезу следуют грубообломочные осадочные породы (формация Сеттинг) и, наконец, мафиг-ультрамафитовые вулканиты (формация Оспваген). Комагматами вулканитов, возможно, являются ультрамафитовые силлы, которые локализованы в различных частях разреза группы Оспваген, обычно вблизи ее основания. С этими силлами связаны никелевые сульфидные месторождения.

Интенсивная дислоцированность и слабая обнаженность группы Оспваген затрудняет определение мощностей пород. В работе Bleeker (1990) мощности осадочных и вулканических пород не приводятся нигде. Сказано только, что мощность ультрамафитового силла на месторождении Пайп-2 достигает 150 м. Из геологических разрезов, представленных в работе Bleeker (1990), следует, что на месторождении Томпсон максимальная мощность формации Манасан составляет 60 м, Томпсон – 90 м. На месторождении Пайп-2 зафиксированы следующие мощности формаций: Манасан – 20 м, Томпсон – 35-50 м, Пайп – более 160 м.

Породы группы Оспваген, невзирая на сильную дислоцированность, являются автохтонными образованиями, что позволило Bleeker (1990) интерпретировать ранние стадии тектонического развития пояса Томпсон, основываясь на их составе (рис. 3.32). Современная северо-западная граница распространения группы Оспваген проходит по пограничному разлому Черчилл-Сьюпериор, который представляет собой относительно позднюю структуру. Первоначально, однако, породы Оспваген и плита Сьюпериор, являющаяся их фундаментом, должны были простираться много дальше к западу. Bleeker (1990) пришел к выводу, что пояс Томпсон начал развиваться 2.1–2.0 млрд лет назад в результате опускания краевой части кратона без проявления рифтинга. Накопление осадков Манасан, Томпсон и Пайп было связано с морской трансгрессией, вызванной опусканием фундамента, которое происходило в условиях тектонического режима стабильной платформы. Затем, при накоплении грубообломочных пород Сеттинг и вулканитов формации Оспваген, возможно, развился краевой прогиб<sup>12</sup>.

Дальнейшее тектоническое развитие пояса Томпсон связано с гудзонской орогенией. Последовательность событий, согласно интерпретации Bleeker (1990), представлена на рис. 3.33. Наиболее ранняя складчатость (F1) была вызвана надвиганием с северо-запада, в результате образовалась серия крупных складок покровного типа (nappe-like folds). Деформации происходили в условиях низкотемпературного амфиболитового метаморфизма (Bleeker, 1989b). Точное время складчатости остается неясным, но очевидно, что она произошла ранее 1.88, вероятно, около 1.9 млрд лет назад. Затем внедрились дайки Молсон (1.88 млрд лет), и образовались мелкие изоклиналильные лежащие складки F2 (рис. 3.33А). Складчатость F2 сопровождалась пластичным надвиганием; эти движения происходили в условиях высоких температур, но до температурного пика. Температурный пик регионального метаморфизма, наложенный на вторую фазу складчатости, относится, вероятно, ко времени 1.82 млрд лет, когда произошло формирование анатектических гранитоидов (рис. 3.33Б). Позднее (по крайней мере через 30 млн лет) и при значительно более низких температурах проявился интенсивный левосторонний стресс (sinistral transpression). Он привел к тому, что в толще пород, имевших покровную структуру, образовались крутые, практически вертикальные шарнирные (double-plunging) складки большой амплитуды – складки F3 (рис. 3.33В). Эти складки представляют собой наиболее

<sup>12</sup> Вывод об отсутствии рифтинга, по крайней мере при формировании вулканитов формации Оспваген, не является бесспорным. Vaagaa and Scoates (1981) считали, что образование всех раннепротерозойских мафитовых и ультрамафитовых пород поясов Томпсон, Фокс Ривер, Кейп Смит и Лабрадорского трога было связано с развитием рифтовой зоны Циркум-Сьюпериор.

ярко выраженные структуры никеленового пояса Томпсон. В течение поздней стадии складчатости F3 или позже вдоль крыльев складок развились крутые взбросы, ориентированные параллельно простиранию пояса, особенно многочисленные вблизи пограничного разлома Черчилл-Сьюперитор. В зонах взбросов развились милониты, сформированные в результате пластичных дислокаций. Дислокации, вызвавшие милонитизацию, были субвертикальными – об этом свидетельствует круто наклоненная линейность в зонах скольжения (рис. 3.33Г). На милониты наложены зоны псевдотахилитов, связанные с пластично-хрупкими и хрупкими деформациями. Зоны этих пород тоже имеют крутое падение и ориентированы субпараллельно направлению пояса. При ранних движениях по разломам проявлялось некоторое левостороннее горизонтальное смещение – это последнее выражение левостороннего стресса, господствовавшего при образовании складок F3. Позже, при завершении гудзонской орогени, левосторонний стресс в зоне разлома Черчилл-Сьюперитор сменился правосторонним напряжением. Образовалась широко распространенная система сопряженных поперечных разломов с хрупкими деформациями (рис. 3.33Д), которые являются наиболее поздними из разрывных нарушений, развитых в поясе Томпсон.

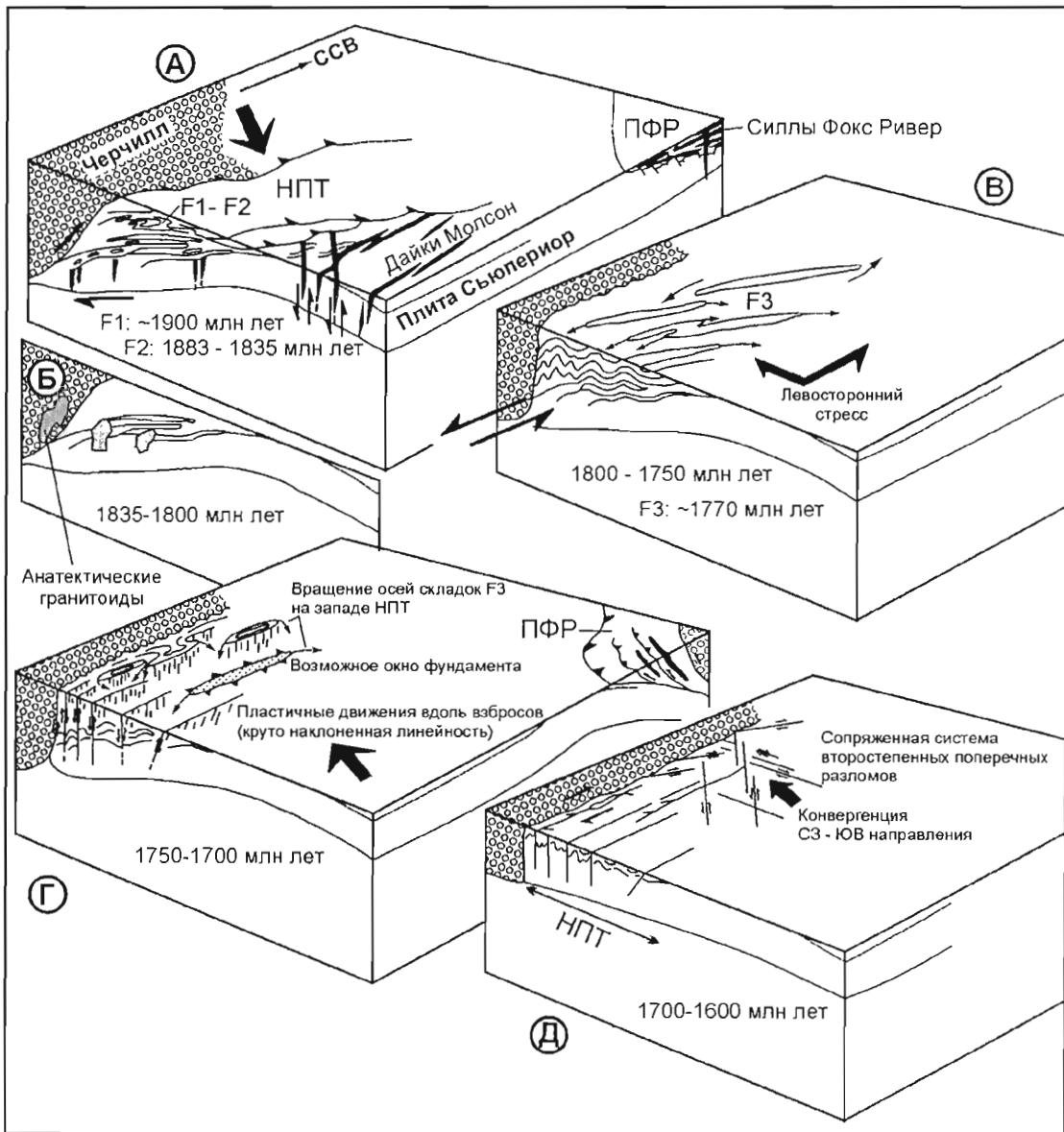


Рис. 3.33.

Блок-диаграммы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию никеленового пояса Томпсон в течение гудзонской орогени. По Bleeker (1990)

НПТ – никеленосный пояс Томпсон; ПФР – пояс Фокс Ривер; F1, F2 и F3 – системы складок

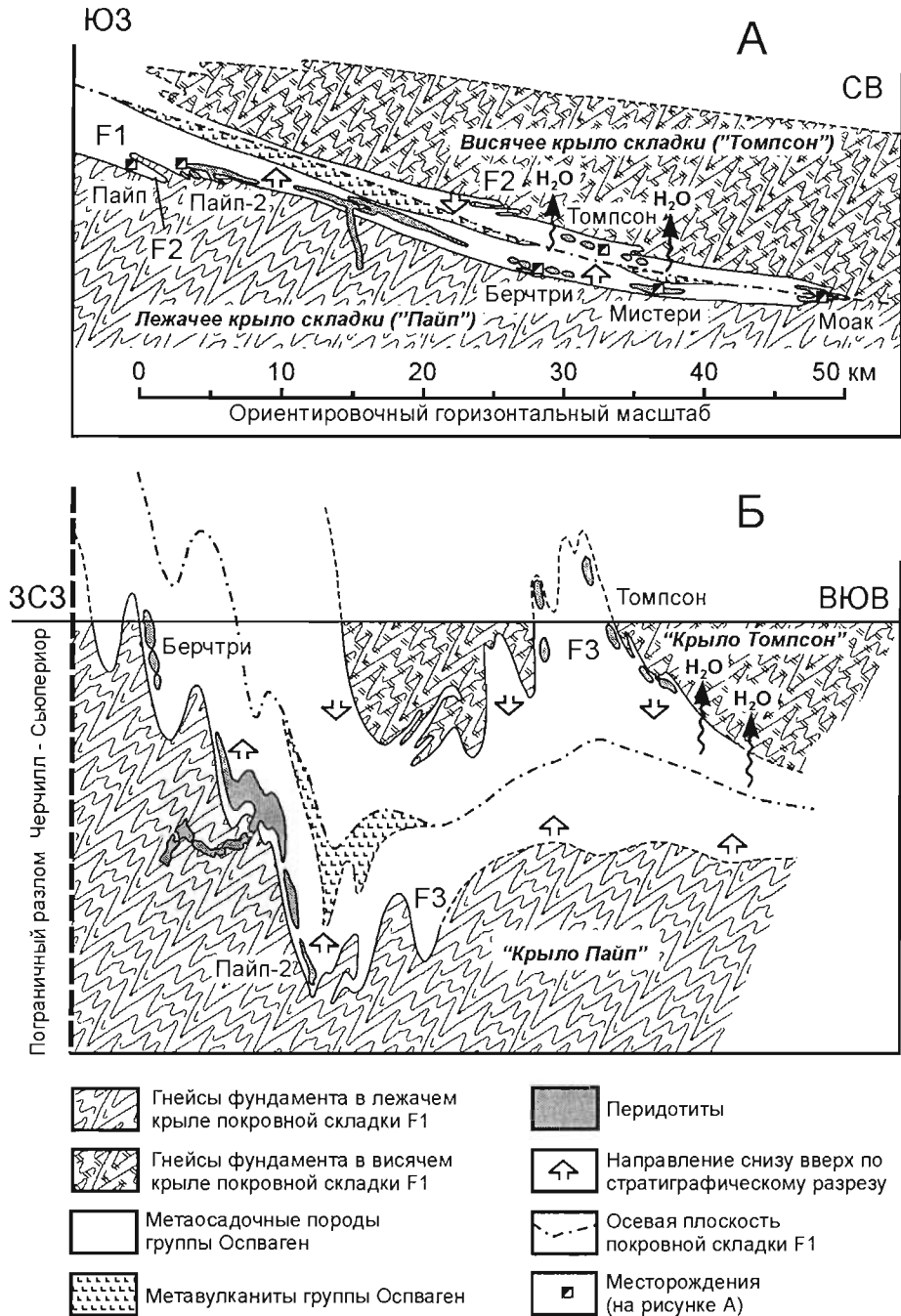


Рис. 3.34.

Схематизированные геологические разрезы (А – продольный, Б – поперечный) через покровную складку F1, с которой связаны все известные месторождения района Моак – Пайп. По Bleeker (1990)

### 3.2.2.3. Характеристика района Моак – Пайп

В южной части пояса Томпсон известно довольно много сульфидных никелевых месторождений, и некоторые из них отрабатывались, например, принадлежащее компании Фолконбридж месторождение Мэнибридж (Coats and Blummer, 1971). Однако, наиболее продуктивными являются месторождения района Моак - Пайп в северной части пояса. Все месторождения этого района локализованы в раннепротерозойских образованиях группы Оспваген, где связаны с ультрамафитовыми силлами, в разной степени будинированными. Образования Оспваген сохранились в остатках крупной, интенсивно

## Месторождения, связанные с коматитами

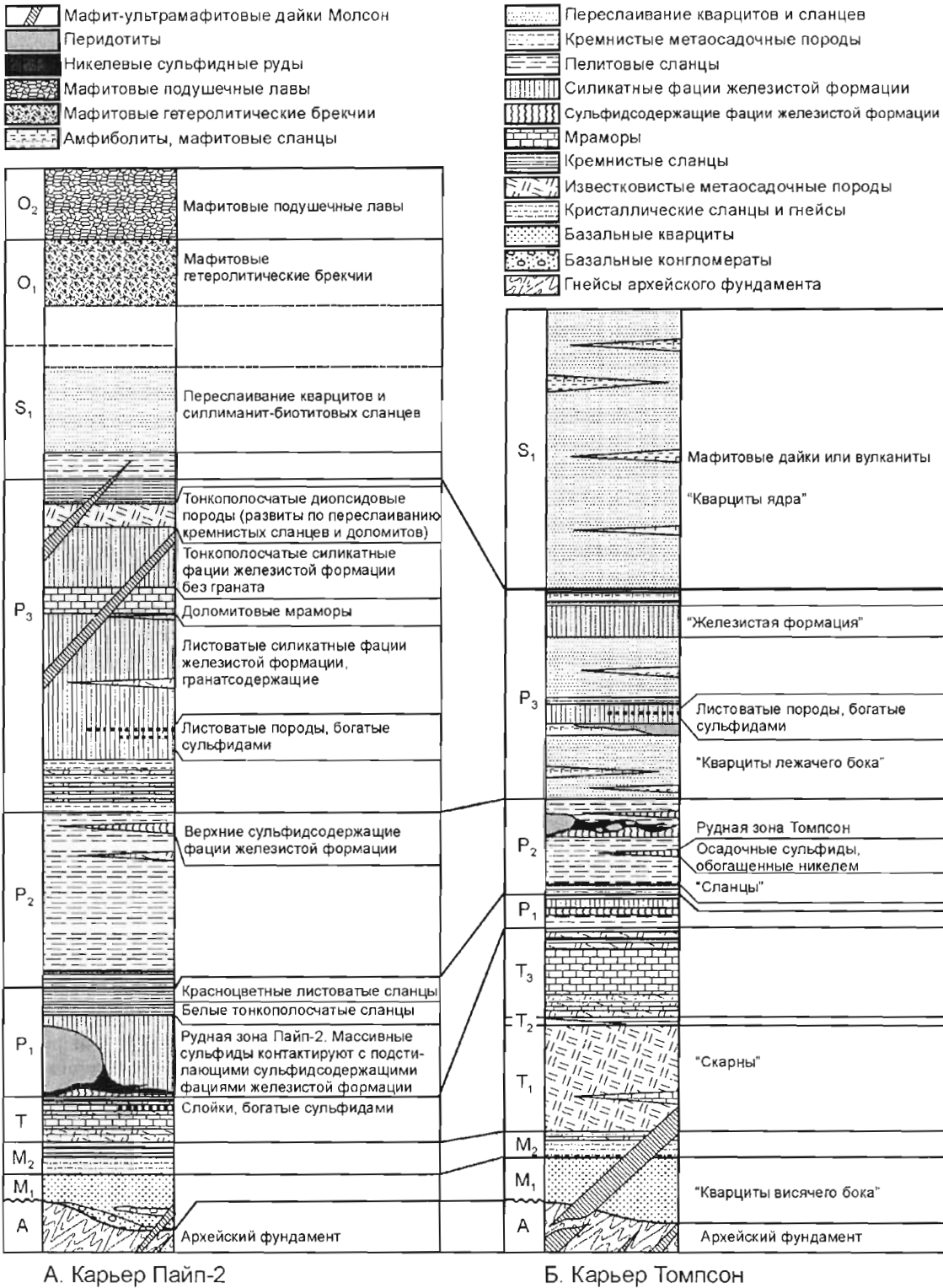


Рис. 3.35.

Реконструкция стратиграфии группы Оспваген в карьере Пайп-2 (А) и в карьере Томпсон (Б). Рудные зоны Пайп-2 и Томпсон приурочены к разным горизонтам формации Пайп, но обе зоны ассоциируют с горизонтами сульфидсодержащих фаций железистой формации. По Bleeker (1990). Слева от стратиграфических колонок приведены индексы стратиграфических подразделений, расшифровка которых представлена на рис. 3.32. При характеристике пород месторождения Томпсон в кавычках приведена терминология, используемая местными геологами

дислоцированной покровной складки F1, где на нее наложена серия крутых вертикальных складок F3 с нормальным и перевернутым положением шарниров (рис. 3.34). На рис. 3.34А приведен продольный разрез покровной складки, позволяющий понять ее строение, исключив влияние наложенной складчатости F3. Большинство месторождений находится в лежачем крыле складки, которое называется "крылом Пайп". К висячему крылу ("крыло Томпсон") приурочено только месторождение Томпсон. Архейские гнейсы в висячем крыле Томпсон существенно изменены под влиянием метасоматоза (обогащены калишпатом, включают пегматоидные обособления), а ультрамафитовые силлы деформированы значительно сильнее, чем в крыле Пайп. Метавулканиты формации Оспваген развиты только в нижнем (лежачем) крыле складки.

В поясе Томпсон ультрамафитовые силлы внедрены в протерозойскую толщу на нескольких стратиграфических уровнях. Силлы и дайкообразные тела встречаются также в породах подстилающего архейского фундамента (рис. 3.32). Однако, месторождения района Моак – Пайп связаны с интрузиями, залегающими только в двух частях стратиграфического разреза. Силл Пайп-2 локализован в нижней части формации Пайп (ниже толщи пелитовых сланцев) в горизонте графит-сульфидсодержащих фаций железистой формации (рис. 3.35А). Другие рудоносные тела лежачего крыла покровной складки имеют аналогичную стратиграфическую позицию. Силл Томпсон залегает стратиграфически выше, вблизи кровли пелитовых сланцев (рис. 3.35Б). В горизонте его локализации тоже развито значительное количество осадочных сульфидов – в виде вкрапленности и линз пирротина в переслаивающихся графитовых и кремнистых сланцах. Этот горизонт развития сульфидсодержащей фации железистой формации представлен и в разрезе Пайп-2 – в виде слоя пирротина мощностью от 10 до 50 см, содержащего включения графитовых и кремнистых сланцев.

Таким образом, все известные месторождения района Моак – Пайп локализованы в горизонтах, где наблюдается наиболее высокая концентрация осадочных сульфидов. Это, по-видимому, не является случайностью. Масса осадочных сульфидов исключительно велика, и будет вполне естественным учитывать их при разработке модели генезиса никелевых руд (Naldrett et al., 1979). Полевые наблюдения, структурные взаимоотношения и геохимия сульфидов указывают, что никелевые руды имеют магматическое происхождение, но важнейшим фактором их генезиса была ассимиляция осадочной серы при эволюции интрузий.

### 3.2.2.4. Месторождение Томпсон

#### *Геология*

Рудная зона месторождения Томпсон прослежена на поверхности на расстояние 6 километров и до 1200 м на глубину. Рудное тело является стратиформным, оно располагается внутри толщи пелитовых сланцев формации Пайп, в основном, вблизи ее кровли, где местами ассоциирует с будинами перидотитов (рис. 3.36, 3.37). Несмотря на длительную и сложную историю тектоники и метаморфизма (несколько фаз складчатости и метаморфизм силлиманит-гранат-калишпатовой ступени), руды практически не выходят за пределы пелитовой толщи, исключая случаи их проникновения в зоны наиболее поздних разломов. Существенная ремобилизация сульфидов произошла только внутри рудовмещающего горизонта. Эта ремобилизация, как заключил Bleeker (1990), была пассивной, связанной с растяжением при складчатости, что привело к будинированию рудоносных ультрамафитовых силлов, с которыми первоначально ассоциировали руды. Магматические сульфиды могут удалиться от ультрамафитовых будин, но остаются в горизонте локализации силла между будинами (см приведенный ниже рис. 3.40.Б).

#### *Сульфидное оруденение*

В пределах пояса Томпсон развиты осадочные и магматические сульфиды. Осадочные сульфиды образуют слои и прослои (мощностью от миллиметров до дециметров), чередующиеся со сланцами, сильно обогащенными графитом, которые представляют собой кремнистые и силикатные фации железистой формации. Исходя из концентрации Ni, выделяются два типа осадочных сульфидов: пустые и обогащенные никелем. Пустые сульфиды имеют содержания Ni ниже 500 ppm (1000 ppm в 100-процентном сульфиде). Они представлены пирротинном, халькопиритом, поздним пиритом и аксессуарными минералами. Обогащенные осадочные сульфиды, в основном, отличаются от пустых повышенными содержаниями Ni и Co и присутствием среди рудных минералов пентландита и герсдорфита. Они развиты лишь в непосредственной близости от главной никелевой рудной зоны, образованной магматическими рудами. Концентрации Ni в них широко варьируют (от 0.1 до 10 вес%), увеличиваясь с приближением к магматическим сульфидам (Bleeker, 1990).



Месторождения, связанные с коматиитами

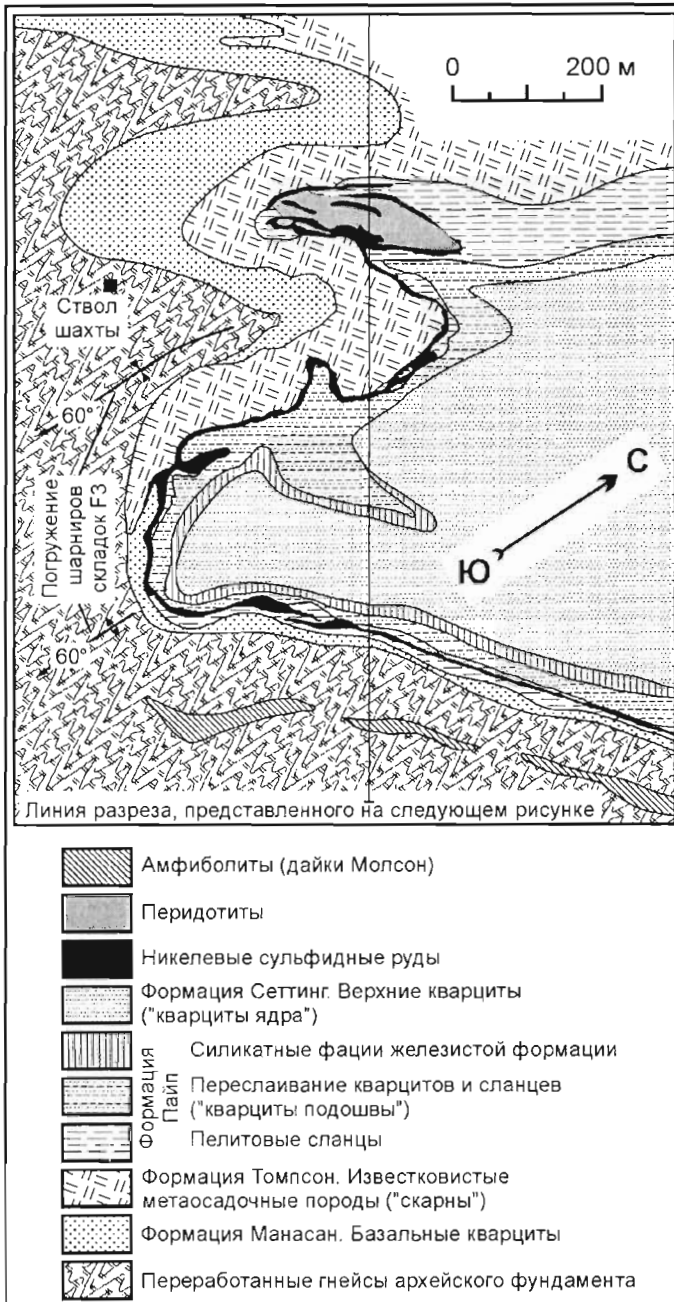


Рис. 3.36.

Геологическая карта рудника Томпсон на горизонте 1000 футов. По Bleeker (1990), на основе материалов Zurbrigg (1963).

В легенде к карте в кавычках приведена терминология, используемая местными геологами

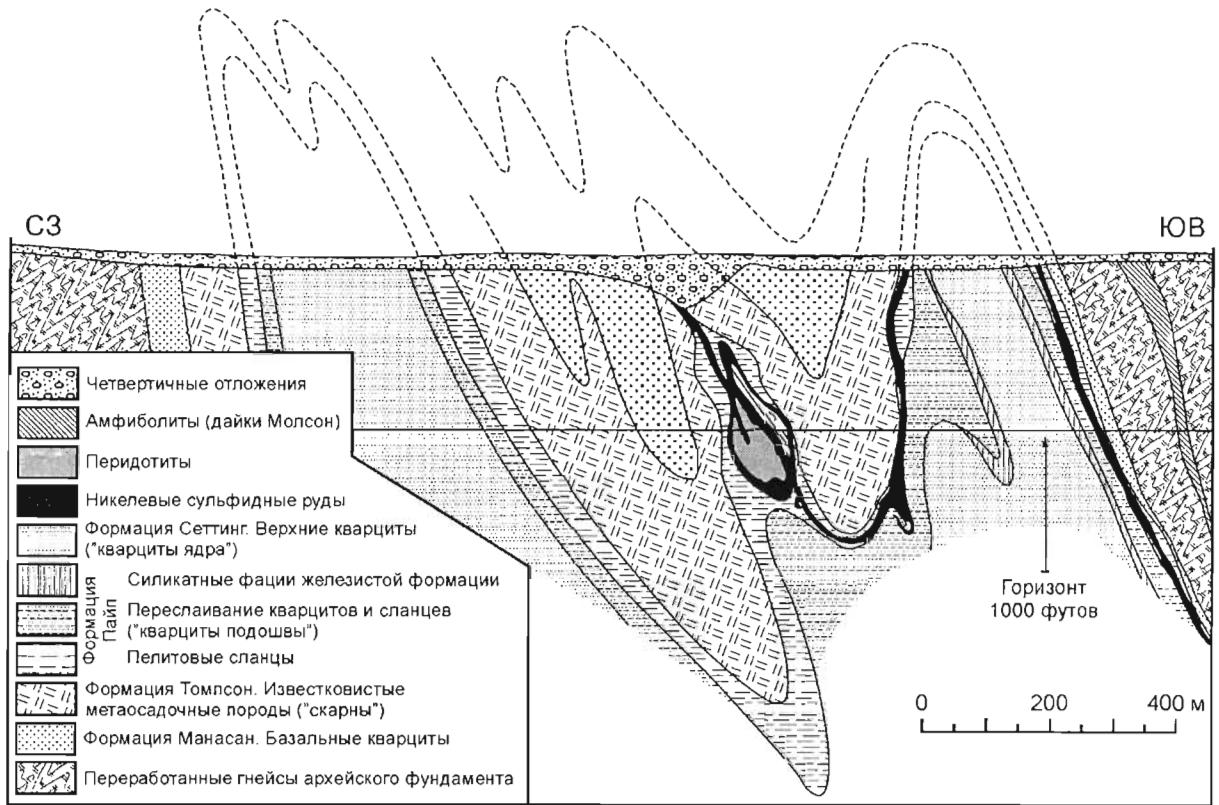


Рис. 3.37.

Геологический разрез месторождения Томпсон (по Bleeker, 1990).

Примечания.

1. Положение разреза показано на рис. 3.36.
2. Карьер Томпсон отрабатывает рудное тело, показанное на юго-востоке разреза.
3. В легенде к разрезу в кавычках приведена терминология, используемая местными геологами

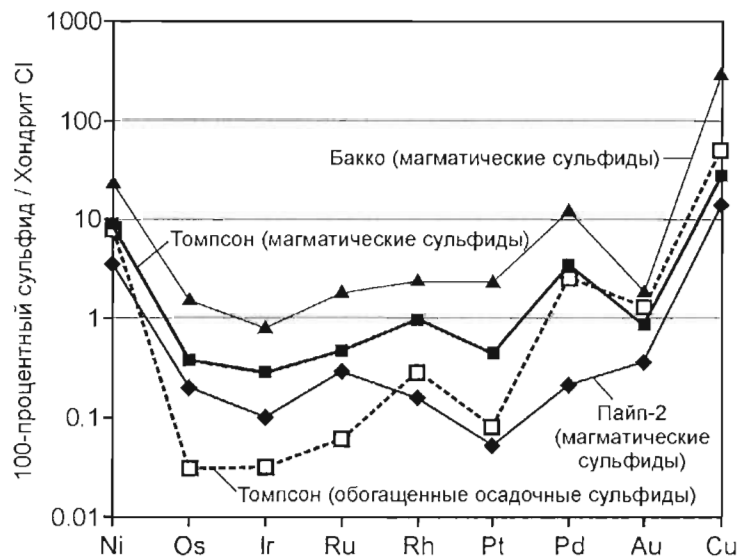


Рис. 3.38

Средние содержания ЭПГ, Au, Ni и Cu (нормализованные к хондриту CI) в рудах некоторых месторождений никеленосного пояса Томпсон. Составы руд пересчитаны на 100-процентный сульфид. По данным Bleeker, 1990 (месторождение Томпсон), Naldrett et al., 1979 (месторождение Пайп-2) и Good and Naldrett, 1993 (месторождение Бакко)

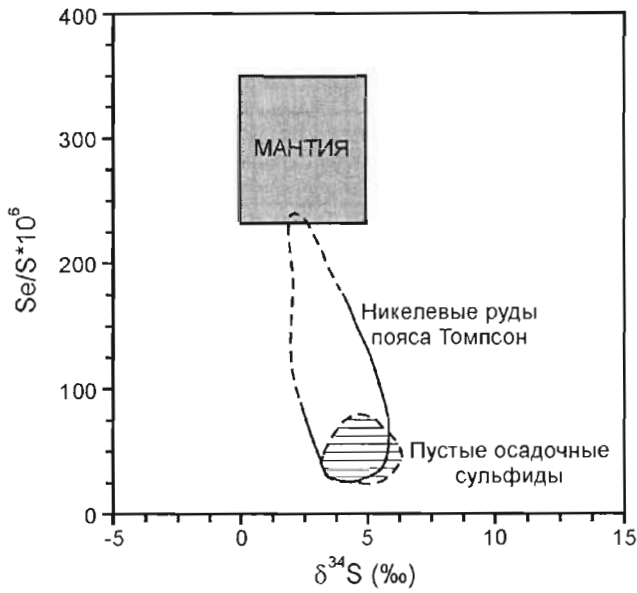


Рис. 3.39.

Диаграмма Se/S –  $\delta^{34}S$  для никелевых сульфидных руд и "пустых" осадочных сульфидов никеленосного пояса Томпсон (по Eckstrand et al., 1989)

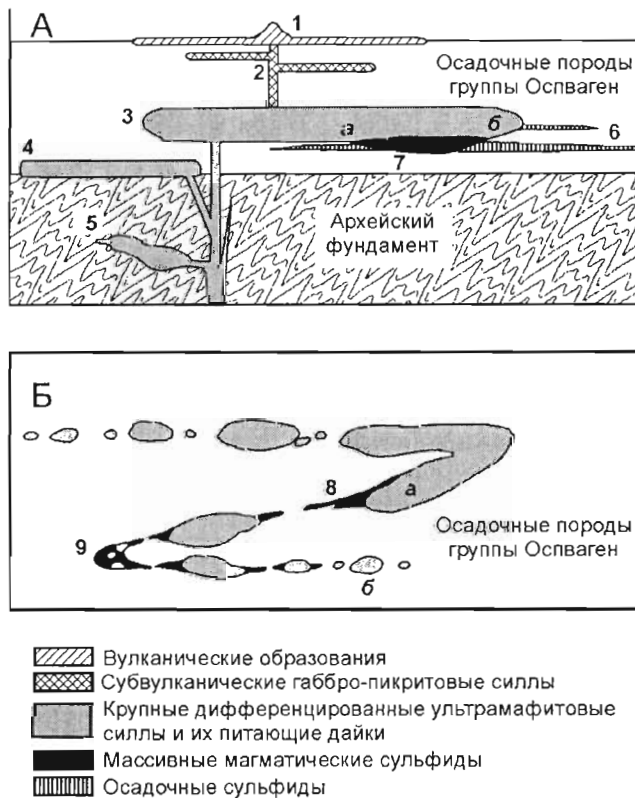


Рис. 3.40.

Модель формирования сульфидных месторождений никеленосного пояса Томпсон на магматической стадии развития района (А) и изменение морфологии рудных тел в результате орогенеза (Б). По Bleeker (1990).

Цифровые и буквенные обозначения разъясняются в тексте

Таблица 3.6

Химические составы магматических "экзогенных" и обогащенных осадочных сульфидов в месторождении Томпсон (по Bleeker, 1990)

№№ обр.	S вес%	Ni вес%	Cu вес%	Co вес%	Pt ppb	Pd ppb	Rh ppb	Ru ppb	Ir ppb	Os ppb	Re ppb	Au ppb	Cr ppm	Zn ppm	Se ppm	As ppm	Mo ppm	C вес%
<b>Магматические "экзогенные" сульфиды</b>																		
T.372.1	4.70	1.30	0.03	0.03	150	330	27	60	27	26	2	54	590	280	4	19	1	0.60
T.527C	9.30	1.70	0.21	0.03	110	420	25	33	17	22	6	21	230	190	6	55	4	0.70
T.533	20.20	3.60	0.12	0.06	48	430	55	120	44	69	24	21	290	180	9	40	10	1.40
T.527B	23.30	4.10	0.15	0.08	100	850	110	180	70	97	35	110	410	280	14	63	9	1.10
T.239	25.00	7.00	0.17	0.12	450	1 260	150	240	110	130	2	55	530	330	8	1661	8	0.30
T.353A	26.00	5.90	0.12	0.09	200	1 200	113	190	77	110	45	29	460	260	16	69	7	0.20
T.251	26.70	4.40	0.05	0.07	320	1 160	129	250	95	140	32	65	610	430	20	47	8	0.40
T.188C	28.70	7.10	0.38	0.11	1 175	900	161	280	170	180	74	100	530	360	20	86	6	0.20
T.271	29.90	5.70	0.22	0.13	100	950	137	230	94	140	2	120	620	320	19	71	10	1.00
T.527A	29.90	7.10	0.10	0.09	580	940	127	210	91	130	12	84	600	420	18	75	8	0.70
T.188A	30.20	7.10	0.35	0.13	180	540	130	250	110	140	72	50	580	340	21	96	7	0.10
T.545	30.90	8.00	0.13	0.08	230	450	210	270	130	160	100	49	520	470	19	153	7	0.10
T.346A	31.10	3.50	0.25	0.10	500	1 230	156	250	100	140	2	100	560	450	22	73	8	0.40
T.15A	33.30	6.90	0.21	0.11	110	600	161	300	110	180	94	55	570	380	22	63	10	0.40
T.534	35.70	9.80	0.37	0.13	66	4 770	218	300	160	220	120	42	930	560	17	94	11	0.10
T.296	35.90	9.30	0.50	0.15	100	2 900	210	360	160	240	130	220	1 200	700	24	92	8	0.00
T.188B	36.80	10.10	0.38	0.15	1 700	4 200	286	400	200	200	88	240	500	500	42	166	9	0.10
T.512B	38.00	10.50	0.53	0.15	100	2 520	238	330	170	210	79	99	560	550	33	93	5	0.00
T.512A	38.50	10.20	0.39	0.14	190	3 000	183	420	200	220	76	340	610	580	34	95	5	0.10
<b>Среднее</b>	<b>28.11</b>	<b>6.49</b>	<b>0.25</b>	<b>0.10</b>	<b>337</b>	<b>1 508</b>	<b>149</b>	<b>246</b>	<b>112</b>	<b>145</b>	<b>52</b>	<b>98</b>	<b>574</b>	<b>399</b>	<b>19</b>	<b>164</b>	<b>7</b>	<b>0.42</b>
<b>Обогащенные осадочные сульфиды</b>																		
T.273	19.50	5.80	0.50	0.08	54	760	39	31	11	5	2	61	160	310	3	64	9	2.20
T.436	19.90	1.80	0.07	0.02	13	450	7	11	3	4	14	30	29	190	8	6	19	4.00
T.522	21.60	3.50	0.21	0.06	24	760	69	19	14	17	29	26	160	220	9	85	19	3.10
T.212.A	21.80	3.50	0.04	0.06	34	600	30	30	8	7	9	60	66	190	8	46	14	1.90
T.512C	27.60	6.60	0.60	0.12	150	600	91	70	28	30	2	635	140	310	10	56	25	5.60
T.426	31.60	10.90	0.56	0.09	40	1 750	6	6	3	5	12	15	5	470	7	122	19	3.10
T.549	32.20	10.50	0.88	0.11	100	2 070	60	38	19	11	33	210	44	420	7	122	17	3.50
T.425A	32.90	5.20	0.40	0.07	18	990	14	23	5	6	57	13	0	280	17	64	34	1.90
<b>Среднее</b>	<b>25.89</b>	<b>5.98</b>	<b>0.41</b>	<b>0.08</b>	<b>54</b>	<b>998</b>	<b>40</b>	<b>29</b>	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>20</b>	<b>131</b>	<b>76</b>	<b>299</b>	<b>9</b>	<b>71</b>	<b>20</b>	<b>3.16</b>

Магматические руды образованы пирротинном, пентландитом, халькопиритом, герсдорфитом, хромистой шпинелью и различными акцессорными и вторичными фазами. Bleeker (1990) разделял их на "эндогенные" и "экзогенные" в зависимости от того, локализованы они внутри или за пределами ультрамафитовых рудообразующих пород.

Типичные массивные руды месторождения Томпсон представлены "экзогенными" магматическими сульфидами, образующими линзы различного размера в пелитовых сланцах по соседству с ультрамафитовыми будинами. Руды обычно грубозернистые, они не содержат или содержат очень мало графита и других примесей, исключая чешуйки биотита. Химически они довольно однородны, имеют высокий уровень содержания Cr (от 500 до 1500 ppm) и устойчивые отношения Ni/Cu, Ni/Co и Ni/S. "Эндогенные" магматические сульфиды развиты внутри ультрамафитовых пород – в виде вкрапленности, сетчатых интерстиционных руд и интерстиционных руд с неравномерным распределением сульфидов. Встречаются небольшие жилы массивных сульфидов и брекчиевые руды, по сортности близкие к массивным.

В табл. 3.6 и на рис. 3.38 представлены составы обогащенных осадочных и "экзогенных" магматических сульфидов по данным Bleeker (1990). Содержания Ni, Pd, Au и Cu в тех и других рудах сходны, но осадочные руды заметно беднее Pt, Rh, Ru, Ir, и Os, а также Cr, Se и As. Наклон профиля ЭПГ в осадочных рудах заметно круче, чем в магматических; они обеднены Ru, Ir, и Os в большей степени, чем платиной и палладием. Отрицательная аномалия Pt, характерная для всех руд никеленосного пояса Томпсон, в осадочных сульфидах выражена наиболее ярко (рис. 3.38). Генезис обогащенных осадочных руд обсуждается в разделе 3.2.2.7.

### 3.2.2.5. Месторождение Пайп-2

#### *Геология*

Месторождение Пайп-2 деформировано меньше, чем месторождение Томпсон. Рудная зона прослежена на поверхности на расстоянии примерно 1 км. Она преимущественно приурочена к основанию серпентинизированного ультрамафитового тела (мощностью до 150 м), которое протягивается на расстояние более 2 км. Это тело интерпретируется как остаток крупной будинированной интрузии. Месторождение находится в западном крыле сильно сжатой, круто падающей к северо-востоку синформы F3 (рис. 3.34Б). На крыльях складки развиты переработанные гнейсы фундамента, в ядре – интенсивно деформированные породы группы Оспваген, метаморфизованные до ставролитовой ступени. Ультрамафитовое тело погружается на юго-восток под углом 75°, согласно вмещающим метаосадочным породам. Интрузия имеет дифференцированное строение. В ее разрезе с северо-запада на юго-восток (в направлении омоложения вмещающих осадочных пород) последовательно сменяются дуниты, перидотиты и ортопироксениты.

В региональном плане ультрамафитовая будина Пайп-2 представляет собой наиболее южное из серии тел, простирающихся от карьера Пайп-2 вдоль западного берега озера Оспваген до рудника Берчтри (см. схему, представленную на рис. 3.34А). Там, где стратиграфическая позиция этих тел определена, они находятся на одном и том же уровне в разрезе группы Оспваген – выше карбонатных пород и нижних сульфидосодержащих фаций железистой формации, ниже появления первых силикатных образований железистой формации. Это существенно ниже стратиграфической позиции рудной зоны Томпсон (см. рис. 3.35).

#### *Сульфидное оруденение*

На месторождении Пайп-2 развиты те же типы сульфидных образований, что и на месторождении Томпсон. Это "эндогенные" руды (вкрапленные, сетчатые интерстиционные и массивные), "экзогенные" массивные магматические руды, осадочные сульфиды, обогащенные никелем, и пустые осадочные сульфиды. Однако, если в месторождении Томпсон преобладают "экзогенные" магматические сульфиды, то основной объем руд Пайп-2 развит внутри и в основании материнского ультрамафитового силла.

### 3.2.2.6. Сравнение химического состава магматических руд месторождений Томпсон, Пайп-2 и Бакко

Средние составы магматических руд названных месторождений, пересчитанные на 100-процентный сульфид, представлены на многокомпонентной диаграмме халькофильных элементов на рис. 3.38. Как было впервые замечено Naldrett et al. (1979), сульфиды Пайп-2 содержат меньше цветных и благородных металлов, чем сульфиды двух других месторождений, а сульфиды Бакко заметно богаче. В коллекции, проанализированной автором и его сотрудниками (табл. 3.3), среднее содержание серы в валовом составе руд Пайп-2 в 15 раз выше, чем в Бакко, но содержание Ni выше только в 2 раза, а содержания Pt и Pd ниже. Naldrett et al. (1979) объяснили это различием R-фактора при формировании руд. Месторождение Бакко находится в южной части пояса Томпсон (рис. 3.31), где локализовано в высокометаморфизованных архейских гнейсах: рудоносная интрузия Бакко интерпретируется как часть питающей системы ультрамафитовых пород протерозойской толщи (Good, 1985). Сульфиды во вмещающих гнейсах редки. Это могло стать причиной того, что месторождение Бакко содержит только бедное сульфидами вкрапленное оруденение, но сульфиды сегрегировались при высоком R-факторе и оказались сильно обогащенными халькофильными элементами.

## 3.2.2.7. Генезис сульфидного оруденения

Геологические и геохимические данные свидетельствуют о магматическом происхождении основного объема руд месторождений пояса Томпсон. Вместе с тем, развитие промышленного оруденения контролировалось двумя горизонтами сульфидсодержащих фаций железистой формации; именно на стратиграфическом уровне этих горизонтов образован основной объем магматических сульфидов.

О родстве между осадочными и магматическими сульфидами ясно свидетельствуют отношения Se/S (Eckstrand et al., 1989). Составы сульфидных руд пояса Томпсон показывает тренд, проходящий от магматических образований к осадочным сульфидам, бедным Se (рис. 3.39). Эти данные позволяют предполагать, что около 80 % рудных сульфидов произошло из осадочного сульфидного вещества. О присутствии осадочной серы говорят также несколько повышенные значения  $\delta^{34}\text{S}$  в рудах пояса Томпсон.

Bleeker (1990) пришел к выводу, что рудообразующие магматические тела имеют интрузивное происхождение, и предположил, что они могли представлять магматические камеры, входящие в питающую систему вышележащих вулканических образований (рис. 3.40А).

Bleeker (1990) доказывал, что важным процессом при рудообразовании было перераспределение Ni (в меньшей степени Co и Cu) в течение пика высокотемпературного метаморфизма. Осадочные сульфиды графитовых сланцев, которые на удалении от рудоносных интрузий являются пустыми (<1000 ppm Ni), имеют повышенные концентрации Ni вблизи богатых никелем магматических руд. Содержания никеля в обогащенных осадочных сульфидах варьируют от слегка превышающих 1000 ppm до 10 вес.%, показывая закономерное снижение по мере удаления от магматических руд. Вблизи магматических рудных тел осадочные сульфиды характеризуются концентрациями Ni и отношениями Ni/Co, полностью уравновешенными с магматическими сульфидами, хотя концентрации Cr остаются разными. По мере приближения к зонам магматических руд, отношения Ni/Co увеличиваются в осадочных сульфидах от значений 2.5–7, характерных для их "пустых" разновидностей, до значений, свойственных магматическим рудам (22 в месторождении Пайп-2 и 50 в месторождении Томпсон). Bleeker (1990) отметил, что перераспределение Ni в месторождении Томпсон происходило значительно более интенсивно, чем в месторождении Пайп-2, что согласуется со степенью метаморфизма. Отсюда он предположил, что перераспределение металлов происходило при метаморфизме.

По мнению автора, метаморфизм для перераспределения металлов вовсе не обязателен. Примером может быть изученное автором рудопроявление Пэнтс Лэйк (Лабрадор, Канада), расположенное в 80 км к югу от месторождения Войсис Бэй. Троктолитовая магма контактировала там с подстилающими осадочными породами, богатыми пирротинном. Степень регионального метаморфизма в этом районе очень низка (она отвечает цеолитовой фации), так что интенсивная диффузия при метаморфизме не представляется вероятной. Осадочные сульфиды, залегающие ниже интрузии, включают многочисленные чешуйки графита; в полированных шлифах они выглядят "грязными". В нижней части интрузии развиты сульфиды, которые, как предполагается, вошли в троктолитовую магму в результате переплавления осадочного пирротина. Они "очищены" от графита и содержат пентландит. Однако, пентландит присутствует не только в "очищенных" переплавленных сульфидах в интрузии, но и в 1–2 м ниже, в "грязных" осадочных сульфидах. Основываясь на этом наблюдении, автор считает, что никель и, вероятно, другие металлы могли диффундировать в осадочные сульфиды во время интрузии магмы; метаморфизм высоких степеней для проявления этого процесса не нужен.

На рис. 3.40 представлена модель формирования месторождений никеленосного пояса Томпсон, по Bleeker (1990). Предполагается, что крупные ультрамафитовые силлы и тела неправильной формы (они обозначены цифрами 3, 4 и 5 на рис. 3.40А), в том числе рудоносные, были связаны с мафит-ультрамафитовыми вулканиитами группы Оспваген (1) и габбро-пикритовыми силлами (2). Силлы представляли более глубинную часть магматической системы, и некоторые из них могли служить промежуточными камерами вулканических образований. Местами силлы интродировали вдоль сульфидсодержащих горизонтов осадочной толщи (6). Магма ассимилировала осадочные сульфиды, и в результате формировались крупные скопления магматических сульфидных руд (7). В ходе орогенеза (рис. 3.40Б) рудоносные силлы были вовлечены в складчатость, растянуты и будинированы. Деформация силлов сопровождалась пассивной ремобилизацией сульфидов вдоль рудовмещающих горизонтов. Массивные сульфиды концентрировались в шейх будин (8, месторождение Пайп-2) и в виде полностью изолированных линз между крупными будинами (9, некоторые рудные тела месторождения Томпсон). Сульфиды при этом не вышли за контур той части ультрамафитового силла, где они первоначально формировались (между пунктами а и б).

## **Месторождения, ассоциирующие с платобазальтовым магматизмом**

Платобазальтовый (flood basalt) магматизм проявлялся только на поздних стадиях развития Земли, начиная с позднего протерозоя. Его главная особенность – развитие на огромных площадях (нередко сотни тысяч – миллионы км<sup>2</sup>) при кратковременности магматической активности (до 15 млн лет в протерозое и, обычно, 1–2 млн лет в фанерозое). В платобазальтовых провинциях лавовые фации существенно преобладают над эксплозивными и интрузивными; доминирующими породами являются однообразные толеитовые базальты. Магматические провинции нередко (но не всегда) имеют форму, близкую изометричной.

Излияния платобазальтов представляют наиболее грандиозные магматические события фанерозойской истории Земли. Платобазальтовый вулканизм развивался и в океанических, и в континентальных обстановках (континентальные платобазальты нередко называются траппами). Океанический магматизм значительно интенсивнее континентального. Лавы крупнейшей океанической провинции Утанг-Джава имеют объем 60 млн км<sup>3</sup> (Mahoney and Coffin, eds., 1997), а объем магматитов крупнейшей Сибирской континентальной провинции (рис. 4.1) составляет около 4 млн км<sup>3</sup> (Масайтис, 1983). Однако, излияния и эксплозии континентальных траппов, вызывая экологические катастрофы с массовым вымиранием организмов, сыграли более важную роль в геологической истории. Сибирский магматизм определил биостратиграфическую границу между палеозоем и мезозоем (Czamanske et al., 1998 и их ссылки), вулканизм Кару-Феррар – между нижней и средней юрой (Duncan et al., 1997), вулканизм Декана – между мезозоем и кайнозоем (Courtillet et al., 1986, 1988 и другие работы).

Следует подчеркнуть, что платовулканизм (по крайней мере, континентальный) проявлялся только эпизодически и не имеет аналогов в современной обстановке. Длительное время считалось, и это мнение остается преобладающим, что платовулканизм связан с гигантскими мантийными плюмами, поднимавшимися с огромных глубин, скорее всего, с границы ядра и мантии (Richards et al., 1989; Campbell and Griffiths, 1990; Griffiths and Campbell, 1991 и другие работы). Однако, числовое моделирование, проведенное Farnetani and Richards (1994), продемонстрировало, что плюм, отвечающий размеру платобазальтовых провинций, имеющий радиус "головы" 400 км, перегретый на 350° С, должен был вызвать поднятие амплитудой 2–4 км, развивавшееся в течение десятков миллионов лет до начала вулканизма. Свидетельств такого поднятия в большинстве платобазальтовых провинций не установлено. Czamanske et al. (1998) показали, что Сибирская платформа представляла собой низкую равнину (с высотными отметками, близкими уровню моря) и преимущественно испытывала компенсированное погружение как десятки миллионов лет до начала вулканизма (в тунгусское время), так и во время трапповых излияний. Они пришли к выводу, что в Сибирской провинции не было ни поднятия, ни плюма. В качестве альтернативного объяснения магматизма Czamanske et al. (1998) приняли модель Anderson (1994) и King and Anderson (1995), согласно которой платобазальты появляются при раздвиге литосферы у границ докембрийских кратонов. Раскол, инициировавший Сибирский магматизм, проходил, вероятно, вдоль западной границы Сибирской платформы, будучи наиболее активным в районе Норильска. Согласно палеотектоническим построениям Segnor et al. (1993), этот раскол был связан со сменой правосторонних сдвиговых движений на левосторонние на границе "Балтийского и Ангарского кратонов" в конце позднего палеозоя. Такая кардинальная структурная перестройка могла привести к возникновению растяжения (и магматизма) далеко от границ кратонов.

Разработка общей модели платобазального вулканизма остается делом будущего. Несомненно только, что платобазальты связаны с рифтингом при расколе литосферных плит, при этом магматизм может развиваться на значительном удалении от главных рифтовых структур.

Ассоциирующие с платобазальтами интрузивные тела Норильского района (Сибирская провинция) и провинции Озера Верхнее в Северной Америке содержат два из трех наиболее крупных известных в мире скоплений магматических сульфидов. Следовательно, они представляют исключительно важную поисковую цель. По мнению автора, Сибирские траппы и другие континентальные платобазальты изливались, проходя через интрузии. Понимание того, каким образом в платобазальтовой магме появляются несмешимые сульфиды и как эти сульфиды затем скапливаются в местах их локализации, имеет исключительное значение для стратегии поисков.

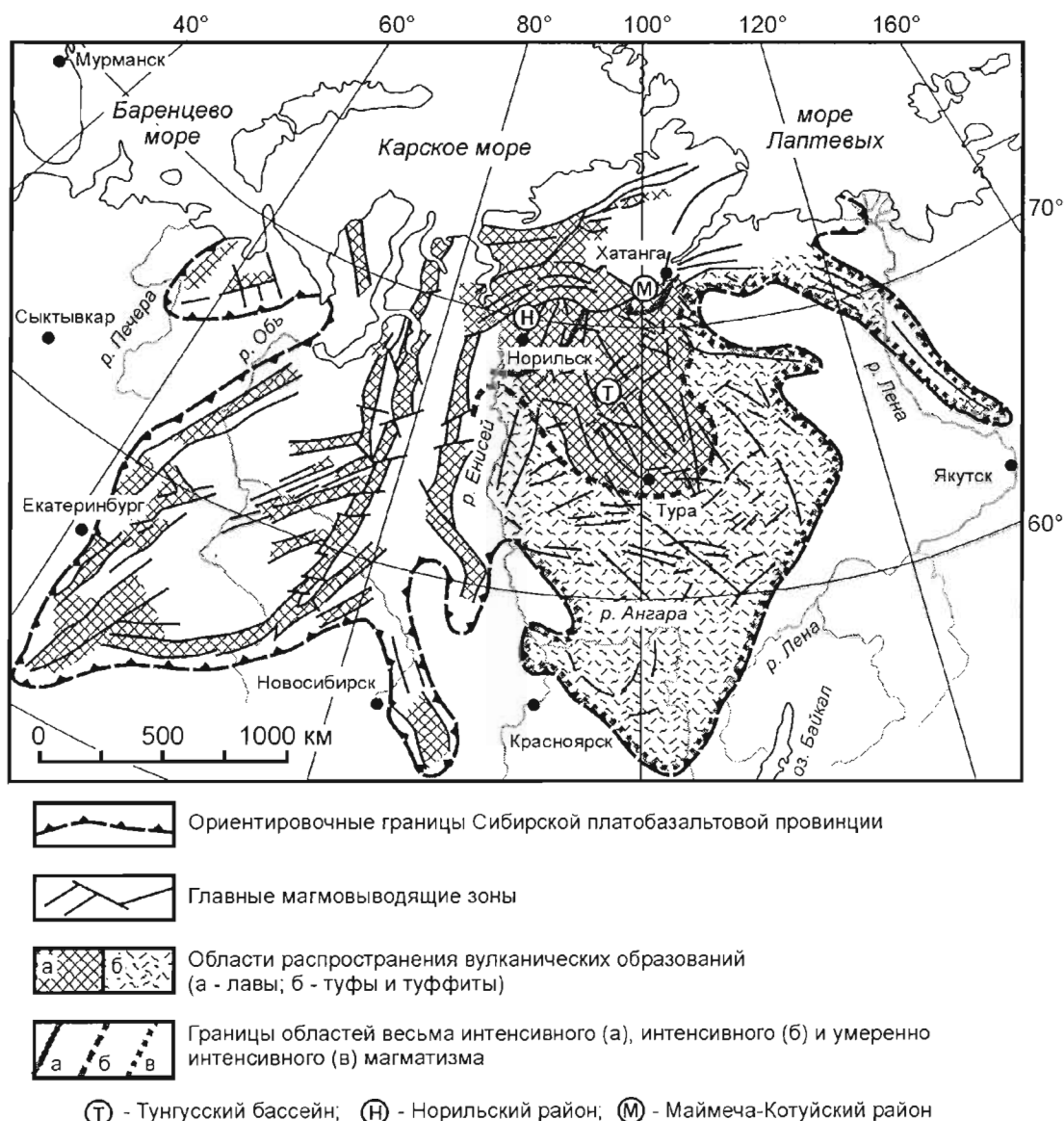


Рис. 4.1.

Реконструкция площади Сибирской платобазальтовой провинции (по В.Л. Масайтису, 1983, с упрощением)

#### 4.1. Месторождения Норильского района (Северная Сибирь)

В месторождениях Норильского района сосредоточены запасы никеля, сопоставимые с районом Садбери, при этом Норильск и Садбери далеко превосходят все другие месторождения и рудные районы (см. рис. 1.3). Кроме того, Норильские месторождения содержат огромные запасы ЭПГ, уступая лишь месторождениям Бушвельдского комплекса и, возможно, Великой Дайке Зимбабве (см. рис. 1.4). Это делает их уникальными: они являются важным источником и никеля, и ЭПГ (а также меди и кобальта), а не одного из названных металлов (рис. 1.1, табл. 1.1). Очень важно также, что Норильские месторождения превосходят все другие (и медно-никелевые, и платинометальные) по стоимости тонны руды (рис. 1.5, табл. 1.1). Что особенно поражает – огромные запасы Норильского района сосредоточены, в основном, в Талнахском рудном узле, на площади 8x18 км, по сравнению с площадью Садбери 30x60 км и Бушвельда 280x450 км.



### 4.1.1. Геология района

Месторождения Норильского района локализованы на крайнем северо-западе Сибирской платформы, в месте ее сопряжения с Енисей-Хатангским прогибом и Западно-Сибирской низменностью (рис. 4.2). Тектоническое строение района определяется комбинацией положительных и отрицательных плективных структур значительной амплитуды и развитием крупных разломов (рис. 4.3). Большинство разломов ориентировано в северо-северо-восточном или северо-восточном направлении, некоторые разломы имеют ССЗ простирание.

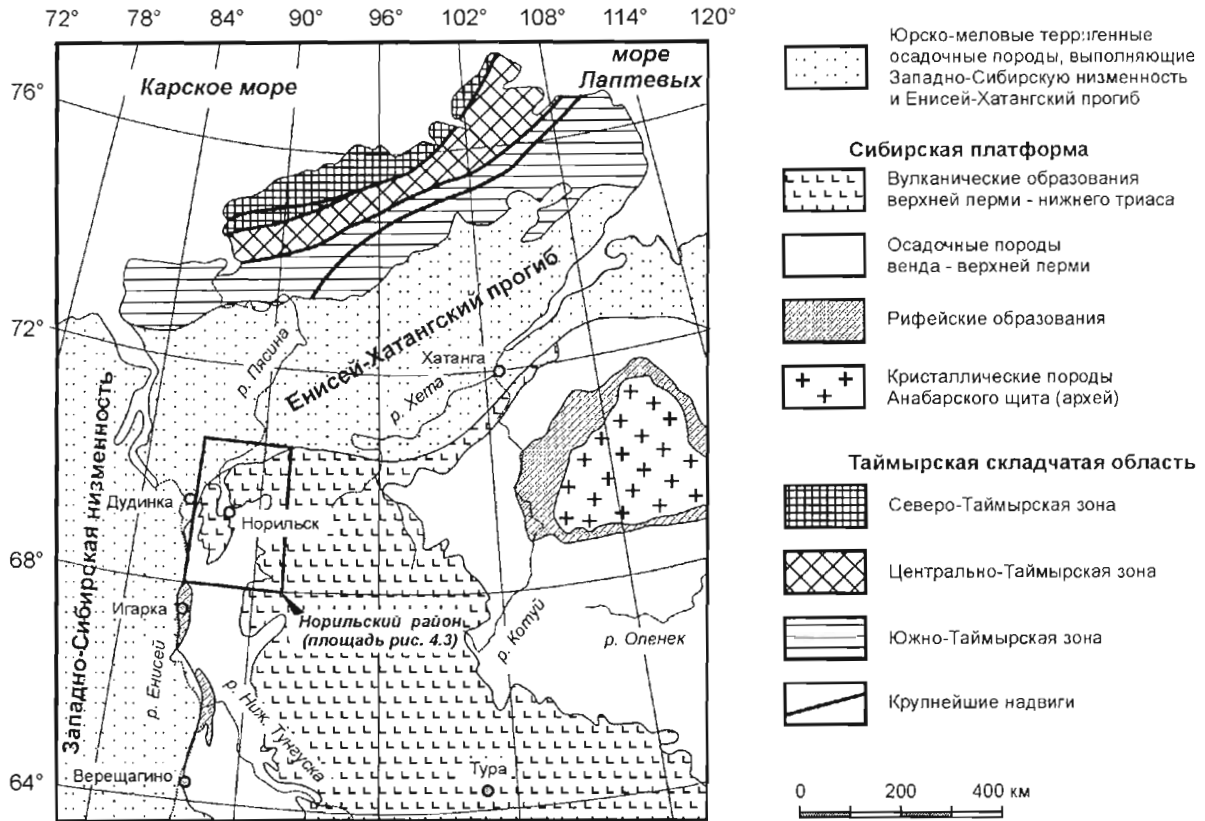


Рис. 4.2.

Схематическая геологическая карта севера Сибирской платформы и прилегающих территорий, где показано положение Норильского района в региональной геологической структуре

С точки зрения контроля оруденения, важны Норильско-Хараелахский и Имангдинский разломы, имеющие ССВ простирание, и Северо-Хараелахский, разлом, совпадающий с южной границей Енисей-Хатангского прогиба. Сейсмические данные свидетельствуют, что эти разломы прослеживаются вплоть до основания коры (Rempel, 1994).

В работах Г.Г. Ремпеля (Rempel, 1994) и О.Н. Симонова с соавторами (Simonov et al., 1994) подчеркивается различие глубинного строения Норильского района и остальной части Сибирской платформы. За пределами Норильского района кристаллический фундамент имеет архейский возраст и перекрыт достаточно тонким, относительно слабо дислоцированным покровом протерозойских и палеозойских осадочных пород. Норильский район расположен в области развития субмеридионального рифейского (позднепротерозойского) прогиба, где накапливалась мощная осадочная толща с участием вулканических образований, испытавшая затем орогенез. В течение венда и палеозоя в районе происходило интенсивное прогибание. В палеозое выделяются три цикла морских трансгрессий и регрессий, в каждом из которых морские доломиты, известняки и аргиллиты перекрыты эвапоритами, представленными доломитами, мергелями и ангидритами с участием каменной соли. После накопления эвапоритов последнего цикла (девонских - нижнекарбонных) произошло незначительное поднятие, сопровождавшееся складчатостью платформенного типа. В позднем палеозое и начале мезозоя район развивался в режиме компенсированного погружения. В это время происходила аккумуляция терригенных угленосных отложений тунгусской серии (средний карбон - верхняя пермь), имеющих мощность до 600 м, и вулканической толщи верхней перми - нижнего триаса мощностью 3500 м.

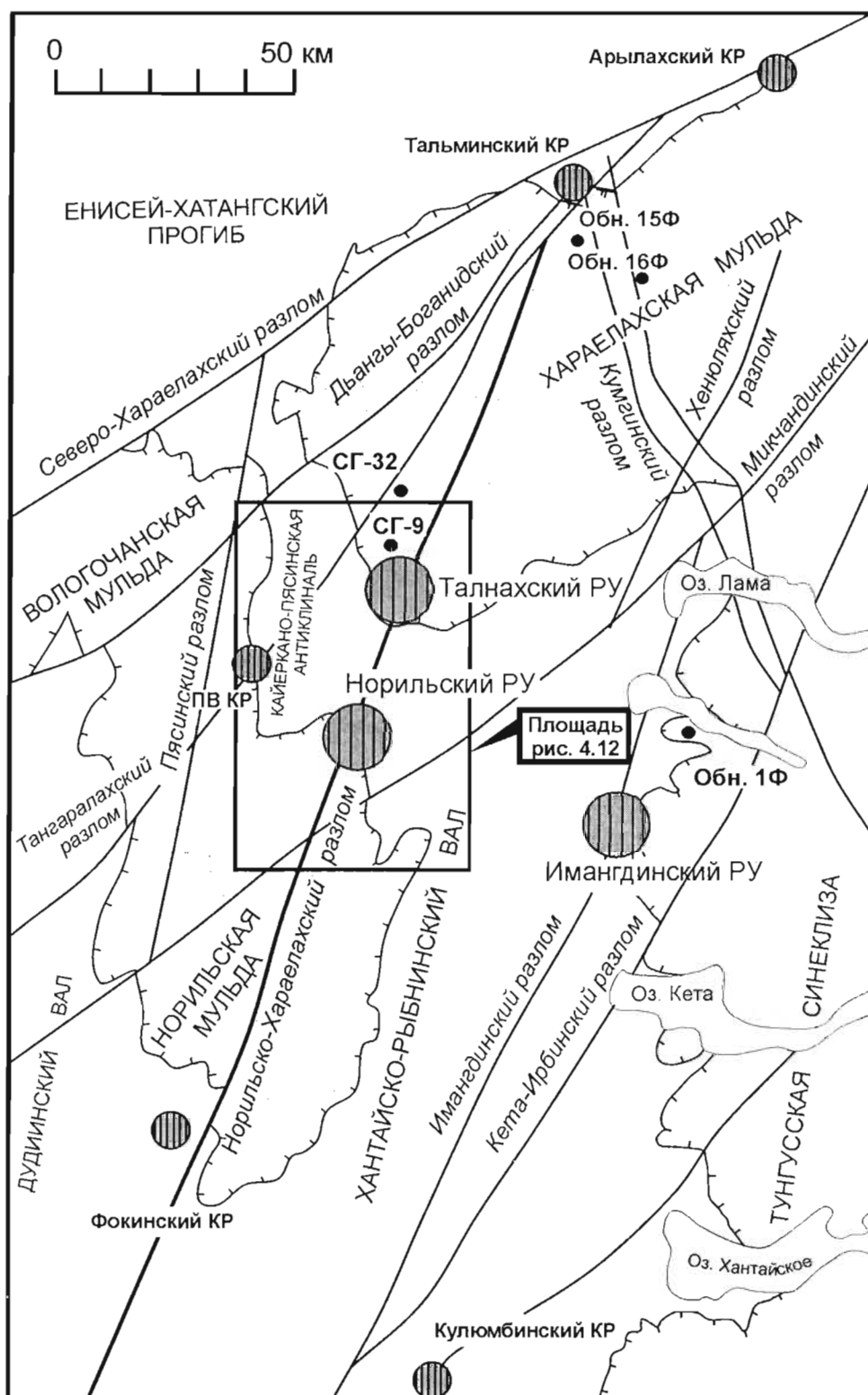


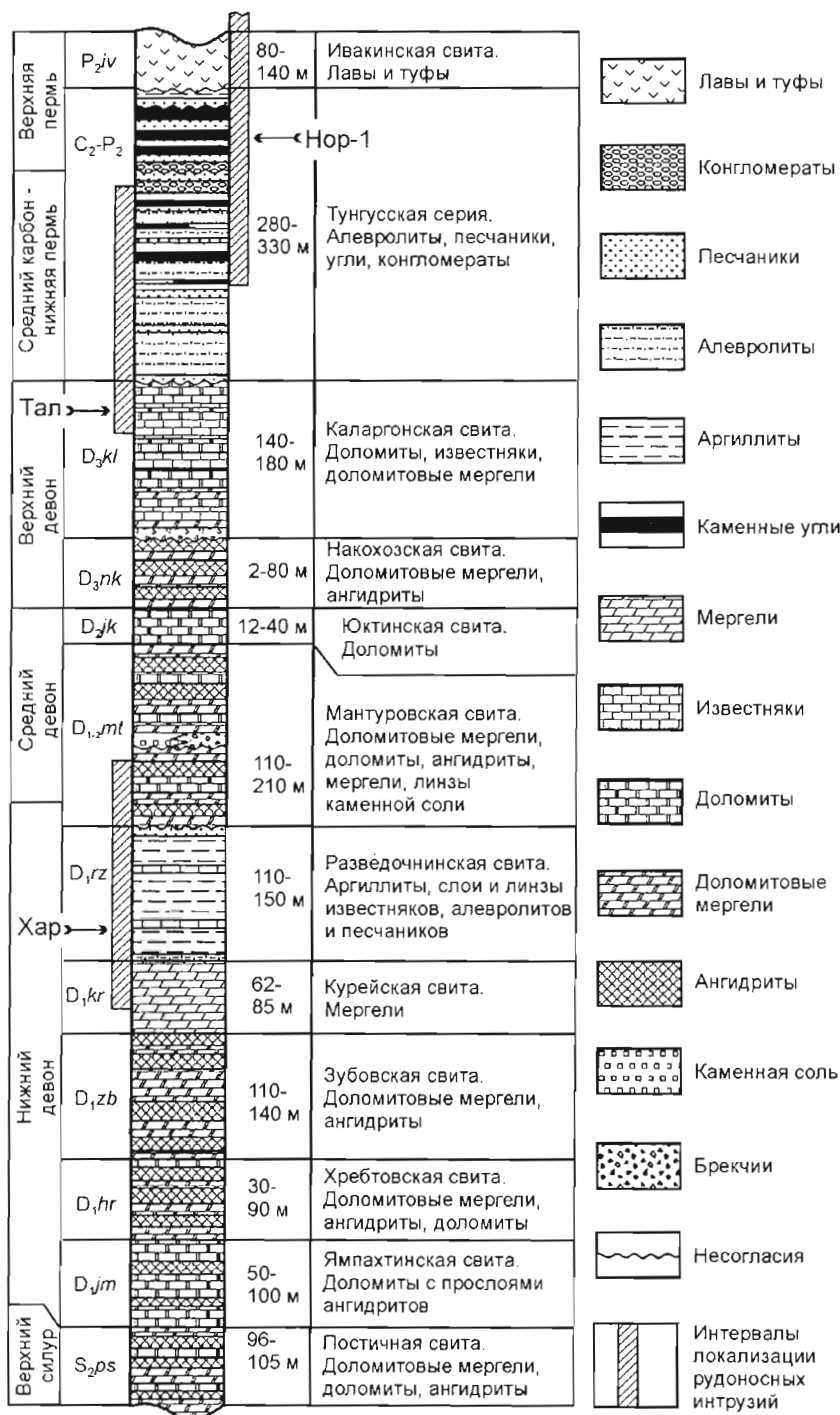
Рис. 4.3.

Карта главных структурных элементов Норильского района, где показано расположение рудных узлов (РУ) и кустов рудопоявлений (КР), а также опорных разрезов вулканических образований (буровых скважин СГ-9, СГ-32 и обнажений 1Ф, 15Ф, 16Ф). По Naldrett et al. (1992), с уточнениями.

ПВ КР – Пясинско-Вологочанский куст рудопоявлений

## Месторождения, ассоциирующие с платобазальтовым магматизмом

Стратиграфия верхней части разреза палеозойских осадочных пород района Норильского и Талнахского рудных узлов показана на рис. 4.4.



Рудоносные интрузии: Нор-1 - Норильск-1; Тал - Талнахская; Хар - Хараелахская

Рис. 4.4.

Стратиграфия верхней части разреза палеозойских осадочных пород района Норильского и Талнахского рудных узлов с указанием стратиграфических интервалов локализации рудоносных интрузий. По Czamanske et al. (1995)

### 4.1.2. Пермо-триасовый магматиззм

Согласно реконструкции В.Л. Масайтиса (1983), Сибирский платобазальтовый магматизм охватывал площадь около 7 млн км<sup>2</sup> (рис. 4.1). Крупнейшей областью интенсивного магматизма был расположенный на севере Сибирской платформы Тунгусский вулканический бассейн, где мощность вулканической толщи составляет 2000–3000 м и лавы преобладают над туфами. К северу от Тунгусского бассейна находятся два района еще более интенсивного магматизма: Норильский и Маймеча-Котуйский. Они отличаются максимальной мощностью вулканитов (3500 м в Норильском и 4000 м в Маймеча-Котуйском районе) и наибольшим разнообразием состава лав и интрузий. Если в Тунгусском бассейне представлены практически только толеитовые магматические породы, то в Норильском районе, наряду с ними, развиты пикритовые и щелочные - субщелочные лавы (рис. 4.5), а также дифференцированные мафит-ультрамафитовые интрузии, несущие медно-никелевое оруденение. В Маймеча-Котуйском районе широко представлены щелочно-ультраосновные лавы и интрузии. U-Pb датирование, выполненное Камо et al. (2000), показало, что все разнообразные магматические образования двух названных районов были сформированы в течение полутора миллионов лет, в период от 251.7±0.5 до 250.2±0.3 млн лет назад. Пик магматизма совпадает с биостратиграфической границей между пермью и триасом, возраст которой в Китайском стратотипе составляет 251.2±0.3 млн лет (Bowring et al. 1998). Именно к этому времени (251.2±0.3 млн лет) относится формирование рудоносных интрузий Норильского района (Камо et al., 1996).

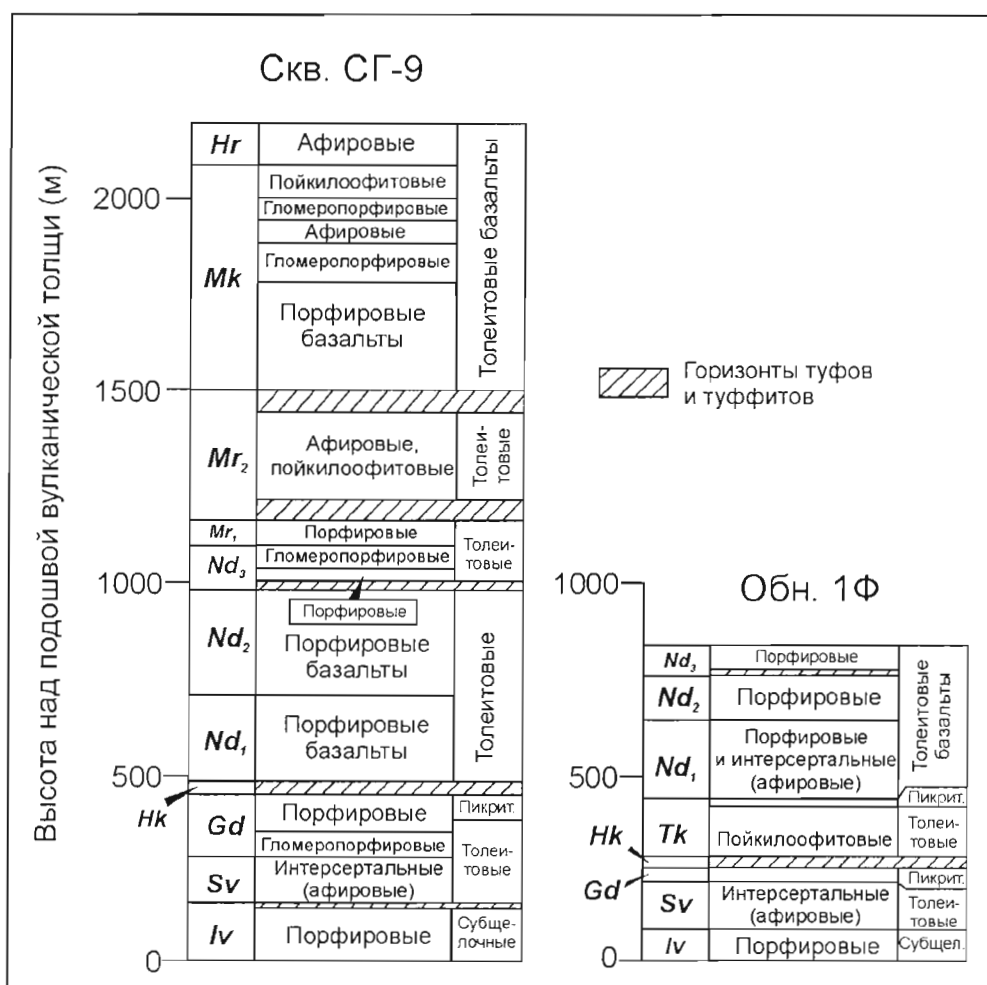


Рис. 4.5.

Разрезы вулканических образований по скв. СГ-9 (от ивакинской до низов хараелахской свиты) и обн. 1Ф (от ивакинской до верхов надеждынской свиты). Указаны петрохимические типы (субщелочные, толеитовые и пикритовые базальты) и структурные разновидности пород. Индексы стратиграфических подразделений разъясняются в тексте. По Naldrett et al. (1995) с изменениями

Магматическая активность при формировании Сибирских траппов фокусировалась вдоль отдельных линейных структур (рис. 4.1). В Норильском районе главными магмоконтролирующими структурами были Северо-Хараелахский, Норильско-Хараелахский и Имангдинский разломы, показанные на рис. 4.3. Карты изопакит различных стратиграфических горизонтов лав свидетельствуют, что центр магматизма в начале вулканической деятельности располагался в Норильском районе и затем, с моронговского времени, мигрировал на северо-восток (Федоренко, 1979; Naldrett et al., 1992).

#### 4.1.2.1. Стратиграфия вулканических образований

Вулканическая толща Норильского района залегает на терригенных угленосных отложениях тунгусской серии (средний карбон - верхняя пермь) без углового несогласия, обычно с небольшим размывом (десятки метров - до 300 м). Местами размыв отсутствует: в центральной части Норильского района наблюдался случай переслаивания осадочных пород и туфов на границе между тунгусской серией и нижней свитой вулканической толщи (Дистлер и Кунилов, 1994).

Общая мощность вулканической толщи, как говорилось, составляет 3500 м. Они подразделяются на 11 свит. Согласно описанию, приведенному в работе В.В. Дистлера и В.Е. Кунилова (1994), снизу вверх в разрезе представлены следующие образования.

- (1) Ивакинская свита (*Iv*), образованная щелочными и субщелочными лавами (от 1 до 25 потоков) общей мощностью до 475 м. В основании свиты залегают щелочные трахибазальты (*Iv<sub>1</sub>*), вверх сменяющиеся субщелочными лавами – титан-авгитовыми, лабрадоровыми и двуплагноклазовыми базальтами (*Iv<sub>2-3</sub>*).
- (2) Сыверминская свита (*Sv*), образованная толеитовыми базальтами интерсертальной структуры – до 20 потоков. Максимальная мощность – до 195 м.
- (3) Гудчихинская свита (*Gd*), нижняя подсвита которой (*Gd<sub>1</sub>*) представлена толеитовыми базальтами гломеропорфиновой и порфиновой структуры (от 1 до 10 потоков, максимальная общая мощность 120 м), а верхняя подсвита (*Gd<sub>2</sub>*) образована 1-27 потоками пикритовых и оливинофировых базальтов общей мощностью до 190 м.
- (4) Хаканчанская свита (*Hk*), сложенная туффитом мощностью 18–25 м с включением редких потоков толеитовых базальтов, напоминающих по составу перекрывающие туклонские или нижненадеждинские лавы.
- (5) Туклонская свита (*Tk*), которая развита только в восточной части Норильского района. Она состоит из 8–10 потоков толеитовых базальтов пойкилоофитовой структуры, чередующихся с туффитами, подобными хаканчанским. Иногда в разных частях свиты встречаются от 1 до 3-х потоков пикритовых базальтов (60–65 м). Общая мощность свиты достигает 220 м.
- (6) Надеждинская свита (*Nd*), образованная толеитовыми базальтами, подразделяемая на три подсвиты:
  - а) нижненадеждинская подсвита (*Nd<sub>1</sub>*) состоит из 10-14 потоков (50–260 м) порфиновых (с микродолеритовой основной массой) и интерсертальных (преимущественно афировых) базальтов;
  - б) средненадеждинская подсвита (*Nd<sub>2</sub>*) образована 5-12 потоками (75–260 м) порфиновых базальтов;
  - в) верхненадеждинская подсвита (*Nd<sub>3</sub>*) состоит из 1-8 потоков (25–150 м) гломеропорфиновых базальтов (нижний поток нередко является порфировым) с горизонтом туфогенных пород в основании.
- (7) Моронговская свита (*Mr*), представленная толеитовыми базальтами, разделяемая на 2 подсвиты:
  - а) нижнеморонговская подсвита (*Mr<sub>1</sub>*) образована несколькими потоками базальтов порфиновой и афировой структуры с микродолеритовой основной массой (45–150 м);
  - б) верхнеморонговская подсвита (*Mr<sub>2</sub>*) представлена базальтами афировой, пойкилоофитовой и порфировой структуры (175–320 м).
- (8) Мокулаевская свита (*Mk*). Толеитовые базальты порфиновой, гломеропорфиновой и пойкилоофитовой структуры. Мощность 400–670 м.
- (9) Хараелахская свита (*Hr*). Толеитовые базальты пойкилоофитовой, афировой, редко – порфировой и гломеропорфиновой структуры. Мощность 475–600 м.
- (10) Кумгинская свита (*Km*). Толеитовые базальты гломеропорфиновой структуры. Мощность 160–210 м.
- (11) Самоедская свита (*Sm*). Толеитовые базальты порфировой, пойкилоофитовой и афировой структуры. Мощность до 600 м.<sup>13</sup>

<sup>13</sup> Детали стратиграфии вулканической толщи в приведенной характеристике опущены. Например, не упомянуты незначительные по объему и специфические по составу калтаминские анкармиты и иконские андезит-базальты (лейкобазальты). Сведения об этих породах представлены в работе Fedorenko et al. (1996).

Средние химические составы вулканических пород Норильского района\*

Свита	Iv <sub>1</sub>	Iv <sub>2</sub>	Iv <sub>3</sub>	Sv	Gd <sub>1</sub>	Gd <sub>2</sub>	Нк (туф)	Тк (баз)	Тк (пикр)
К-во обр.	3(3)	4(3)	9(5)	23(8)	7(4)	28(9)	1(1)	12(7)	6(5)
SiO <sub>2</sub>	47.35	50.74	53.29	53.17	50.86	48.58	52.72	50.07	48.23
TiO <sub>2</sub>	3.79	2.35	2.33	1.67	1.76	1.54	0.90	0.90	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.48	15.62	15.25	15.79	17.05	10.26	15.09	15.91	12.82
FeOT	14.72	13.65	12.23	10.14	10.07	13.37	9.34	9.97	11.21
MnO	0.19	0.24	0.20	0.15	0.15	0.18	0.21	0.17	0.18
MgO	4.67	4.67	3.33	6.18	6.53	15.85	7.08	8.98	15.69
CaO	7.03	6.47	6.82	7.98	9.36	8.37	10.35	11.46	9.44
Na <sub>2</sub> O	3.77	4.05	3.32	3.30	3.19	1.50	2.26	2.09	1.23
K <sub>2</sub> O	1.68	1.51	2.43	1.36	0.82	0.22	1.92	0.30	0.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.33	0.70	0.80	0.25	0.20	0.13	0.13	0.09	0.07
ППП	5.14	3.77	2.31	3.85	3.16	6.64	11.00	3.90	5.00
V	н.д.	114	123	177	189	232	н.д.	226	186
Sc	21	21	23	23	25	22	22	31	28
Cr	13	23	45	209	221	819	320	364	707
Y	53	40	47	26	23	16	25	17	12
Ni	43	36	19	59	74	696	118	118	288
Co	39	31	25	35	37	70	35	48	72
Cu	37	24	26	34	58	107	110	103	69
Pd (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5-4.9	<0.5-2	<0.5-2.7	6.9	6.9	10.99	8.24
Pt (ppb)	<0.5-0.7	<0.5-1	<0.5-1	<0.5-3	<0.5-5.8	8.8	5.7	9.30	11.20
Ru (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.5	<0.5	<0.5-0.9	2.35
Rb	31.33	33.03	46.51	35.16	18.93	5.31	50.00	5.61	8.75
Sr	315	545	425	432	453	156	188	254	157
Ba	807	869	941	592	344	120	285	178	141
Th	5.683	3.592	5.748	3.303	1.381	0.904	2.470	0.644	0.512
U	2.427	0.916	1.446	0.852	0.325	0.336	0.865	0.159	0.129
Ta	2.223	1.239	1.526	0.855	0.580	0.398	0.369	0.178	0.136
Zr	367	264	351	193	141	85	100	63	56
Hf	7.083	6.046	8.348	4.885	3.35	2.271	2.110	1.676	1.426
La	48.37	37.48	49.24	23.20	14.4	6.61	16.50	5.58	4.72
Ce	108.00	84.77	108.66	50.85	32.8	17.37	31.50	13.05	10.91
Nd	51.77	43.91	54.58	25.59	18.5	11.61	15.30	7.80	6.44
Sm	10.41	9.47	11.36	5.70	4.54	3.22	3.36	2.23	1.82
Eu	2.677	2.659	3.112	1.793	1.61	1.105	0.877	0.864	0.709
Gd	9.453	9.175	10.232	5.375	4.68	3.458	3.480	2.677	2.210
Tb	1.420	1.364	1.567	0.832	0.739	0.548	0.529	0.437	0.345
Yb	4.370	3.557	4.136	2.338	1.85	1.304	1.750	1.624	1.279
Lu	0.636	0.521	0.594	0.347	0.270	0.181	0.262	0.242	0.199
Gd/Yb	2.16	2.58	2.47	2.30	2.53	2.65	1.99	1.65	1.73
La/Sm	4.65	3.96	4.33	4.07	3.17	2.05	4.91	2.50	2.60
Th/U	2.34	3.92	3.97	3.87	4.26	2.69	2.86	4.05	3.98
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.7060(3)	0.7063(3)	0.7065(4)	0.7059(8)	0.7058(4)	0.7063(8)	0.7072(1)	0.7058(6)	0.7057(3)
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	17.951(3)	17.463(2)	17.596(2)	17.548(3)	17.885(2)	17.832(5)	18.130(1)	17.351(2)	16.912(2)
εNd	-0.20(1)	-4.46(1)	-3.01(3)	-2.03(6)	0.30	4.05(5)	нд	-4.17(2)	-2.03(3)
GOs	нд	нд	нд	нд	нд	5.85(2)	нд	нд	4.68(2)

\* по опубликованным материалам P.C. Lightfoot, J.L. Wooden, A.J. Naldrett, G.K. Czamanske, C.J. Hawkesworth, G.E. Brugmann, M.F. Nolan, систематизированным Fedorenko et al. (1996). Породообразующие окислы пересчитаны на 100%. Окислы и ППП - вес%, ЭПГ - ppb, остальные микроэлементы - ppm, нд - нет данных. Изотопные показатели первичные, пересчитанные на возраст 250 млн лет.

\*\* в скобках приведено количество анализов ЭПГ.

\*\*\* в скобках приведено количество изотопных анализов.

Месторождения, ассоциирующие с платобазальтовым магматизмом

Продолжение табл. 4.1

Свита	Nd <sub>1</sub>	Nd <sub>2</sub>	Nd <sub>3</sub>	Mr <sub>1</sub>	Mr <sub>2</sub>	Mk	Hr	Km	Sm
К-во обр.***	41(18)	22(9)	8(5)	11(7)	16(11)	43(22)	26(10)	10(3)	26(6)
SiO <sub>2</sub>	52.87	52.87	50.71	50.16	49.61	49.47	49.28	49.65	49.32
TiO <sub>2</sub>	0.96	1.06	1.06	1.15	1.16	1.27	1.41	1.52	1.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.76	15.69	16.21	15.70	16.16	15.93	15.59	15.52	15.46
FeOT	9.40	10.13	10.62	11.31	11.36	11.76	12.32	12.32	12.25
MnO	0.17	0.17	0.18	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
MgO	6.73	6.34	6.63	7.14	7.44	7.25	7.30	6.62	7.24
CaO	9.94	9.81	11.51	11.65	11.56	11.52	11.09	11.19	11.33
Na <sub>2</sub> O	2.67	2.53	2.21	2.18	2.04	2.19	2.30	2.42	2.30
K <sub>2</sub> O	1.39	1.26	0.70	0.37	0.34	0.31	0.35	0.37	0.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.13	0.16	0.13	0.13	0.14	0.16	0.20	0.17
ППП	2.94	1.92	2.33	2.37	2.03	1.99	2.04	2.24	2.10
V	207	214	228	269	262	266	291	295	284
Sc	29	30	33	36	35	36	39	38	37
Cr	136	79	124	119	136	144	142	110	156
Y	22	24	26	24	24	24	27	31	27
Ni	28	44	86	86	116	111	123	94	118
Co	35	39	40	43	46	45	47	44	46
Cu	33	78	92	103	117	135	160	152	165
Pd (ppb)	<0.5–2.9	<2	<2–8.2	4.91	7.74	8.92	15.0	14.00	12.50
Pt (ppb)	<0.5–5	<0.7–2.5	<1–7.8	6.23	9.11	9.46	11.0	11.00	11.83
Ru (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5–0.7	<0.5–0.6	<0.5–0.6	<0.5	<0.5–0.7
Rb	40.97	37.33	13.95	6.79	6.11	6.46	6.89	8.26	6.71
Sr	284	328	269	228	193	211	181	193	184
Ba	459	387	372	271	202	167	133	161	132
Th	3.132	3.271	2.086	1.651	1.114	0.993	0.945	1.373	1.002
U	0.830	0.908	0.904	0.617	0.445	0.378	0.383	0.658	0.411
Ta	0.485	0.526	0.404	0.341	0.283	0.265	0.284	0.352	0.277
Zr	123	137	114	106	93	95	106	127	107
Hf	3.069	3.466	2.76	2.622	2.371	2.391	2.56	3.010	2.662
La	16.95	17.92	13.4	10.32	7.66	7.30	7.0	9.44	7.72
Ce	36.57	39.11	29.2	23.56	18.01	17.84	17.2	22.58	18.91
Nd	17.26	18.49	14.9	13.49	11.03	11.56	11.4	14.03	12.22
Sm	3.84	4.16	3.62	3.47	3.10	3.30	3.48	3.94	3.54
Eu	1.083	1.161	1.10	1.096	1.048	1.138	1.19	1.307	1.241
Gd	3.860	4.158	4.03	3.893	3.736	3.873	4.24	4.598	4.300
Tb	0.626	0.686	0.683	0.651	0.626	0.662	0.737	0.814	0.745
Yb	2.136	2.364	2.68	2.334	2.364	2.449	2.75	2.996	2.692
Lu	0.320	0.352	0.407	0.360	0.360	0.367	0.411	0.448	0.403
Gd/Yb	1.81	1.76	1.50	1.67	1.58	1.58	1.54	1.53	1.60
La/Sm	4.41	4.30	3.70	2.98	2.47	2.21	2.01	2.40	2.18
Th/U	3.77	3.60	2.31	2.68	2.50	2.62	2.47	2.09	2.44
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr***	0.7082(11)	0.7086(5)	0.7065(5)	0.7063(3)	0.7051(5)	0.7055(10)	0.7046(9)	0.7047(4)	0.7047(7)
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb***	17.621(5)	17.590(2)	17.967(2)	17.851(1)	18.144(3)	17.945(5)	17.901(5)	17.991(2)	17.771(3)
εNd***	-8.45(9)	-7.90(4)	-2.49(4)	-0.24(3)	1.99(3)	1.23(6)	2.32(5)	2.38(2)	1.69(4)
GOs***	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд

На рис. 4.5 представлена характеристика нижней части разреза вулканической толщи (от ее подошвы до основания хараелахской свиты) по двум разрезам: в пределах Талнахского рудного узла (скв. СГ-9) и на востоке Норильского района (обн. 1Ф). Здесь показано чередование различных петрохимических типов и структурных разновидностей лав и указаны основные горизонты туфогенных пород.

В начале 90-х годов весь разрез вулканических образований (на базе анализа систематической коллекции, отобранной В.А. Федоренко) был детально охарактеризован петрохимически и геохимически, включая изотопную геохимию (Lightfoot et al., 1990, 1993, 1994; Naldrett et al., 1992; Wooden et al., 1993; Fedorenko, 1994; Hawkesworth et al., 1995; Fedorenko et al., 1996; Lightfoot and Hawkesworth, 1997). На основе этих данных, обобщенных Fedorenko et al. (1996), в табл. 4.1 приведены средние составы лав, подразделенных по стратиграфии, особенностям петрографического и геохимического состава.

Рассматривая петро-геохимические и изотопные данные, Naldrett et al. (1992) предположили, что в формировании вулканических пород Норильского района участвовали пять типов магм: (1) ивакинский-сыверминский тип, имеющий щелочную - субщелочную специализацию; (2) гудчихинский, образующий пикритовые базальты и имеющий высокие концентрации Ni; (3) туклонский тип, являющийся относительно примитивным, но имеющий довольно низкие концентрации Ni; (4) ниже-средненадеждинский тип, обогащенный легкими редкоземельными элементами, имеющий низкие изотопные отношения Nd и высокие Sr; (5) мокулаевский тип, являющийся примитивным, имеющий некоторое подобие туклонскому типу, но и значительные отличия от него (см. Wooden et al, 1993; Fedorenko et al., 1996; Lightfoot and Naldrett, 1999). Последнему типу принадлежат все вулканические образования верхней части разреза – от верхнеморонговской подсвиты до самоедской свиты. Fedorenko (1994) и Naldrett et al. (1995) показали, что верхненадеждинская и нижнеморонговская подсвиты представлены лавами, геохимически промежуточными между ниже-средненадеждинскими (тип 4) и верхнеморонговскими, относящимися к типу 5.

Согласно Lightfoot et al. (1993) и Naldrett et al. (1995), 11 свит, составляющих вулканическую толщу, могут быть сгруппированы в две главные ассоциации (I и II), вторая из которых подразделяется на две субассоциации. Ассоциация I включает ивакинскую, сыверминскую и гудчихинскую свиты. В ассоциацию II-A входит туклонская свита и ниже-средненадеждинские лавы, в ассоциацию II-B – верхнеморонговская подсвита и разрез от мокулаевской до самоедской свиты. Верхненадеждинские и нижнеморонговские лавы представляют переход от ассоциации II-A к ассоциации II-B.

#### 4.1.2.2. Интрузивные фации магматических образований

По оценке Fedorenko (1994), интрузивные породы составляют 6.5 % магматических образований Норильского района. В современной геологической структуре интрузивные фации траппов развиты преимущественно по краям выполненных лавами впадин, где они выведены на поверхность в результате тектонического воздымания. Однако, данные бурения ясно свидетельствуют, что интрузии контролируются зонами главных разломов (Норильско-Хараелахского, Северо-Хараелахского и Имангдинского). В Норильском районе мощность отдельных интрузий варьирует от нескольких метров до, по крайней мере, 300 метров; к югу от него, на юге Тунгусского траппового бассейна, она достигает 500 м.

В Норильском районе произведено детальное расчленение интрузивных образований (с выделением многих типов, подтипов и разновидностей интрузий) на основе их петрографии, петро-геохимических и изотопных характеристик, а также исходя из взаимных пересечений тел. Показано, что интрузии, в своем подавляющем большинстве, исключая специфические слюдяные лампрофиры и гранитоиды, комагматичны вулканическим породам или формировались непосредственно после излияния лав (см. Дистлер и Кунилов, 1994; Fedorenko, 1994; Hawkesworth et al., 1995).

Проведя генерализацию этих данных, Naldrett et al. (1992) объединили интрузивные образования в 5 главных групп: (1) интрузии щелочной и субщелочной специализации; (2) обогащенные титаном долеритовые дайки, которые ограничено распространены в северо-восточной части Норильского района; (3) силлы и дайки долеритов, широко представленные на всей площади района; (4) дифференцированные интрузии, не связанные с рудными узлами; (5) дифференцированные мафит-ультрамафитовые интрузии, развитые в пределах рудных узлов. Ni-Cu-ЭПГ месторождения ассоциируют с интрузиями последней группы. Naldrett et al. (1992) показали, что эти интрузии имеют большое геохимическое подобие лавам ассоциации II. Fedorenko (1994), на основе более детального анализа геологических и изотопно-геохимических данных, пришел к выводу, что минерализованные интрузии формировались в период между накоплением лав нижнеморонговской и верхнеморонговской подсвит. Учитывая общий комагматизм интрузивных и вулканических образований, можно предполагать, что в стратиграфии лав зафиксированы события, происходившие в скрытой системе магматических камер и проводников интрузивных тел, включая те события, которые вызвали появление сульфидного оруденения. По этой причине мы достаточно подробно рассматриваем здесь геохимию лав.



### 4.1.2.3. Геохимия вулканических пород

На рис. 4.6 приведены вариации некоторых геохимических параметров в стратиграфической последовательности через весь разрез вулканической толщи. Ясно видно, что по разрезу надеждинской свиты (*Nd*) и выше величина *MgNo* практически не изменяется<sup>14</sup>, исключая ее слабое снижение снизу вверх через *Nd*<sub>1</sub> и *Nd*<sub>2</sub>. Отсюда следует, что фракционирование мафитовых минералов не оказало существенного влияния на геохимию пород, образующих эту часть разреза.

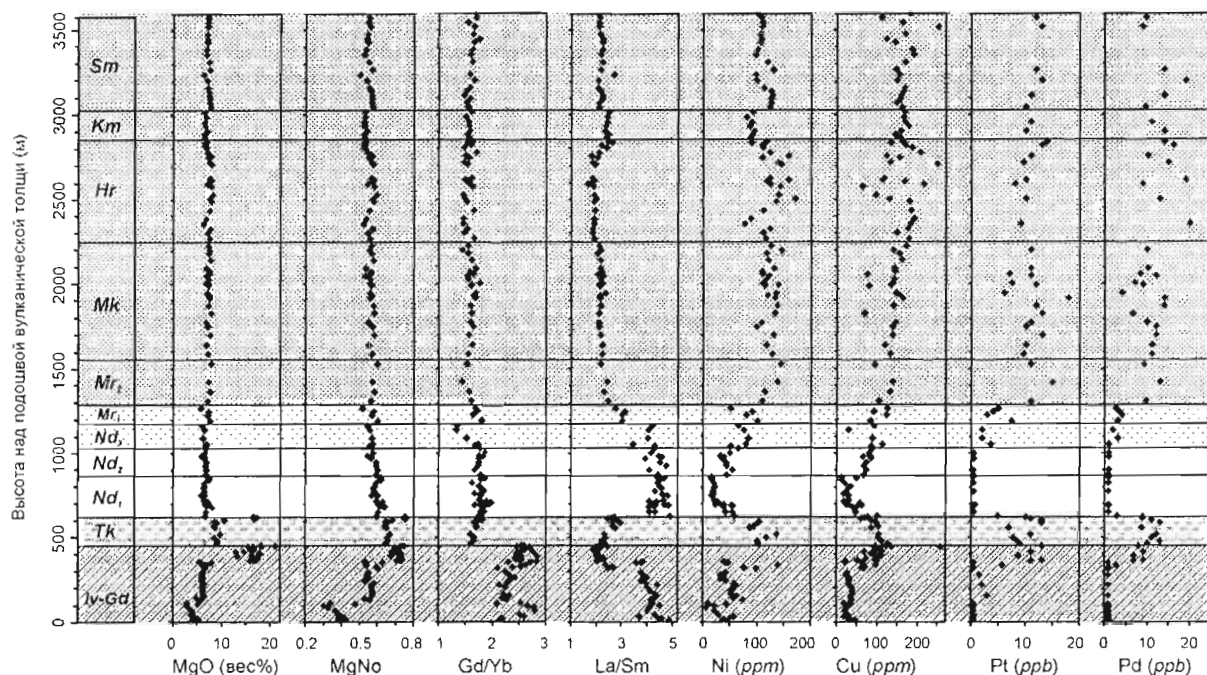


Рис. 4.6.

Вариации магnezиальности, отношений несовместимых элементов и содержаний халькофильных элементов по сводному разрезу вулканической толщи. Разрез составлен по скв. СГ-9 и СГ-32 и обнажениям 1Ф, 15Ф и 16Ф (их местоположение показано на рис. 4.3).

Коллекция образцов В.А. Федоренко. Анализы выполнены в лабораториях Геологической Службы Онтарио, Канада (Lightfoot et al., 1990, 1993, 1994; Hawkesworth et al., 1995), Университета Торонто, Канада (Brugmann et al., 1993) и Геологической Службы США (Wooden et al, 1993). На рисунке не отображены высокие содержания Ni, характерные для пикритовых базальтов: 509–1034 ppm в гудчихинской свите и 605–623 ppm в туклонской свите. Заливка приводится, чтобы подчеркнуть наиболее важные геохимические границы

#### Диаграмма Gd/Yb – La/Sm

Диаграмма Gd/Yb – La/Sm (рис. 4.7) является исключительно эффективным инструментом для разделения вулканических пород Норильского района (Lightfoot et al., 1990; Naldrett et al., 1992). *Iv* и *Sv* лавы характеризуются Gd/Yb >2 и La/Sm >3. *Gd* лавы имеют Gd/Yb >2 и La/Sm >3. Все лавы выше *Gd*, т.е. лавы, принадлежащие ассоциации II, имеют отношение Gd/Yb <2. Среди пород этой ассоциации *Nd*<sub>1</sub> и *Nd*<sub>2</sub> породы показывают высокие отношения La/Sm (более 4), а *Tk*, *Mr*<sub>2</sub> и *Mk* – низкие (менее 3); в породах *Nd*<sub>3</sub> и *Mr*<sub>1</sub> отношение La/Sm является промежуточным.

Лавы ассоциаций I и II, существенно различающиеся по величине Gd/Yb, различаются также по концентрации TiO<sub>2</sub>, более высокой в ассоциации I (Федоренко, 1981; Lightfoot et al., 1990).

<sup>14</sup> Величина *MgNo* рассчитывалась по формуле:  $MgNo = MgO / [(MgO + (0.85 * FeOT))]$ , где FeOT - железо общее в виде FeO; MgO и FeO представлены в мол%.

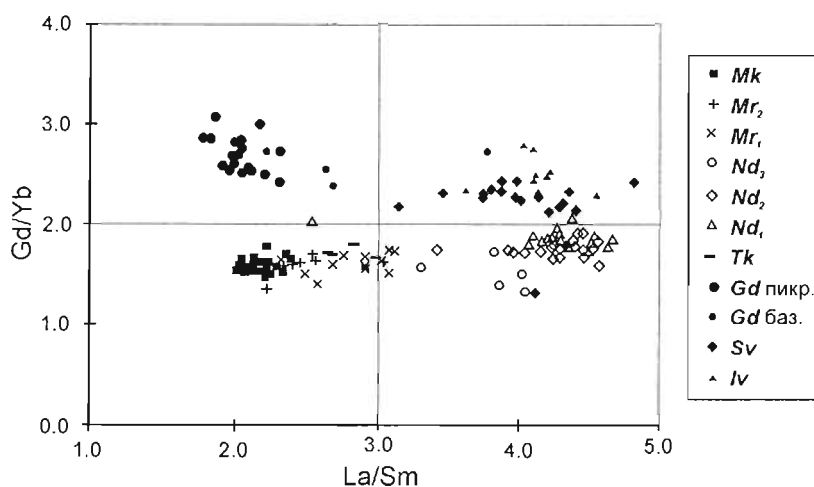


Рис. 4.7.

Диаграмма Gd/Yb – La/Sm для вулканических образований ивакинской - мокулаевской свит (по Naldrett et al., 1995)

#### Диаграмма Th/U – La/Sm

Хотя отношения La/Sm и Gd/Yb в лавах *Tk*, *Mr<sub>2</sub>* и *Mk* являются идентичными, величины Th/U показывают различие составов (рис. 4.8). *Tk* лавы имеют отношения Th/U = 4–4.5, а для *Mk* базальтов характерны отношения 2.5–3. *Nd<sub>1</sub>* и *Nd<sub>2</sub>* породы имеют высокие отношения, подобные *Tk*. *Mr<sub>2</sub>* напоминает *Mk*. *Mr<sub>1</sub>* и *Nd<sub>3</sub>* являются промежуточными между *Nd<sub>1</sub>-Nd<sub>2</sub>* и *Mr<sub>2</sub>-Mk*.

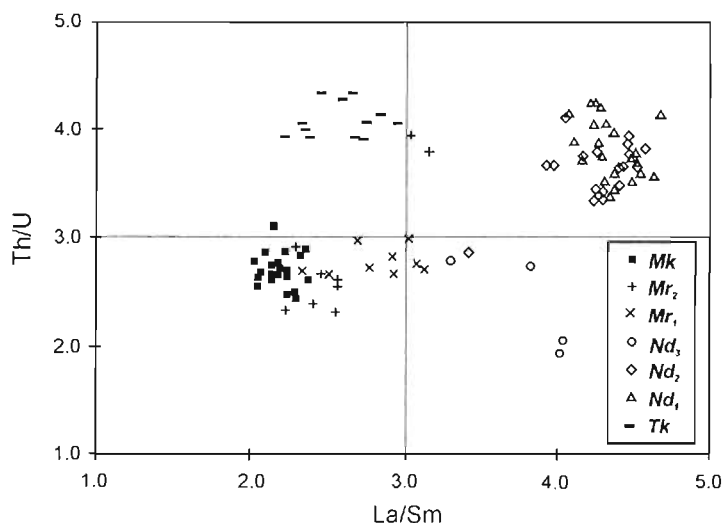


Рис. 4.8.

Диаграмма Th/U – La/Sm для вулканических образований туклонской - мокулаевской свит (по Naldrett et al., 1995)

#### Вариации хрома

Naldrett et al. (1992) показали, что минерализованные интрузии не имеют геохимической общности с лавами ассоциации I – породами ивакинской - гудчихинской свит (*Iv-Gd*), которые характеризуются высокими отношениями Gd/Yb и высокими концентрациями TiO<sub>2</sub>. То есть, рудоносные и сопутствующие интрузии не могут иметь прямой генетической связи с ранними лавами. По этой причине автор не обсуждает здесь вариации хрома (и халькофильных элементов) в породах *Iv-Gd* свит. Концентрации названных элементов в базальтах *Hr-Sm* свит исключаются из обсуждения, поскольку они подобны концентрациям в *Mr<sub>2</sub>-Mk* и практически не варьируют по разрезу (напр., Fedorenko et al., 1996).

Здесь обсуждаются данные по базальтам ассоциации ПА, переходного горизонта и нижней части ассоциации ПВ – от туклонской свиты (*Tk*) до верхнеморонговской подсвиты (*Mr<sub>2</sub>*). Именно эти породы, имея сильно варьирующие геохимические параметры, показывают геохимическую и изотопную близость интрузиям, образующим рудные узлы (см. ниже). На рис. 4.9 приведен обобщенный разрез названного стратиграфического интервала (при построении разреза использованы данные по скважинам СГ-9 и СГ-32 и обнажению 1Ф). Вариации хрома и халькофильных элементов представлены здесь совместно с вариациями отношения *La/Sm* и *MgNo*. Судя по относительной стабильности *MgNo*, изменчивость состава пород от *Nd<sub>1</sub>* до *Mr<sub>2</sub>* подсвиты не определяется фракционированием мафитовых минералов.

Содержание хрома в *Tk* базальтовых лавах является относительно высоким (391 ppm в среднем). На границе *Tk/Nd<sub>1</sub>* наблюдается резкое снижение концентрации *Cr* – до 230 ppm в основании *Nd<sub>1</sub>*. Затем *Cr* последовательно снижается вверх по разрезу *Nd<sub>1</sub>*, достигая 70 ppm у кровли подсвиты. Далее он скачкообразно возрастает в подошве *Nd<sub>2</sub>* – до 100–140 ppm и затем снова постепенно уменьшается через разрез *Nd<sub>2</sub>* – до 30–40 ppm у кровли подсвиты. Следующее скачкообразное увеличение *Cr* происходит в основании *Nd<sub>3</sub>* – до 100–150 ppm, затем *Cr* постепенно возрастает вверх по разрезу, достигая среднего значения 180 ppm в *Mr<sub>2</sub>* (рис. 4.9).

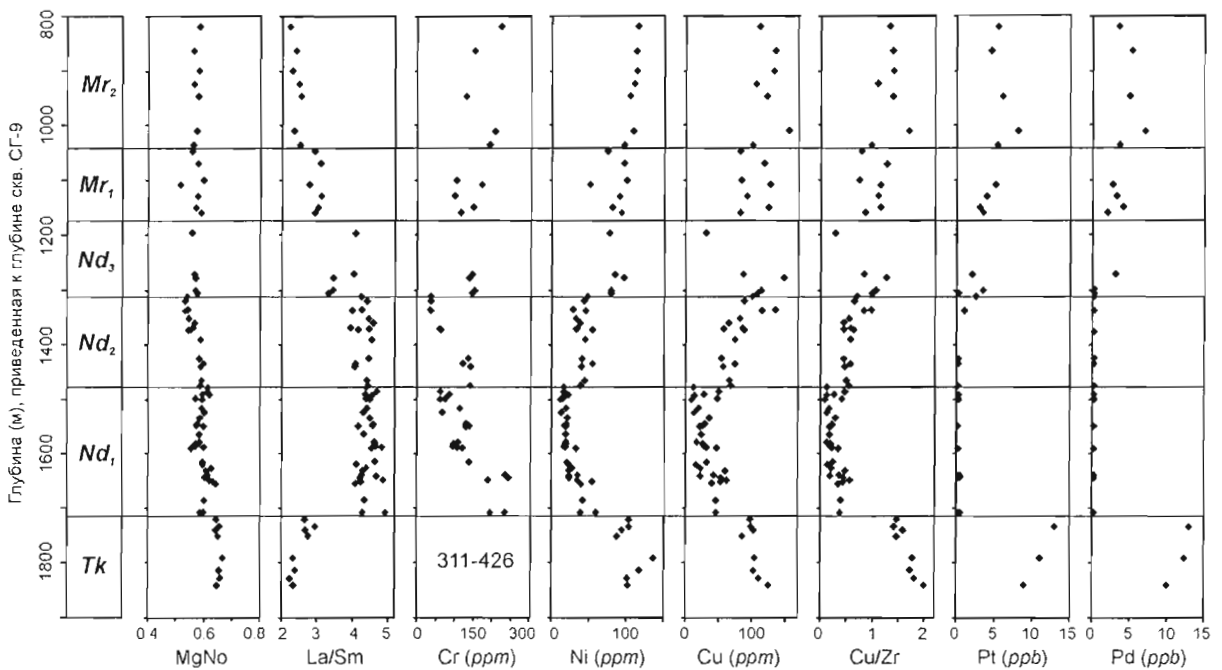


Рис. 4.9.

Вариации некоторых геохимических параметров по разрезу туклонских базальтов и лав надеждинской – моронговской свит.

Представлены данные по скв. СГ-9, СГ-32 и обнажению 1Ф (см. рис. 4.3), приведенные к глубине скв. СГ-9. Аналитические данные Геологической Службы Онтарио и Университета Торонто (Lightfoot et al., 1990, 1993, 1994; Brugmann et al., 1993).

Туклонские пикритовые базальты не отображены (данные по этим породам представлены на рис. 4.6)

#### Вариации никеля

Базальты *Nd<sub>1</sub>*, которые имеют среднее содержание *Ni* = 25 ppm, и *Nd<sub>2</sub>* (среднее содержание *Ni* = 41 ppm) сильно обеднены никелем по сравнению с другими лавами сходной магнезиальности (рис. 4.6 и 4.9). Содержание *Ni* резко падает на границе *Tk/Nd<sub>1</sub>*, затем прогрессивно снижается вверх по разрезу *Nd<sub>1</sub>*. Далее *Ni* показывает небольшое, но резкое возрастание в подошве *Nd<sub>2</sub>*, затем остается относительно постоянным до границы *Nd<sub>2</sub>*. На границе *Nd<sub>2</sub>*/*Nd<sub>3</sub>* *Ni* резко возрастает и далее постепенно увеличивается через разрез *Nd<sub>3</sub>* и *Mr<sub>1</sub>*.

**Вариации меди**

Подобно Ni (рис. 4.6 и 4.9), содержание Cu резко падает на границе  $Tk/Nd_1$  (на величину около 50 ppm). Далее Cu продолжает снижаться вверх по разрезу  $Nd_1$ , вплоть до 10–30 ppm в кровле подсветы. Подобно Ni, медь показывает скачкообразное увеличение до 40–80 ppm в основании  $Nd_2$ , но затем, в отличие от Ni, возрастает по разрезу  $Nd_2$  подсветы, достигая 100 ppm у ее кровли. Выше медь продолжает увеличиваться, достигая 155 ppm в  $Mr_2$ -Mk базальтах.

**Вариации элементов платиновой группы**

На рис. 4.6 приведены содержания Pt и Pd через весь разрез вулканических образований по данным двух лабораторий – Университета Торонто и Геологической Службы США, а на рис. 4.9 представлены вариации Pt и Pd в разрезе от  $Tk$  до  $Mr_2$  только по данным лаборатории Университета Торонто. Согласно рис. 4.9,  $Tk$  лавы характеризуются наиболее высокими концентрациями ЭПГ.  $Nd_1$  базальты, исключая самый нижний поток, содержат Pt и Pd в количестве ниже предела чувствительности метода (то же самое касается Ig и Rh – см. Vignann et al., 1993). Образцы из нижней и средней части  $Nd_2$  тоже не содержат определяемых количеств Pt и Pd, но в верхней части подсветы концентрации увеличиваются и достигают предела чувствительности анализа. В  $Nd_3$  и  $Mr_1$  и затем в  $Mr_2$  продолжается увеличение концентраций ЭПГ.

**Изотопы Sr и Nd**

На рис. 4.10 представлена диаграмма  $\epsilon Nd - \epsilon Sr$  для лав  $Tk$ -Mk свит.  $Tk$ ,  $Mr$  и  $Mk$  лавы имеют значения  $\epsilon Sr$  примерно 25, а  $Nd_1$  и  $Nd_2$  – 50–75. Значения  $\epsilon Nd$  для  $Mr$  и  $Mk$  лав варьируют от 0 до +2.5, для  $Tk$  лав составляют около -4, и для  $Nd_1$  и  $Nd_2$  – около -7.5.

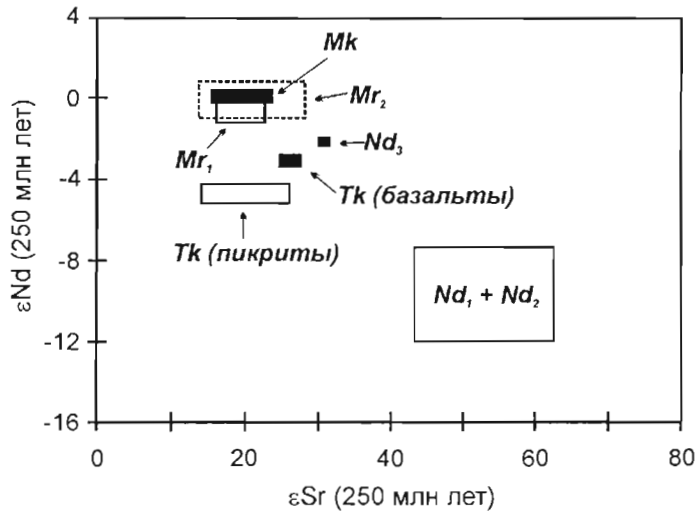


Рис. 4.10.

Диаграмма  $\epsilon Nd - \epsilon Sr$  для вулканических образований туклонской - мокулаевской свит. Изотопные отношения начальные, пересчитанные на возраст 250 млн. лет. Данные Lightfoot et al. (1993, 1994), Wooden et al. (1993), Walker et al. (1994) и Hawkesworth et al. (1995)

**Обсуждение геохимии вулканических пород**

Вариации геохимического состава по разрезу лав ассоциации II ( $Tk$ -Mk) обсуждались Федоренко (1981), Lightfoot et al. (1993, 1994), Naldrett et al. (1992, 1994a, 1995), Wooden et al. (1993), Fedorenko (1994) и Fedorenko et al. (1996). Лавы  $Tk$  свиты, начинающие ассоциацию (базальтовые и пикритовые), изливались только в восточной части Норильского района (возможно, вдоль трещин, относящихся к зоне Имангдинского разлома). Затем в зонах и Имангдинского, и Норильско-Хараелахского разломов изливались высоко контаминированные  $Nd_1$  лавы, геохимически сходные в обеих зонах (Fedorenko, 1994). Все названные выше авторы согласны, что родоначальной для  $Nd_1$  лав была  $Tk$  пикритовая магма, которая, задерживаясь в коре, фракционировала оливин (с преобразованием в  $Tk$  базальт), затем габбровый кумулус, после чего контаминировалась коровым материалом. Далее формировались лавы  $Nd_2$  подсветы, имеющие довольно много общего с  $Nd_1$ . После излияния  $Nd_2$  в подводящую систему вошла магма  $Mr_2$ -Mk типа. Геохимия лав от  $Nd_2$  через  $Nd_3$  и  $Mr_1$  до  $Mr_2$  отражает увеличение примеси последней магмы.

Существующая в настоящее время представительная база изотопных и геохимических данных позволяет проверить изложенную модель. Модель, во всех отношениях, согласуется с данными, представленными на диаграмме Gd/Yb – La/Sm (рис. 4.7). Резкое возрастание величины La/Sm от низких значений, характерных для *Tk*, до высоких значений в *Nd<sub>1</sub>* и *Nd<sub>2</sub>* указывает на коровую контаминацию. Промежуточная величина отношения La/Sm в *Nd<sub>3</sub>* и *Mr<sub>1</sub>* лавах может быть объяснена либо более низкой степенью контаминации исходной магмы, либо смешением *Nd<sub>1,2</sub>* материала со свежей магмой. Lightfoot et al. (1993, 1994) предполагали смешение *Nd<sub>1,2</sub>* расплава с *Tk* магмой. Однако, диаграмма Th/U – La/Sm (рис. 4.8) показывает, что *Tk* лавы имеют намного более высокое отношение Th/U, чем *Mr<sub>2</sub>-Mk*, и что *Nd<sub>3</sub>* и *Mr<sub>1</sub>* лавы лежат на линии смешения *Nd<sub>1,2</sub>* магмы с магмой *Mr<sub>2</sub>-Mk*, а не *Tk* типа. То есть, как показали Wooden et al. (1993) и Fedorenko (1994), *Nd<sub>3</sub>-Mr<sub>1</sub>* базальты должны были образоваться в результате смешения контаминированной *Nd<sub>1,2</sub>* магмы с *Mr<sub>2</sub>-Mk* магмой, характеризующейся низким отношением Th/U.

Вывод, следующий из геохимических данных, о том, что *Nd<sub>1</sub>* и *Nd<sub>2</sub>* лавы были образованы в результате коровой контаминации *Tk* магмы, после чего последовало смешение с магмой *Mr<sub>2</sub>-Mk* типа (с образованием *Nd<sub>3</sub>* и *Mr<sub>1</sub>*), подтверждается диаграммой εNd – εSr, представленной на рис. 4.10. Здесь видно, что *Nd<sub>3</sub>* составы лежат на линии между *Nd<sub>1,2</sub>* и *Mr<sub>2</sub>-Mk*, а не *Nd<sub>1,2</sub>* и *Tk*. Оценки количества корового контаминанта, требуемого для образования *Nd<sub>1,2</sub>* лав из *Tk* базальта, варьируют от 6.5 % (Fedorenko, 1994) до 8 вес% (Lightfoot et al., 1994) и до 15 вес% (Wooden et al., 1993).

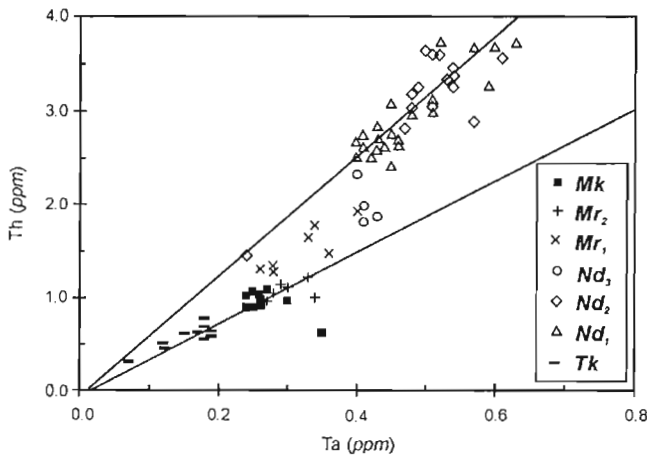


Рис. 4.11.

Диаграмма Th – Ta для вулканических пород от туклонской до мокулаевской свиты (по Naldrett et al., 1995).

Прямые линии показывают тренды составов *Tk* лав (Th/U = 3.75) и *Nd<sub>1,2</sub>* базальтов (Th/U = 6.25)

Рис. 4.11 показывает (как было впервые замечено Wooden et al., 1993), что контаминация увеличивает отношение Th/Ta от значений ~3.75, характерных для *Tk*, до ~6.25 в *Nd<sub>1</sub>* и *Nd<sub>2</sub>* лавах. Расположение составов *Nd<sub>1</sub>* и *Nd<sub>2</sub>* вдоль довольно протяженного отрезка линии с наклоном 6.25 обусловлено фракционной кристаллизацией, при которой увеличивается концентрация несовместимых элементов. Однако, тот факт, что все составы расположены вдоль одной и той же линии, свидетельствует, что фракционирование происходило в предварительно контаминированной магме и что отношение Th/Ta в течение фракционирования не менялось. Рис. 4.11 подтверждает заключение о том, что *Nd<sub>3</sub>* и *Mr<sub>1</sub>* являются переходными образованиями, поскольку отношение Th/Ta систематически изменяется в этих породах от величины, характерной для *Nd<sub>1,2</sub>*, до величины, характерной для *Tk*, и для *Mr<sub>2</sub>-Mk*. Как заметили Wooden et al. (1993), это легче всего объясняется вхождением магмы *Mr<sub>2</sub>-Mk* типа в систему, питающую Норильский магматический центр.

Прогрессивное снижение Cr снизу вверх по разрезу как *Nd<sub>1</sub>*, так и *Nd<sub>2</sub>* лав (рис. 4.9), возможно, обусловлено тем, что контаминация вызвала появление на ликвидусе хромита (Irvine, 1975, 1977), после чего произошла фракционная кристаллизация, сопровождавшаяся выделением хромита. Возрастание Cr в основании *Nd<sub>2</sub>* указывает на вхождение свежей магмы.

Таким образом, геохимия микроэлементов свидетельствует, что интенсивная коровая контаминация лав ассоциации ПА предварялась и, возможно, сопровождалась некоторой фракционной кристаллизацией (Mg/No *Tk* лав не является первичным, характерным для мантийных расплавов), но затем контаминированный расплав продолжил фракционировать, не подвергаясь дальнейшей контаминации. Naldrett et al. (1995) предположили, что первоначальная фракционная кристаллизация и контаминация произошли на уровне средней - верхней коры и что магма подверглась затем дальнейшей дифференциации на очень глубоком уровне.

4.1.2.4. Проявление сульфидной несмесимости

Коровая контаминация, взятая сама по себе, не способна объяснить наблюдаемое поведение халькофильных элементов (Ni, Cu и ЭПГ). Как показали Lightfoot et al. (1990), Naldrett et al. (1992), Brugmann et al. (1993), Fedorenko (1994), 75-процентное снижение Ni и Cu и даже более резкое снижение концентраций ЭПГ (не менее 90%, см. табл. 4.2) от *Tk* до *Nd<sub>1</sub>* может быть объяснено только процессами, в которых участвовала сульфидная фаза.

Таблица 4.2

Средние содержания хрома и халькофильных элементов в лавах туклонской – мокулаевской свит. По Naldrett et al. (1995)

Свита	n Cr, Ni, Cu	n ЭПГ	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Pd (ppb)	Pt (ppb)	Rh (ppb)	Ir (ppb)
<i>Tk</i> <sup>*</sup>	8	6	391	109	107	10.7	11.17	0.36	0.137
<i>Nd<sub>1</sub></i>	38	9	124	25	33	<2.0	<1.0	<0.10	<0.02
<i>Nd<sub>2</sub></i>	16	4	74	41	82	<2.0	0.9	<0.10	0.016
<i>Nd<sub>3</sub></i>	12	3	147	84	98	1.7	2.80	0.14	0.028
<i>Mr<sub>1</sub></i>	9	4	134	84	110	3.0	3.88	0.20	0.043
<i>Mr<sub>2</sub></i>	8	5	184	112	126	4.9	5.88	0.27	0.100
<i>Mk</i>	17	9	160	101	155	6.2	6.30	0.32	0.094

n – количество образцов

Сульфидная несмесимость могла быть инициирована двумя механизмами (одним из двух или проявленными совместно). (1) Смещение мафитовой магмы с фельзитовым компонентом может настолько понизить растворимость серы в гибридном расплаве, что насыщение сульфидом может проявиться даже при смешении двух ненасыщенных магм (Irvine, 1975; Li and Naldrett, 1993). Ассимиляция подобного рода способна также вызвать появление хромита в качестве ликвидусной фазы в магме (Irvine, 1975). (2) Учитывая тяжелый изотопный состав серы норильских руд ( $\delta^{34}\text{S}$  варьирует от +8 до +12, Гриненко, 1985), логично предположить, что в процессе контаминации могло произойти поглощение коровой серы, что и вызвало выделение сульфида.

Остается вопрос: на какой стадии процесса сегрегировался основной объем сульфидов? Рис 4.9 даст некоторое разъяснение проблемы. Несмотря на резкое снижение Ni, Cu и Cr на границе *Tk/Nd<sub>1</sub>*, детальные исследования показывают, что до 50 процентов общего снижения содержаний этих элементов в *Nd<sub>1</sub>* (по сравнению с *Tk* базальтами)<sup>15</sup> произошло во время, когда на поверхности происходили излияния *Nd<sub>1</sub>* лав. Прогрессивное изменение состава *Nd<sub>1</sub>* лав происходило уже тогда, когда они приобрели высокое отношение La/Sm. Таким образом, значительная часть обеднения халькофильными металлами обусловлена не начальной коровой контаминацией, но другими процессами, происходившими в магме впоследствии. Последовательное снижение Cr по разрезу *Nd<sub>1</sub>* (рис. 4.9), вероятно, является результатом фракционирования хромита (в добавление к фракционированию силикатных минералов); поведение Ni и Cu указывает, что на этой стадии происходило также удаление сульфида. В противоположность *Nd<sub>1</sub>*, Cu увеличивается снизу вверх по разрезу *Nd<sub>2</sub>*, а Ni, после первоначального резкого увеличения на границе с *Nd<sub>1</sub>*, остается относительно постоянным. Возрастание Cu не увязывается с продолжающейся сегрегацией сульфида и свидетельствует, что сульфиды больше не образовывались в период излияния *Nd<sub>2</sub>* лав (несмотря на продолжение фракционирования хромита). Возрастание меди может быть объяснено ее поступлением со свежей мантийной магмой. Разница в поведении Ni и Cu (Ni остается постоянным, а концентрация Cu возрастает в *Nd<sub>2</sub>* время) объясняется тем, что Ni удалялся из магмы за счет кристаллизации мафитовых силикатов. Судя по некоторому снижению Mg/No, наблюдаемому по разрезу *Nd<sub>2</sub>* (рис. 4.9), мафитовые минералы, действительно, кристаллизовались в это время.

<sup>\*</sup> Данные по Cr, Ni и Cu приведены для базальтов, а по ЭПГ - для базальтов и пикритовых базальтов туклонской свиты

<sup>15</sup> Мы не рассматриваем здесь *Tk* пикриты, поскольку отличие их состава от *Tk* базальтов объясняется только фракционированием оливина ( $\text{Fo}_{81-84}$ ) без привлечения других процессов (Fedorenko, 1994; Naldrett et al., 1995).

Итак, на основе поведения халькофильных металлов, могут быть выделены три стадии развития  $Nd$  магмы. Первая стадия включала общую контаминацию (происходившую, вероятно, на уровне средней - верхней коры); на этой стадии концентрации Ni, Cu и Cr были снижены примерно на 50% по сравнению с их концентрациями в магме  $Tk$  базальтов. Вторая стадия отвечает эволюции в течение  $Nd_1$  времени, когда содержания всех трех металлов снизились примерно на 10 процентов относительно их уровня в  $Tk$ . Третья стадия отвечает  $Nd_2$  времени, когда Cr продолжал снижаться, но, судя по возрастанию Cu, сегрегация сульфидов прекратилась.

Что касается последующей эволюции лав, приведенные выше данные (отношения Th/U и Th/Ta и изотопные отношения) показывают, что лавы от  $Nd_3$  до  $Mr_2$  образовались в результате смешения магмы  $Nd_{1-2}$  типа с магмой  $Mr_1-Mk$  типа, вероятно, в результате того, что новая магма вошла в резервуары, принадлежавшие  $Nd_1-Nd_2$  питающей системе. Смешение свежей магмы, не обедненной халькофильными элементами, с обедненной магмой, оставшейся в системе, объясняет последовательное повышение Ni, Cu и особенно ЭПГ от  $Nd_2$  через  $Nd_3$  и  $Mr_1$  до  $Mr_2$ . Более детально это обсуждается ниже.

#### 4.1.2.5. Выводы относительно развития вулканизма в туклонское - раннеморонговское время

Таким образом, геохимические и изотопные вариации в лавах от  $Tk$  до  $Mr_2$  позволяют предполагать, что магма  $Tk$  типа, которая в туклонское время изливалась в восточной части Норильского района, в ранненадеединское время не достигала поверхности. Задерживаясь в подводящей системе (в средней - верхней коре), эта магма подвергалась там контаминации материалом гранодиоритового состава (6.5–15 вес%). Контаминированная магма затем фракционировала, осаждала хромит, сегрегировала сульфидную жидкость и изливалась в виде лав, образовавших  $Nd_1$  подсвету. Далее в питающую систему к обедненной магме была добавлена свежая магма  $Tk$  типа, что привело к образованию магмы  $Nd_2$  лав. В  $Nd_2$  время происходило дальнейшее фракционирование хромита, но выделение сульфида прекратилось. На следующем этапе в систему магматических проводников вошла новая свежая магма ( $Mr_1-Mk$  типа), характеризовавшаяся, по сравнению с  $Tk$  магмой, слегка более высоким содержанием Th и значительно более высоким содержанием U. Она смешивалась с остатками  $Nd_2$  магмы, образуя смеси, отвечающие лавам  $Nd_3$  и  $Mr_1$  подсвет.

#### 4.1.3. Рудоносные и сопутствующие интрузии

Цель этого раздела – исследовать, каким образом рудоносные и близко родственные им интрузии вписываются в модель, изложенную выше.

##### 4.1.3.1. Общие сведения

В Норильском районе развито около полутора десятков типов интрузий, которые имеют толситовый (преимущественно), щелочной и высокомагнезиальный состав, являются недифференцированными и дифференцированными, образуют sill, полого- и крутосекущие тела и дайки (см. Дистлер и Кунилов, 1994; Naldrett et al., 1992 и Czamanske et al., 1995). Оруденение связано со специфическими дифференцированными телами, которые выделяются российскими геологами как интрузии норильского типа. С рудоносными телами тесно ассоциирует другой тип дифференцированных интрузий – нижнеталнахский (Дистлер и Кунилов, 1994). Naldrett et al. (1992) представили упрощенную систематизацию интрузий; они выделили минерализованные интрузии рудных узлов в качестве группы 5, подразделив ее на подгруппы 5А и 5В, отвечающие норильскому и нижнеталнахскому типу соответственно.

В работах Naldrett et al. (1992) и Czamanske et al. (1995) представлена компиляция российских данных, свидетельствующих, что интрузии нижнеталнахского типа внедрились несколько раньше норильского типа, но внедрение тех и других было очень близким по времени. В случае непосредственного контакта интрузий этих двух типов закалочные зоны у границы тел не развиваются. Оба типа интрузий, судя по совокупности геологических и изотопно-геохимических данных, вероятно, образовались после  $Nd_2$  до  $Mk$  времени (Fedorenko, 1994; Naldrett et al., 1995 и их ссылки). Интрузии обоих типов расслоены примерно в одном и том же диапазоне магнезиальности, они включают породы мафитового и пикритового состава. Однако, имеется и ряд значительных различий. Резко различными, в частности, являются содержания хрома: норильский тип обогащен Cr, нижнеталнахский тип обеднен этим элементом. Существенная минерализация ассоциирует только с интрузиями норильского типа, а среди них – только с телами, которые показывают отчетливую дифференциацию с развитием горизонтов пикритовых габбродолеритов и обедненных оливином (включая лейкогаббро) мафитовых пород. Согласно В.А. Федоренко, это талнахский и черногорский подтипы норильского типа (см. Naldrett et al., 1992; Czamanske et al., 1995). Нижнеталнахский тип интрузий тоже содержит сульфиды, но эти сульфиды много беднее Ni, Cu и ЭПГ (см. приведенную ниже табл. 4.5) и не образуют промышленных руд.

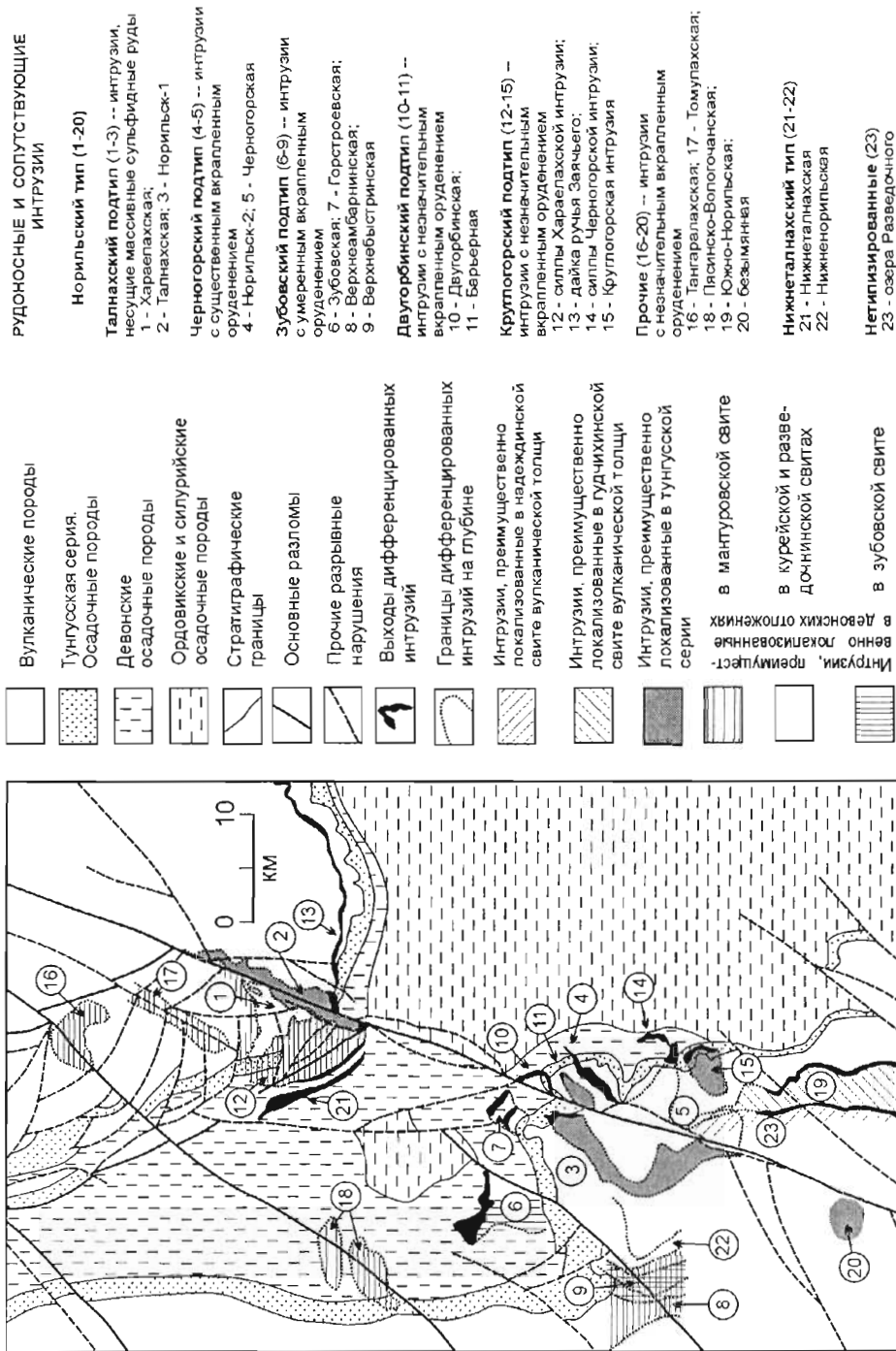


Рис. 4.12.

Геологический план, показывающий распространение дифференцированных интрузий в Талнахском и Норильском рудных узлах. Составлен В.А. Федоренко по материалам Норильской Комплексной Геологоразведочной Экспедиции (НКГРЭ), представлен в работе Naldrett et al. (1992).

Для всех интрузий (кроме Нижнеталнахской) показаны выявленные бурением границы их распространения, спроектированные на поверхность. Для Нижнеталнахской интрузии отображены только ее выходы под четвертичные отложения; на глубине эта интрузия распространена на всей показанной на плане части Хараелахского разлома и к западу от него; на разных участках интрузия залегает в породах от зубовской свиты нижнего девона до тунгусской серии



Интрузии норильского типа, несущие значительное оруденение, не удаляются более, чем на 7 км от Норильско-Хараелахского разлома (рис. 4.12). Разрабатываемые месторождения связаны с тремя интрузиями: Талнахской и Хараелахской<sup>16</sup> в Талнахском рудном узле и Норильск-1 в Норильском рудном узле. Интрузии Хараелахская и Норильск-1 расположены к западу от Норильско-Хараелахского разлома. Основная часть Талнахской интрузии (ее Северо-Восточная ветвь) располагается к востоку от разлома, а ее Юго-Западная ветвь – в Центральном грабене в зоне разлома (рис. 4.12). Хараелахская интрузия локализована в девонских аргиллитах, мергелях и эвапоритах; Талнахская – в породах тунгусской серии (угленосных отложениях среднего карбона - верхней перми); Норильск-1 – в породах тунгусской серии и нижней части вулканической толщи (см. рис. 4.4). Сульфидное оруденение развито преимущественно, но не всегда, у подошвы или близ подошвы интрузий.

Наиболее известными интрузиями нижнеталнахского типа являются Нижнеталнахская и Нижненорильская, расположенные, соответственно, в Талнахском и Норильском рудных узлах. Нижнеталнахская интрузия обычно залегает непосредственно под рудоносными интрузиями – в нескольких десятках метров ниже. Нижненорильская интрузия соотносится с интрузией Норильск-1 в стратиграфическом разрезе подобным образом, но в плане основная ее часть развита в 5–10 км к западу от рудоносной интрузии.

На рис. 4.13 приведен поперечный разрез через Талнахский рудный узел. Он иллюстрирует геологическое соотношение между Нижнеталнахской интрузией и рудоносными интрузиями, а также позицию интрузий по отношению к Норильско-Хараелахскому разлому. Из разреза, так же как и из плана (рис. 4.12), очевидно следует, что разлом оказал важнейшее влияние на внедрение интрузий.



Рис. 4.13.

Субширотный геологический разрез, показывающий соотношение Талнахской, Хараелахской и Нижнеталнахской интрузий (составлен Т.Е.Зенько по материалам НКГРЭ, представлен в работе Naldrett et al., 1992).

- 1 – четвертичные отложения; 2-6 – вулканическая толща (2 – *Mr*; 3 – *Nd*; 4 – *Gd*; 5 – *Sv*; 6 – *Iv*);
- 7 – тунгусская серия (континентальные терригенные угленосные отложения среднего карбона – верхней перми); 8 – юктинская, нахохозская и каларгонская свиты среднего - верхнего девона (доломиты, известняки, мергели и ангидриты); 9 – мантуровская свита среднего девона (мергели, ангидриты и аргиллиты);
- 10 – курейская и разведочнинская свиты нижнего девона (аргиллиты и мергели); 11 – ямпахтинская, хребтовская и зубовская свиты нижнего девона (мергели, ангидриты и доломиты); 12 – силурийские доломиты; 13 – Нижнеталнахская интрузия; 14 – силлы Хараелахской и Талнахской интрузий;
- 15-17 – Хараелахская и Талнахская интрузии (15 – габбродолериты; 16 – пикритовые и такситовые габбродолериты с вкрапленными сульфидами; 17 – массивные сульфиды); 18 – силлы трахидолеритов;
- 19 – силлы долеритов; 20 – Норильско-Хараелахский разлом; 21 – прочие разрывные нарушения; 22 – геологические границы; 23 – буровые скважины

<sup>16</sup> В работе Naldrett et al. (1992) эти интрузии назывались Главной Талнахской и Северо-Западной Талнахской соответственно. В данной книге приняты названия, фигурирующие в большинстве российских работ и в работе Czamanske et al. (1995).

Во внутренней структуре минерализованных интрузий (и норильского, и нижнеталнахского типа) выделяются две принципиальные зоны: относительно ограниченные по объему "главные тела" и обширные периферические силлы (Zen'ko and Czamanske, 1994).

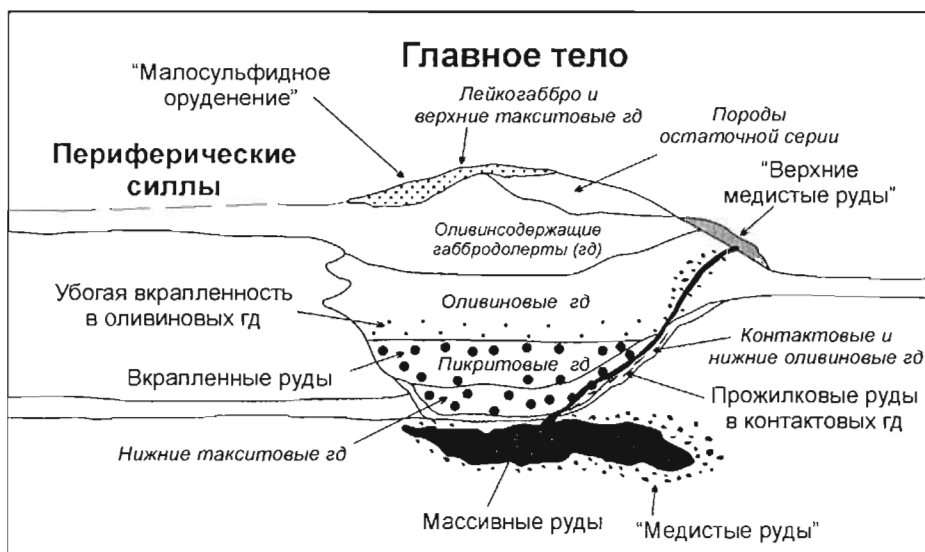


Рис. 4.14.

Схематический обобщенный разрез рудоносной интрузии норильского типа, показывающий ее внутреннюю структуру и ассоциирующие типы руд. По Naldrett et al. (1995), с изменениями

Схематический обобщенный разрез рудоносной интрузии норильского типа показан на рис. 4.14. Сводный вертикальный разрез, где представлена краткая характеристика доминирующих пород, приведен на рис. 4.15. В разрезе "главных тел" внизу выделяются нижние контактовые габбродолериты, которые перекрываются богатыми сульфидами и плагиоклазом такситовыми габбродолеритами. Переход между этими породами постепенный, зона перехода может иметь мощность до 10–15 м; в переходной зоне часто выделяются "нижние оливиновые габбродолериты" и такситовидные габбродолериты. Такситовый горизонт, тоже с постепенным переходом, перекрывается пикритовыми габбродолеритами, которые содержат 40–80 мод% оливина (18–29 вес% MgO), хромит и обильную сульфидную вкрапленность. Выше следуют оливиновые габбродолериты; они обычно перекрывают пикритовый горизонт с резким контактом (где резко исчезают и сульфиды). Иногда в зоне контакта развиты маломощные (от 3–5 до 50 см) пикритоподобные габбродолериты, содержащие 15–17 вес% MgO и очень богатые хромом (содержание хрома в разрезе пикритовых габбродолеритов систематически увеличивается снизу вверх и затем резко падает в оливиновых габбродолеритах). Оливиновые габбродолериты с постепенным переходом сменяются оливинсодержащими габбродолеритами, среди которых иногда представлены безоливиновые разновидности.

Выше, с постепенным переходом через переслаивание, залегают породы остаточной серии, в число которых, согласно Czamanske et al. (1995), входят габбродиориты (призматические габбро), магнетитовые габбро и кварцевые габбродиориты. Последние, установленные только в Талнахской интрузии (Czamanske et al., 1995), представляют собой гибридные породы, развивающиеся на контакте интрузии с терригенными отложениями тунгусской серии. В верхней части интрузий представлены лейкогаббро – породы, которые преимущественно (~80 мод%) состоят из крупных таблитчатых и ксеноморфных кристаллов плагиоклаза, богатых анортитовым компонентом. Существует несколько точек зрения на происхождение лейкогаббро. Наиболее признанной является точка зрения А.П. Лихачева (1965), согласно которой лейкогаббро представляют раннюю фазу рудоносных интрузий, закристаллизовавшуюся до внедрения последующих порций магмы. В.В. Золотухин и др. (1975) отводят большую роль процессам аутометасоматоза, а В.В. Рябов и др. (2000) связывают появление лейкогаббро с процессами жидкостного расслоения флюидизированной магмы на относительно "сухую" и флюидонасыщенную лейкократовую. Иногда в кровле интрузий развиты эруптивные брекчин, особенно характерные для интрузии Норильск-1, где их мощность достигает 25 м. Обломки в этих породах представлены ороговикованными и скарнированными песчаниками, аргиллитами, базальтами, графитизированными углями. Цементирующим материалом могут быть безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые габбродолериты, лейкократовые и такситовые габбро и гибридно-метасоматические породы (Служеникин и др., 1994; Служеникин, 2000).

Месторождения, ассоциирующие с плато базальтовым магматизмом

Порода	Оливин (мод%)	MgO (вес%)	Характерные минеральные фазы	Некоторые особенности пород	
Лейкогаббро + ВТГД*	0-3	4-8	Pl <sub>1</sub>	Порода преимущественно состоит из крупных таблитчатых и ксеноморфных кристаллов Pl <sub>1</sub> , имеющих высокое содержание Ап компонента.	
Остаточная серия	Кварцевый габбродиорит	0	1.2-1.7	Pl <sub>2</sub> + Aug + Q	Порода крупнозернистая. Характерно высокое содержание кварца + микропегматита (8-15 мод%), а также апатита (2-3 мод%).
	Магнетитовое габбро	0-4	4.4-7	Pl <sub>2</sub> + Aug + Mt	Порода от крупнозернистой до среднезернистой. Характерно высокое содержание титаномагнетита (5-11 мод%).
	Габбродиорит	0-5	6-7	Pl <sub>2</sub> + Aug	Порода крупнозернистая, призматическизернистая.
Габбродолериты	Оливин-содержащий	3-7	6-8	Pl <sub>2</sub> + Aug + Ol <sub>2</sub>	Порода мелко-среднезернистая с субпризматическими кристаллами клинопироксена (авгита). Нередко развита флюидальная текстура.
	Оливиновый	10-27	9-14	Pl <sub>2</sub> + Aug + Ol <sub>2</sub> + редкий Pl <sub>1</sub>	Вверху порода средне-мелкозернистая с субофитовой структурой, внизу -- мелкозернистая с пойкилоофитовой структурой.
	Пикритовый	40-80	18-29	Ol <sub>1</sub> + Pl <sub>2</sub> + Aug + сульфид + Pl <sub>1</sub> (глом) + редкий Pl <sub>1</sub>	Мелко-среднезернистая существенно оливиновая порода с заметным содержанием хромита (особенно вверху). Внизу достаточно обильны (5-15 мод%) крупные кристаллы Pl <sub>1</sub> и гломероскопления Pl <sub>1</sub> + Pl <sub>2</sub> . Практически повсеместно развита сульфидная вкрапленность (характерны вкрапленники овоидной формы размером 1-2 см)
	Такситовый	7-18	9-16	Pl <sub>2</sub> + Ol <sub>1,2</sub> + Aug + сульфид + Pl <sub>1</sub> (глом)	Порода чрезвычайно изменчива по размеру кристаллов и соотношению минеральных фаз; преобладают крупнозернистые участки. Характерны крупные кристаллы и гломероскопления Pl <sub>1</sub> . Повсеместно развита сульфидная вкрапленность (характерны ксеноморфные вкрапленники, размер которых достигает 3-4 см).
	Контактовый	10-17	7-8	Pl <sub>2</sub> + Aug + Ol <sub>2</sub>	Мелкозернистая порода без вкрапленников. Сульфидная вкрапленность отсутствует или незначительна, но встречаются жилы и прожилки сульфидов.

\*ВТГД -- верхние такситовые габбродолериты

Рис. 4.15.

Сводный вертикальный разрез рудоносной интрузии с краткой характеристикой доминирующих пород (по Czamanske et al., 1995).

Показана сульфидная вкрапленность – овоидная в пикритовых габбродолеритах и ксеноморфная в такситовых габбродолеритах, а также жилы массивных сульфидов, развитые в такситовых и контактовых габбродолеритах и в подошве интрузий. Малосульфидное оруденение, развитое в верхних такситовых габбродолеритах, не изображено. Минеральные фазы: Pl<sub>1</sub> – призматические, таблитчатые и ксеноморфные зерна без включений, с многочисленными двойниками; Pl<sub>2</sub> – лейсты с многочисленными двойниками; Ol<sub>1</sub> – крупные (до 3-4 мм) идиоморфные и резорбированные кристаллы; Ol<sub>2</sub> – крупные (до 7 мм) "лапчатые" зерна, ойкокристаллы с хадакритами Pl, мелкие (до 0.4-0.5 мм) ксеноморфные и округлые зерна

Нередко (но не повсеместно) с лейкогаббро ассоциируют верхние такситовые габбродолериты, вмещающие малосульфидное богатое ЭПГ оруденение. Эти породы образуют прослои и линзы, их наиболее выдержанный и богатый ЭПГ горизонт локализован у подошвы лейкогаббро (рис. 4.16). Согласно С.Ф. Служеникину (2000), верхние такситовые габбродолериты образованы крупными (до 2 см) зональными зернами раннего кумулатного плагиоклаза (An<sub>75-85</sub>), между которыми развит призматический и лейстовидный плагиоклаз (An<sub>54-61</sub>)<sup>17</sup>, клинопироксен и магнезиальный флогопит. Породы имеют атакситовую текстуру, которая выражается в резкой изменчивости размера зерен силикатов и в неравномерном распределении темноцветных минералов, хромита и вторичных силикатов. Характерная особенность пород – развитие миндалин размером до 2–3 см, которые могут составлять до 25 % объема породы. Они выполнены пренитом, актинолитом, флогопитом, сапонитом, хлоритом, ангидритом и карбонатами. Для материала миндалин характерно повышенное содержание хрома и хлора (количество Cl достигает 2 вес%). Валовое содержание хрома в верхних такситовых габбродолеритах, достигающее 1.5–6 вес%, тоже является необычайно высоким: в нижней части разреза интрузий оно не превышает 0.5 вес%. Сг, в основном, концентрируется в хромшпинелидах, которые образуют сегрегации размером от первых миллиметров до первых сантиметров. Сульфидная вкрапленность в породе незначительна (обычно 1–2 мод%). Выделения сульфидов часто наблюдаются во внутренних частях миндалин, где ассоциируют с H<sub>2</sub>O-, Cl- и F-содержащими минералами. Сульфиды (среди них преобладает пирротин) интенсивно замещаются вторичными силикатами, особенно актинолитом, биотитом, хлоритом и пренитом. Рассматривая генезис верхних такситовых габбродолеритов, С.Ф. Служеникин (2000) видит огромную роль летучих компонентов постмагматического этапа – в образовании не только H<sub>2</sub>O-, Cl- и F-содержащих минералов, но также хромшпинелидов и минералов благородных металлов.

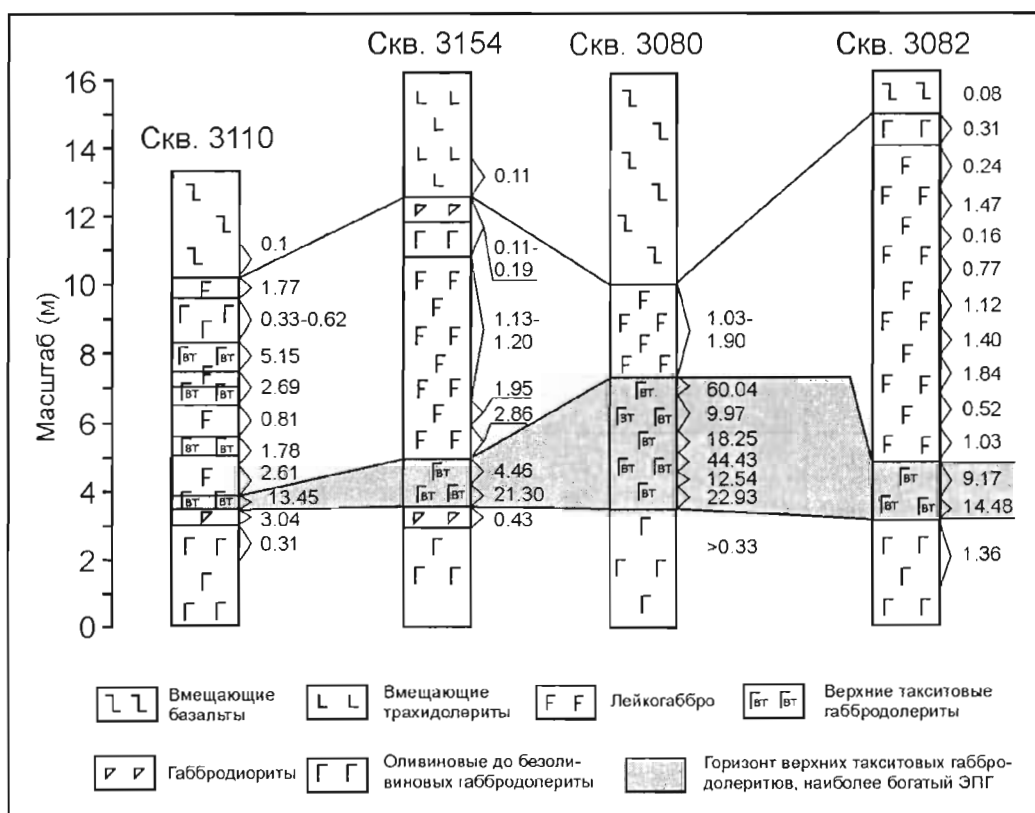


Рис. 4.16.

Положение верхних такситовых габбродолеритов с малосульфидным платинометалльным оруденением в разрезе интрузии Норильск-1. Справа от колонок скважин приведено содержание  $\Sigma$ ЭПГ (г/т). По С.Ф. Служеникину (2000)

<sup>17</sup> Эти данные относятся к интрузии Норильск-1. В нижележащем разрезе интрузий содержание анортитового компонента в плагиоклазе (край – центр зерен) составляет 27–47 в безоливиновых габбродолеритах, возрастает от 41–62 до 66–84 по разрезу оливинсодержащих и оливиновых габбродолеритов, затем до 55–88 в пикритовых породах и снижается до 65–69 в нижней части такситовых габбродолеритов (Служеникин, 2000).

С лейкогаббро и верхними такситовыми габбродолеритами иногда ассоциируют обособления пород, отвечающих пикритам и троктолитам (обогащенных оливином  $Fo_{70-80}$ ). Обычно они выделены в виде неправильных линзовидных и прожилковидных обособлений размером миллиметры - первые сантиметры, но иногда достигают мощности 0.5 м (Служеникин, 2000). Происхождение этих обособлений неясно.

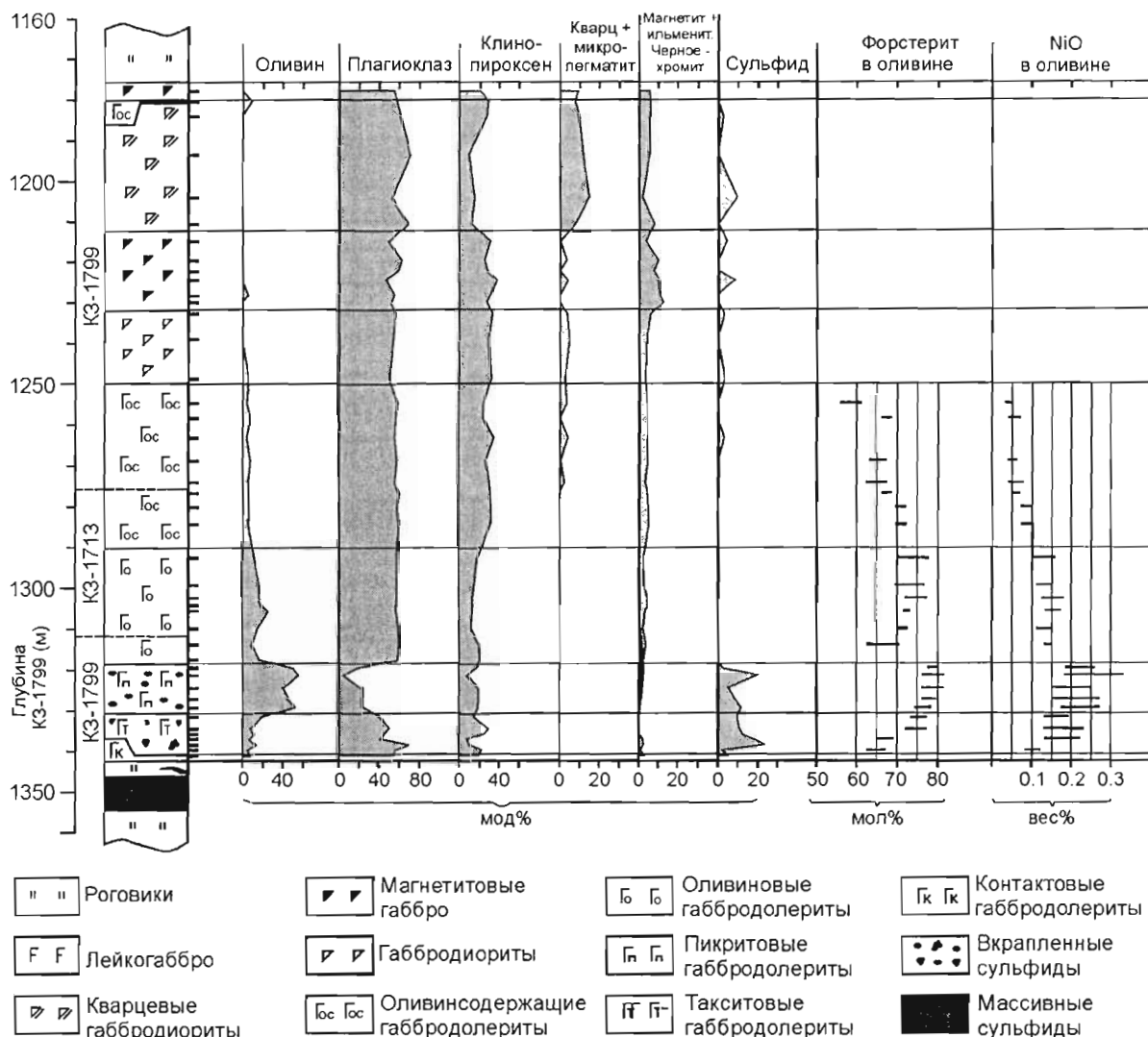


Рис. 4.17.

Вариации минерального состава пород по разрезу Талнахской рудоносной интрузии. Представлены данные по скв. КЗ-1799 с добавлением данных по скв. КЗ-1713 (для средней части разреза, интервал 1276–1312 м, там где керн по скв. КЗ-1799 не был изучен). По Czamanske et al. (1995). Расположение скважин показано на рис. 4.27

Химические составы наиболее распространенных пород рудоносных интрузий приведены в табл. 4.3. На рис. 4.17 и 4.18, показаны вариации основных минеральных фаз и химических компонентов в вертикальной последовательности пород.

Мощность полных разрезов главных тел рудоносных интрузий варьирует от нескольких десятков до 300–350 метров, обычно составляя 70–180 м. Строение разрезов нередко отклоняется от "типичного разреза", представленного на рис. 4.15, 4.17 и 4.18. Эти отклонения носят как закономерный, так и не закономерный характер. Во-первых, существуют систематические различия между отдельными интрузиями. Так, для Хараслахской интрузии характерно преобладание такситовых габбродолеритов над пикритовыми, развитие достаточно мощных лейкогаббро (с верхними такситовыми габбродолеритами), малая мощность (часто отсутствие) пород остаточной серии. Юго-западная ветвь Талнахской интрузии отличается повышенной

**Химические составы пород рудоносных интрузий Талнахского рудного узла (диапазон содержаний компонентов), по материалам Czamanske et al. (1995)**

	Лейко-габбро	Кварц. габбро-диорит	Магнетитовое габбро	Габбро-диорит	Оливин- содержащий гд	Оливиновый гд	Пикр- подобный гд	Пикритовый гд	Такситовый гд	Такситовидный гд	Конт. гд
Кол-во обр.	2	4	7	3	11	9	1	9	4	4	1
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	45.1– 46.1	53.3– 56.9	41.0– 49.7	49.3– 50.1	48.5– 49.6	44.5– 47.0	45.1	34.8–42.6	34.9–42.0	38.4– 48.4	48.1
TiO <sub>2</sub>	0.33– 0.56	1.27– 2.09	2.12– 3.00	1.12– 1.30	0.72– 1.14	0.60– 0.88	0.70	0.41–0.66	0.23–0.71	0.61– 1.02	1.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.0	11.5– 12.1	11.2– 12.2	15.1– 13.8	14.1– 17.8	12.5– 18.8	13.9	5.7–10.1	7.8–14.6	14.0– 16.5	15.2
FeOT	5.7– 7.0	12.3– 14.5	16.5– 22.1	10.7– 11.6	7.4–10.9	7.7–13.3	11.34	13.2–20.6	12.1–19.9	10.7– 16.9	12.5
MnO	0.15– 0.16	0.14– 0.25	0.21– 0.41	0.22– 0.27	0.14– 0.22	0.13– 0.22	0.19	0.20–0.22	0.17–0.21	0.15– 0.21	0.22
MgO	3.7– 7–6.1	1.16– 2.35	3.6–6.9	6.0–6.4	6.0–8.2	8.9–14.6	15.5	19.8–25.1	9.7–16.8	7.1–8.9	7.2
CaO	10.3– 11.6	4.8–6.8	7.2– 10.6	10.5– 11.9	11.1– 13.8	9.1–11.5	9.3	4.4–7.2	6.0–10.0	8.7–10.4	10.3
Na <sub>2</sub> O	1.9– 2.0	4.1–6.0	1.8–3.3	2.4–2.5	1.6–2.4	1.2–1.9	1.53	0.69–1.01	0.88–1.12	1.05– 2.05	1.91
K <sub>2</sub> O	1.2– 2.8	0.25– 2.1	0.6–1.3	0.6–0.9	0.40– 0.86	0.32– 0.49	0.33	0.09–0.29	0.22–0.61	0.54– 0.85	0.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06– 0.08	0.44– 0.48	0.10– 0.36	0.13– 0.18	0.09– 0.14	0.07– 0.11	0.08	0.05–0.10	0.03–0.09	0.08– 0.13	0.15
ППП	3.9	0.9–1.5	0.8–2.0	1.2–1.5	0.9–2.3	1.0–1.7	1.0	2.4–6.8	4.7–6.1	1.3–4.9	1.2
CO <sub>2</sub>	0.13– 0.19	0.06– 1.15	0.01– 0.06	0.04– 0.04	0.01– 0.05	0.03– 0.14	0.15	0.06–0.60	0.06–0.45	0.08– 0.53	0.05
S	0.23– 0.29	0.46– 0.94	0.16– 0.79	0.09– 0.21	0.03– 0.20	0.04– 0.69	0.12	0.14–5.60	2.3–6.5	1.14– 4.66	0.32
Sc	11–15	17–26	33–43	37–44	35–46	20–28	25	16–23	14–28	20–33	34
Cr	172– 270	2.6–2.7	4–116	12–35	18–740	300– 2750	2750	520–4550	225–590	170–280	170
Y	7–20	68–114	22–47	28–31	14–36	11–20	13	5–14	7–19	9–20	27
Ni	200– 570	17–21	34–154	59–71	60–114	210–860	430	740–8700	2350– 7500	1250– 6800	225
Co	28–36	11–31	39–83	37–46	35–47	47–94	77	103–316	135–316	84–250	54
Cu	450– 700	25–124	13–870	134–235	55–192	65–1050	122	270– 13800	8600– 21000	2700– 16900	640
Au	10–30	<2.5	<8.3	<2.7–7.1	<0.3– 16.3	2–19	3.12	10–175	87–491	38–361	7

**Месторождения, ассоциирующие с платобазальтовым магматизмом**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Pd	270–840	<1	<0.5–4.6	<0.5–0.6	<2–85	3–410	46	420–3500	2800–8500	810–5200	66
Pt	130–370	<0.6	<0.5–2.0	<0.5–4.2	0.8–180	5–130	59	220–1100	750–3200	260–750	28
Rh	20–38	<0.5	<1	<0.5	<0.5–2.1	0.6–21.0	8.1	34–190	83–270	24–120	1.5
Ru	6–13	<0.5	<1	<0.5	<0.8	0.7–10.0	5.5	12–63	26–81	5–36	0.6
Ir	2–5	<0.5	<1	<0.5	<0.5–1	0.6–3.8	1.8	4.8–140	9–29	2–11	<0.5
Rb	36–85	11–42	17–46	23–37	15–30	10–21	11	4–12	7–27	13–38	31
Sr	325–350	158–254	180–275	260–290	215–290	190–280	200	88–146	120–215	182–270	250
Ba	178–400	170–370	126–350	192–230	97–250	82–184	91	48–94	71–136	164–295	330
Th	0.5–0.64	4.2–6.4	0.6–2.8	0.9–1.4	0.57–1.09	0.46–0.90	0.47	0.71–0.20	0.36–0.41	0.41–1.07	1.13
U	0.27–0.39	1.3–2.0	0.30–1.10	0.37–0.65	0.22–0.50	0.21–0.37	0.233	0.09–0.28	0.09–0.23	0.21–0.63	0.53
Ta	0.12–0.15	0.9–1.8	0.17–0.73	0.23–0.38	0.13–0.26	0.12–0.18	0.12	0.08–0.15	0.05–0.14	0.12–0.24	0.30
Zr	41–48	260–370	66–166	81–122	51–87	45–68	46	24–56	27–49	40–76	98
Hf	0.98–1.14	7.3–9.4	1.5–4.7	1.9–2.8	1.1–2.2	1.0–1.6	1.1	0.66–1.36	0.55–1.13	1.05–1.87	2.39
La	3.1–6.7	23–39	6–23	8–12	4.2–8.4	3.7–5.3	4.0	2.3–4.6	2.0–4.0	3.6–6.8	10.1
Ce	7.8–5.1	64–111	12–49	18–23	9–19	8.9–12.6	9.3	6.0–10.3	3.8–9.7	9.8–15.9	23.7
Nd	4.9–8.5	39–66	7–25	10–14	6.0–10.6	5.4–8.0	5.2	3.3–6.6	2.6–6.6	5.3–10.3	13.1
Sm	1.4–2.1	10–17	2.2–6.6	3.0–3.7	1.8–3.1	1.5–2.3	1.6	1.1–1.9	0.78–1.80	1.60–2.75	3.71
Eu	0.6–0.7	2.8–3.4	0.8–2.3	1.1–1.2	0.7–1.1	0.59–0.84	0.60	0.36–0.58	0.40–0.59	0.61–0.99	1.17
Gd	1.7–2.2	12–19	2.8–7.9	3.6–4.0	2.2–3.5	1.7–2.7	1.9	1.2–2.3	1.0–2.0	2.0–3.0	4.09
Tb	0.27–0.33	1.9–3.5	0.5–1.3	0.58–0.68	0.38–0.59	0.28–0.45	0.31	0.19–0.35	0.16–0.34	0.32–0.52	0.66
Ho	0.35–0.46	2.7–5.0	0.7–1.8	0.85–0.96	0.56–0.88	0.42–0.66	0.45	0.30–0.54		0.47–0.77	0.93
Tm	0.14	1.1–2.0	0.28–0.82	0.36–0.43	0.24–0.40	0.19–0.29		0.17–0.23		0.23	0.39
Yb	1.2–0.9	7–10	1.8–5.1	2.3–2.7	1.5–2.5	1.2–1.8	1.28	0.82–1.48	0.64–1.31	1.2–2.1	2.56
Lu	0.14–0.18	1.0–1.4	0.25–0.73	0.33–0.41	0.22–0.35	0.17–0.28	0.20	0.13–0.21	0.09–0.19	0.17–0.30	0.38

Лейкогаббро – из Хараелахской интрузии по скв КЗ-1879,  
остальные породы – из Талнахской интрузии по скв КЗ-1713 и КЗ-1799.

Железо общее в виде FeOT.

Породообразующие окислы, CO<sub>2</sub> и сера – вес%, Au и ЭПГ – ppb, остальные элементы – ppm.

Месторождения, ассоциирующие с платобазальтовым магматизмом

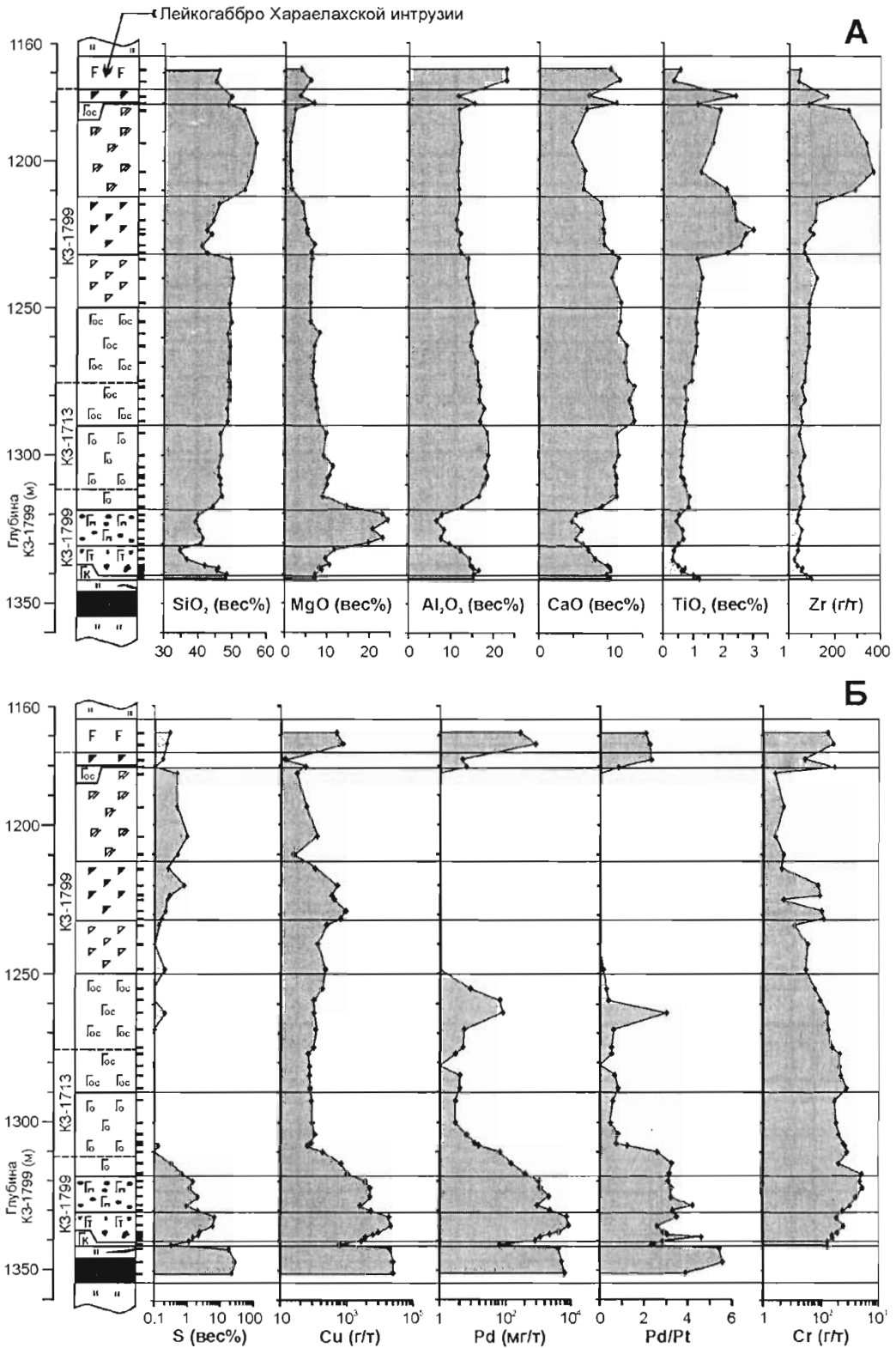


Рис. 4.18.

Вариации химического состава пород (А – петрогенные компоненты, Б – рудогенные элементы) по разрезу рудоносной интрузии. По материалам Szamanske et al. (1995). Представлен разрез Талнахской интрузии, приведенный на рис. 4.17, с дополнительными данными по лейкогаббро из Хараелахской интрузии по скв КЗ-1879 (интервал 1698–1705 м). Условные обозначения приведены на рис. 4.17. Расположение скважин показано на рис. 4.27



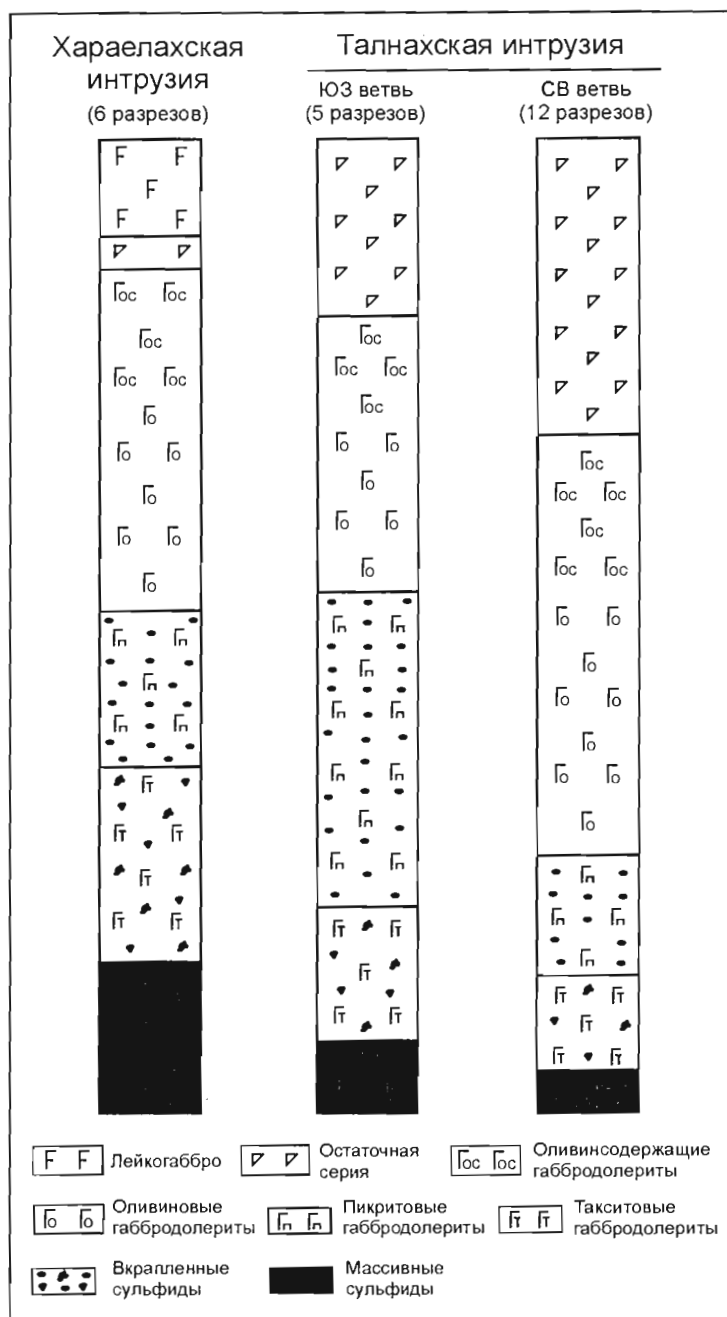


Рис. 4.19.

Колонки, показывающие относительную мощность пород в главном теле Хараелахской интрузии и в главных телах Юго-Западной и Северо-Восточной ветвей Талнахской интрузии. По Czamanske et al. (1995).

Для каждого из тел приведены средние данные по полным разрезам, детально изученным петрографически.

Для Хараелахской интрузии использовано 6 разрезов (мощностью от 49 до 173 м); для Юго-Западной ветви Талнахской интрузии – 5 разрезов (мощностью от 83 до 126 м); для Северо-Восточной ветви – 12 разрезов (мощностью от 88 до 187 м). Как показано на колонках, для пикритовых габбродолеритов

во всех интрузиях характерна оvoidная сульфидная вкрапленность, а для такситовых габбродолеритов – более крупная ксеноморфная

мощностью пикритовых габбродолеритов, а Северо-восточная – развитием мощных разнообразных пород остаточной серии (рис. 4.19). Во-вторых, что видно на примере Хараелахской интрузии, ее строение меняется при переходе от центральных частей тела к краевым – фланговым и, особенно, – фронтальным. Во фронтальных зонах, довольно значительных по площади, происходит вертикальное расщепление интрузии (рис. 4.13) и увеличение объема такситовых-такситовидных габбродолеритов за счет пикритовых. В западной фронтальной части интрузии ее разрез иногда почти целиком представлен оливиновыми такситовидными габбродолеритами, несущими сульфидную вкрапленность (Torgashin, 1994). В интрузиях Талнахской и Норильск-1, имеющих форму узких лент, вытянутых вдоль Норильско-Хараелахского разлома, столь отчетливого проявления горизонтальной зональности не наблюдается. Во всех интрузиях встречаются окна и пережимы, где отсутствуют пикритовые - такситовые габбродолериты и сульфидные руды (см. приведенный ниже рис. 4.27). С другой стороны, в изученном нами разрезе Талнахской интрузии по скв. КЗ-1796<sup>18</sup> развиты только пикритовые и такситовые габбродолериты (см. приведенный ниже рис 4.37).

Периферические силлы рудоносных интрузий прослеживаются на удаление до 10 км от главных тел (Зенько, 1986). Вблизи сопряжения с главными телами некоторые из них имеют мощность до 20 м. Эти относительно мощные силлы представлены, главным образом, оливиновыми габбродолеритами, нередко такситовидными. В верхней части они обычно обогащены плагиоклазом (до лейкогаббро), а внизу могут присутствовать линзы пикритовых габбродолеритов (Zen'ko and Czamalske, 1994). В нижней части таких "дифференцированных" силлов иногда встречаются сульфиды. В одном из пересечений Габбровой интрузии, расположенной севернее Талнахской интрузии к востоку от Норильско-Хараелахского разлома (скважина ВХ-4), встречено вкрапленное сульфидное оруденение, близкое промышленному, мощностью 2 м (личное сообщение Л.М. Шадрина, 1994). Многие силлы, как на удалении от главных тел, так и вблизи их, образованы однородными (или почти однородными) бессульфидными долеритами и габбродолеритами, которые могут содержать или не содержать оливин. По химическому составу они отвечают нормальному базальту (см. ниже).

Существуют разные объяснения формирования рудоносных интрузий и соотношения между главными телами и периферическими силлами. Вплоть до последнего времени наиболее признанной была модель однократного внедрения мафитовой магмы повышенной магнезиальности ( $MgO = 10-12$  вес%), загруженной протокристаллами оливина, плагиоклаза и обособлениями несмесимой сульфидной жидкости, с последующей внутрикамерной дифференциацией магмы (например, Коровяков и др., 1963; Зенько, 1983, 1994). Т.Е. Зенько (1983, 1994) считает периферические силлы (образованные как лейкогаббро, так и долеритами - габбродолеритами) апофизами рудоносных интрузий, внедрившимися после внутрикамерной дифференциации магмы, хотя она же рассчитала, что объем "апофиз" в Талнахском рудном узле примерно вдвое превышает объем главных тел интрузий (Зенько, 1994). По мнению А.П. Лихачева (1965), силлы лейкогаббро и такситовых – пойкилоофитовых долеритов внедрились ранее рудоносных частей интрузий. В своих поздних работах А.П. Лихачев (Likhachev, 1994 и др. статьи) полагает, что становление рудоносных частей интрузий произошло в результате конвективной циркуляции магмы из глубокой горячей части магматической колонны в конечные интрузивные камеры и обратно. По мнению В.А. Федоренко (см. Czamalske et al., 1995), магматический материал рудоносных интрузий формировался и дифференцировался в ходе длительной эволюции в промежуточной магматической камере, локализованной ниже платформенного чехла. Формирование интрузий в месте их конечной локализации происходило в результате многократных инъекций дифференцированного магматического материала – сначала внедрились магмы базальтового состава, затем пикритовые, загруженные силикатным кумулюсом и несмесимыми сульфидами, и, наконец, – сульфидная жидкость, сформировавшая массивные руды. Периферические силлы представляют, по мнению В.А. Федоренко, ранние базальтовые порции магматического материала рудоносных интрузивных систем.

Согласно модели автора, изложенной ниже в разделе 4.1.3.3, рудоносные интрузии и сопровождающие их интрузии нижнеталнахского типа (как главные тела, так и периферические силлы) формировались в питающих проводниках вулканических образований.

<sup>18</sup> Расположение буровых скважин в Талнахском рудном узле, на которые приводятся ссылки в тексте, показано на рис. 4.27.

4.1.3.2. Геохимия интрузий норильского и нижнеталнахского типа и их отношение к вулканическим образованиям

Геохимия микроэлементов

Обсуждавшийся выше разрез лав отображает последовательность событий, происходивших в главной магматической системе Норильского района. Важно рассмотреть, каким образом геохимия рудоносных интрузий согласуется с этой эволюционной схемой.

На рис. 4.20 (диаграмма Gd/Yb – La/Sm) представлены составы пород интрузий норильского и нижнеталнахского типов, наложенные на поля составов вулканических образований. Как уже отмечалось в работе Naldrett et al. (1992), отношение Gd/Yb (и содержание TiO<sub>2</sub>) указывает, что эти интрузии являются частью магматизма ассоциации II (*Tk-Sm*). Большинство пород интрузий норильского типа попадает на диаграмме Gd/Yb – La/Sm в поле составов *Tk* и *Mr<sub>2</sub>-Mk* лав. Большинство составов пород интрузий нижнеталнахского типа лежит между составами *Nd<sub>2</sub>* и *Mr<sub>1</sub>*, при этом они более всего напоминают *Nd<sub>3</sub>* лавы. На диаграмме Th – Ta (рис. 4.21) составы пород Нижнеталнахской интрузии ложатся вдоль или слегка ниже тренда *Nd<sub>1</sub>-Nd<sub>2</sub>*, тогда как составы пород Хараелахской интрузии (норильский тип) более приближены к тренду *Tk*, *Mr<sub>2</sub>* и *Mk* лав.

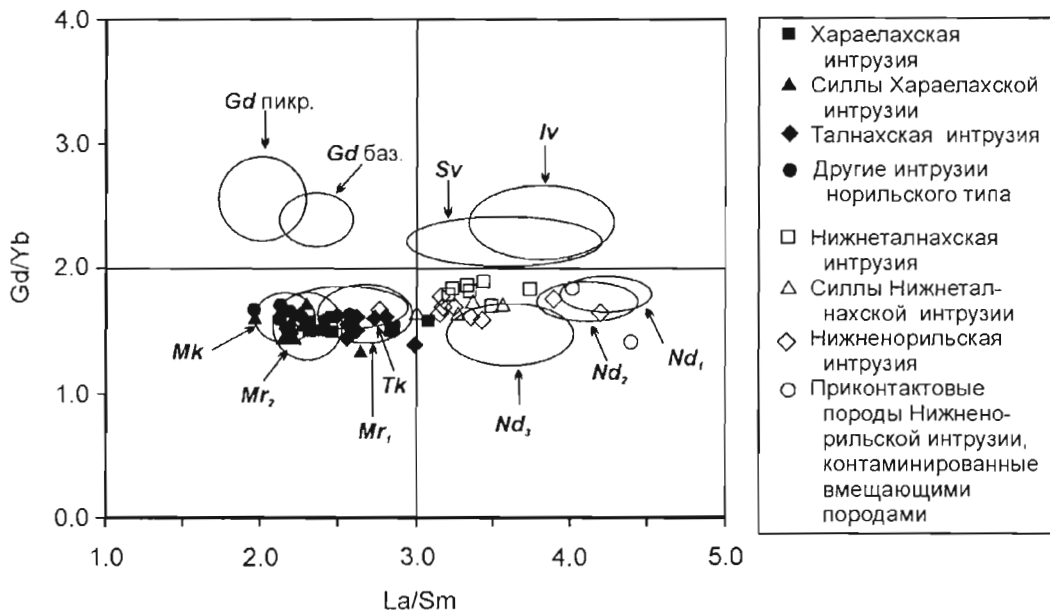


Рис. 4.20.

Диаграмма Gd/Yb – La/Sm, показывающая составы пород интрузий норильского и нижнеталнахского типов, наложенные на поля составов вулканических пород от ивакинской до мокулаевской свиты (по Naldrett et al., 1995).

Индексы подразделений вулканической толщи разъясняются в тексте, в разделе 4.1.2.1

Содержание никеля в неминерализованных породах интрузий нижнеталнахского типа составляет примерно 50 процентов от содержания Ni в неминерализованных породах интрузий норильского типа аналогичной магнезиальности (Naldrett et al., 1992).

Изотопные вариации

На рис. 4.22А представлена диаграмма eSr – La/Sm для вулканических пород от *Tk* до *Mk* свиты. Величина eSr закономерно увеличивается с возрастанием отношения La/Sm. Как объяснялось выше (раздел 4.1.2.3), такой тренд может появиться в результате контаминации магмы *Tk* типа коровым компонентом (имеющим высокие отношения La/Sm и eSr) и последующего смешения контаминированного расплава с возрастающей пропорцией магмы *Mr<sub>2</sub>-Mk* типа. Последняя подобна *Tk* магме по концентрациям RЗЭ и Sr, величинам La/Sm и eSr (средние концентрации La в *Tk* и *Mr<sub>2</sub>* лавах составляют соответственно 5.8 и 7.7 ppm, Sr – 267 и 207 ppm).

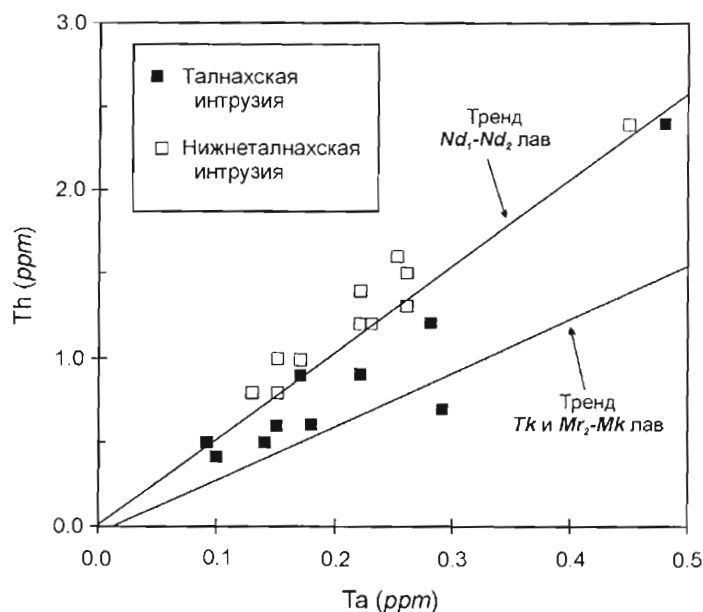


Рис. 4.21.

Диаграмма Th – Та для пород Талнахской и Нижнеталнахской интрузий (по Naldrett et al., 1995)

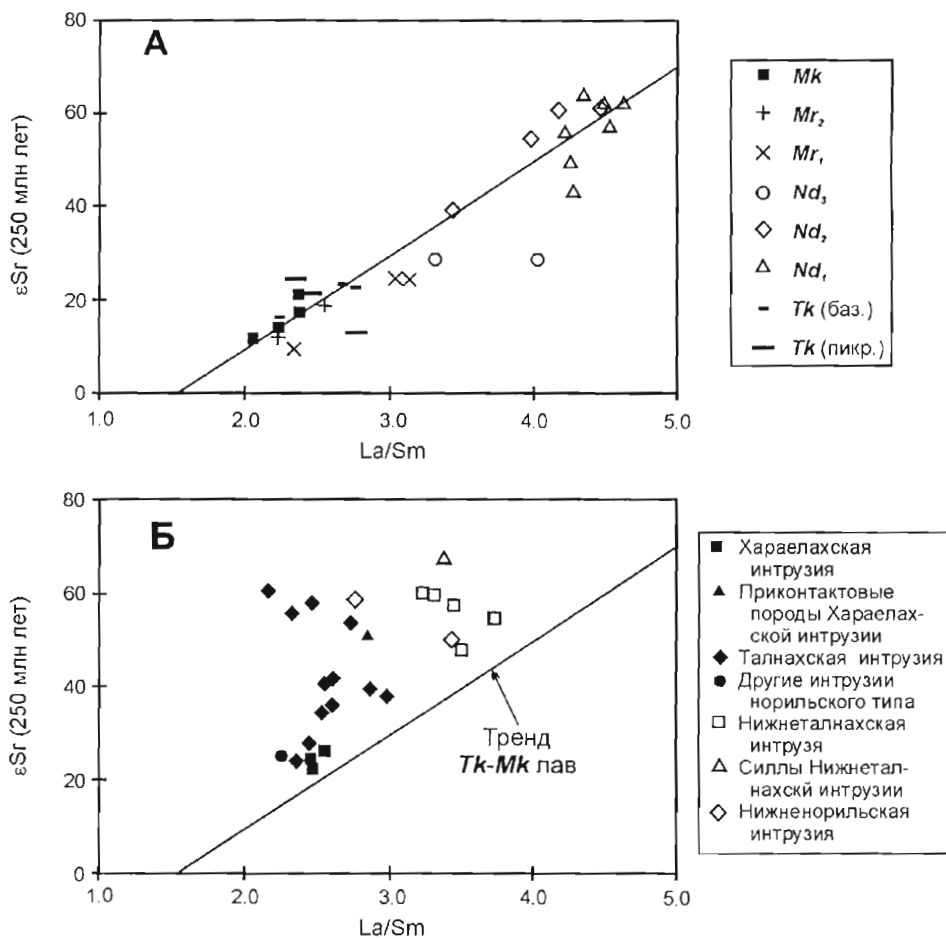


Рис. 4.22.

Диаграмма  $\epsilon Sr - La/Sm$  для вулканических образований (А) и интрузий норильского и нижнеталнахского типа (Б). Данные Lightfoot et al. (1994) и Hawkesworth et al. (1995)

Составы большинства образцов интрузивных пород, для которых получены и  $\epsilon\text{Sr}$ , и  $\text{La}/\text{Sm}$  (данные Hawkesworth et al., 1995), смещены относительно вулканических образований в сторону более высоких значений  $\epsilon\text{Sr}$  (рис. 4.22Б). Czamanske et al. (1995) заметили, что Sr имеет особенно высокую радиогенность в приконтактных породах Хараелахской рудоносной интрузии (отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , пересчитанное на 250 млн. лет, варьирует от 0.7051 в центре разреза интрузии до 0.7081 у верхнего контакта и до 0.7088 у нижнего контакта). Цитируемые авторы предположили, что, поскольку среди вмещающих пород Хараелахской интрузии присутствуют слои эвапоритов (содержащие порядка 2000 ppm Sr), во время внедрения могла произойти контаминация магмы радиогенным Sr. Однако, изотопный состав Sr в образцах интрузивных пород не обнаруживает корреляции с другими геохимическими параметрами. Naldrett et al. (1995) выдвинули альтернативное объяснение, полагая, что радиогенный Sr был привнесен в приконтактные зоны интрузии уже после кристаллизации пород, в результате гидротермальной деятельности. Если это так, то исходя из данных, представленных на рис. 4.22Б, можно заключить, что величина  $\epsilon\text{Sr}$  в интрузиях норильского и нижнеталнахского типов во время их внедрения составляла соответственно +20 и +40.

На рис. 4.23 (диаграмма  $\epsilon\text{Nd} - \epsilon\text{Sr}$ ) данные по интрузивным породам наложены на данные по вулканическим образованиям. Аналитические результаты заимствованы из разных источников (Wooden et al., 1993; Czamanske et al., 1995; Hawkesworth et al., 1995); так что не во всех индивидуальных образцах измерялись оба параметра. По этой причине данные на приведенной диаграмме представлены в виде прямоугольников. Если, как предполагалось выше,  $\epsilon\text{Sr}$  в рудоносных интрузиях (Хараелахской, Талнахской и Норильск-1) составлял около +20, их составы будут располагаться в поле  $\text{Mr}_2$ , что согласуется с сопоставлениями, сделанными по микроэлементам. Образцы, имеющие более высокие значения  $\epsilon\text{Sr}$ , как упоминалось выше, в основном происходят из приконтактных частей интрузий – такситовых и контактовых габбродолеритов.

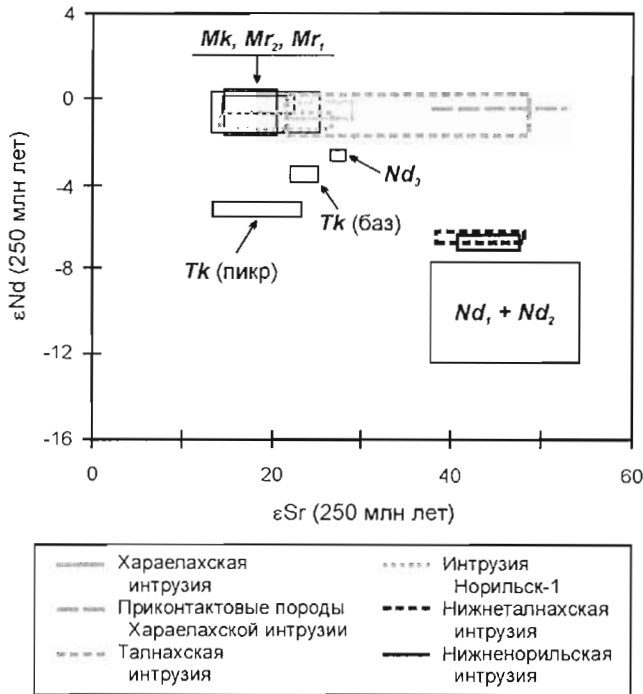


Рис. 4.23.

Диаграмма  $\epsilon\text{Nd} - \epsilon\text{Sr}$  для сравнения составов интрузий норильского и нижнеталнахского типа с вулканическими образованиями. Поля составов последних показаны прямоугольниками, ограниченными тонкими черными линиями, и могут быть идентифицированы при сравнении с рис. 4.10. Данные Wooden et al. (1993), Czamanske et al. (1995) и Hawkesworth et al. (1995)

На основе отношения  $\text{La}/\text{Sm}$  можно было бы заключить, что интрузии нижнеталнахского типа соответствуют  $\text{Nd}_3$  вулканическим образованиям. Однако, отношение  $\text{Th}/\text{Ta}$  в этих интрузиях подобно  $\text{Nd}_{1-2}$  лавам. Если, как предполагалось по данным рис. 4.22Б,  $\epsilon\text{Sr}$  в нижнеталнахских интрузиях составлял около +40 во время внедрения, их составы на рис. 4.23 должны, подобно  $\text{Nd}_3$  лавам, располагаться между  $\text{Nd}_{1-2}$  и  $\text{Mr}_2\text{-Mk}$ , но ближе к полю  $\text{Nd}_{1-2}$ . Таким образом, изотопные данные согласуются с корреляцией, основанной на геохимии микроэлементов (если поддержать обсуждавшуюся выше идею, что  $\epsilon\text{Sr}$  в интрузивных породах изменился после внедрения).

**Выводы о корреляции между интрузивными  
и вулканическими образованиями, основанные на геохимии**

Итак, выполненные к настоящему времени геохимические исследования показывают, что интрузии норильского типа по значениям  $\epsilon Nd$ , Th/Ta и La/Sm соответствуют  $Mr_2-Mk$  магме. Их  $\epsilon Sg$  варьирует от величины около +20, свойственной  $Mr_2-Mk$ , до значительно более высоких значений, вплоть до +60 в породах приконтактных частей интрузий. Представляется, что на приконтактные породы интрузий воздействовал контаминант, вероятно гидротермальный, с высокой концентрацией очень радиогенного Sr, но низкими концентрациями RЗЭ<sup>19</sup>.

Интрузии нижнеталнахского типа отличаются от норильского типа низкими концентрациями Ni и Sr, более низкими величинами  $\epsilon Nd$ , более высокими отношениями La/Sm и Th/Ta. Их геохимическая корреляция с вулканическими образованиями неоднозначна. Они довольно близко соответствуют  $Nd_3$  лавам по величине La/Sm, но более напоминают  $Nd_2$  по  $\epsilon Nd$  и Th/Ta. Представляется, что  $\epsilon Sg$  в этих интрузиях был изменен теми же процессами, которые воздействовали на интрузии норильского типа.

**4.1.3.3. Модель интрузий как проводников лав**

**Необычные черты интрузий норильского типа**

Рудоносные интрузии норильского типа необычны по целому ряду особенностей.

- 1) В Талнахском рудном узле с ними ассоциирует очень большой объем сульфидов – от 2 до 10 вес% по отношению к массе интрузий (компиляция в статье Naldrett et al., 1992).
- 2) Сульфиды отличаются очень высокими концентрациями ЭПГ. Согласно Naldrett et al. (1992), эти сульфиды должны происходить из массы магмы, по крайней мере, в 200 раз большей, чем масса силикатного материала интрузий.
- 3) Интрузии являются "вставленными" по отношению к вмещающим породам, т.е. не раздвигают, а как бы замещают их (см. приведенный ниже рис. 4.29).
- 4) В российской литературе постоянно обращается внимание на то, что рудоносные интрузии окружены мощными ореолами метаморфических и метасоматических пород (например, Генкин и др., 1981; Likhachev, 1994). В некоторых случаях мощность ореолов превышает мощность самих интрузий, достигая 400 м (Генкин и др., 1981).
- 5) Изотопный состав серы в сульфидах является слишком тяжелым для сульфидов мантийного происхождения. Он варьирует от +8 до +12  $\delta^{34}S$  (Годлевский и Гриненко, 1963; Гриненко, 1985).

**Обсуждение концепции, представляющей интрузии  
в качестве питающих проводников вулканических образований**

Перечисленные выше особенности рудоносных интрузий объяснимы в случае, если они являлись питающими проводниками для 5 000–10 000 км<sup>3</sup> вулканической магмы, представленной в разрезе  $Nd_1-Mr_2$  лав (объем лав приводится согласно В.А. Федоренко, 1981), и если большая часть сульфидов была образована на неглубоком уровне в коре существенно *in situ*. Такая интерпретация не является новой. М.Н. Годлевский (1959б), называя рудоносные интрузии Норильского района хонолитами, пришел к выводу об их близкповерхностном формировании. М.К. Иванов с соавторами (1971) рассматривали интрузии Норильского рудного узла в качестве подводящих каналов для вышележащих вулканических пород, в частности, для пикритовых базальтов. В.А. Радько (1991) высказал сходную идею относительно интрузий Талнахского рудного узла. Главной причиной забвения подобных идей послужили результаты интенсивного разбуривания Хараелахской интрузии. Данные бурения показали, что главное тело этой интрузии нигде не выходит за пределы осадочных пород и не достигает уровня вулканических образований, то есть интрузия является слепой.

<sup>19</sup> Поскольку интрузии локализованы в эвапоритсодержащих осадочных породах (или проходили через них при внедрении), вполне логично рассматривать эвапориты как источник контаминации стронцием. Такое предположение делали Walker et al. (1994). Вместе с тем, Walker (личное сообщение, 1994) заметил, что хотя не существует надежных данных по  $\epsilon Sg$  для норильских ангидритов, очень вероятно, что эта величина будет соответствовать девонской морской воде, где  $\epsilon Sg$  примерно равен +45 до +60. Невозможно представить, чтобы подобный состав мог изменить состав интрузивных пород в той степени, как это наблюдается, – слишком много контаминанта потребовалось бы для этого. Предложенная альтернатива – изотопный состав стронция был изменен в результате гидротермальных процессов. Объективное решение вопроса может быть получено после изучения отдельных минералов в рассматриваемых породах.

Таблица 4.4

Сравнение средних составов силлов Нижнегалахской и Хараелахской интрузий с базальтами туклонской - моронговской свит

	n	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOT	MgO	K <sub>2</sub> O	Sr	Y	Zr	Nb	Rb	Ba	Cr	V	Ni	Cu	La	Sm	Hf	Th	U	La/Sm
СНТИ	5	51.81	0.96	15.50	10.47	7.45	0.82	322	20	107	6.25	15	254	69	221	53	66	11.8	3.44	2.99	2.40	0.70	3.43
СХИ	6	49.22	1.20	16.00	11.61	6.94	0.67	266	23	85	4.22	15	224	156	256	103	121	7.0	3.17	2.51	0.95	0.35	2.20
<i>Tk</i>	8	50.22	0.89	15.99	9.94	8.91	0.34	257	15	63	2.75	5	198	379	226	106	103	5.6	2.19	1.77	0.65	0.16	2.54
<i>Nd<sub>1</sub></i>	31	52.87	0.96	15.91	9.38	6.67	1.32	267	21	122	8.17	38	423	132	207	25	32	17.0	3.82	3.13	3.16	0.83	4.46
<i>Nd<sub>2</sub></i>	17	52.81	1.07	15.85	10.18	6.27	1.24	331	23	136	9.03	35	397	82	214	43	81	17.9	4.14	3.53	3.25	0.88	4.33
<i>Nd<sub>3</sub></i>	6	50.72	1.05	16.41	10.62	6.59	0.74	267	24	111	7.05	15	416	134	228	80	96	13.4	3.58	2.81	2.10	0.89	3.74
<i>Mr<sub>1</sub></i>	8	50.19	1.15	15.85	11.32	7.06	0.40	222	23	104	5.66	6	319	131	269	81	104	10.3	3.42	2.67	1.65	0.60	3.01
<i>Mr<sub>2</sub></i>	10	49.49	1.16	16.52	11.37	7.30	0.32	188	22	91	4.77	4	245	150	262	109	124	7.5	3.07	2.47	1.10	0.42	2.45

СНТИ – силлы Нижнегалахской интрузии

СХИ – силлы Хараелахской интрузии

Содержания окислов (вес%) пересчитаны на 100 % без III.I. Содержания элементов-примесей приведены в ppm.

n – количество анализов

А.П. Лихачев (Likhachev, 1994) пришел к выводу, что через рудоносные интрузии протекал большой объем магматического материала. Чтобы разрешить противоречие между необходимостью течения магмы и слепой природой интрузий, он предположил, что магма, поднимаясь из глубокого резервуара, циркулировала внутри каждой отдельной интрузии и затем опускалась обратно в резервуар. Он предполагал, что подъем магмы и ее обратный отток происходили через один и тот же проводник.

Как уже говорилось, недавно была выдвинута идея, что неотъемлемой составной частью рудоносных интрузий являются их периферические силлы (Zen'ko and Czamanske, 1994). Если это так, то Хараелахская интрузия слепой не является. Naldrett et al. (1995) изучили периферические силлы Хараелахской интрузии и сравнили их средний состав с  $Mk$ ,  $Mr_2$ ,  $Mr_1$ ,  $Nd_3$  и  $Nd_2$  вулканическими породами. Средний химический состав силлов, как по породообразующим окислам, так и по микроэлементам (изотопные данные для силлов отсутствуют), практически неотличим от среднего состава  $Mr_2$  лав (рис. 4.24, табл. 4.4). Выше уже приводились свидетельства, что  $Mr_2$  лавы подобны породам главного тела Хараелахской интрузии по соотношениям несовместимых микроэлементов. Близость составов представляет поддержку концепции длительного течения магмы через рудоносные интрузии, когда магма выводилась из главных тел через периферические силлы и изливалась в виде лав.

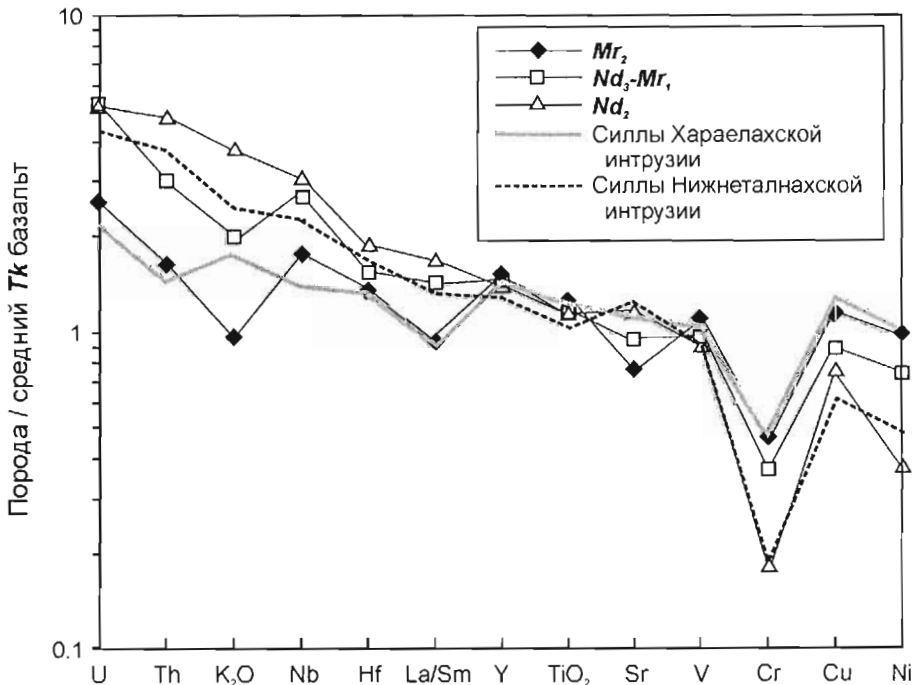


Рис. 4.24.

Многокомпонентная геохимическая диаграмма для средних составов периферических силлов Хараелахской и Нижнеталнахской интрузий и базальтов  $Nd_2$ ,  $Nd_3-Mr_1$  и  $Mr_2$  подцвет. Составы перечисленных образований нормированы к среднему составу  $Tk$  базальта. По Naldrett et al. (1995)

### Последовательность событий

Предполагается следующая последовательность событий (рис. 4.25).

- 1) В районе Талнахского и Норильского рудных узлов магма, по составу подобная развитым на востоке Норильского района туклонским лавам, задержалась в промежуточной камере в пределах средней - верхней коры, где подвергалась контаминации и фракционированию с образованием магмы  $Nd_{1-2}$  типа. Образовавшаяся магма, как обсуждалось выше, потеряла некоторое количество Cr, Ni, Cu и ЭПГ, вероятно, путем кристаллизации хромита и выделения сульфидной жидкости в промежуточной магматической камере.
- 2)  $Nd_1$  магма испытала затем дальнейшее фракционирование (с дополнительным удалением хромита) и продолжала сегрегировать сульфидную жидкость, что обусловило химические вариации, наблюдаемые в разрезе  $Nd_1$  лав (рис. 4.9). Эти процессы произошли, вероятно, очень близко к поверхности (в промежуточной магматической камере верхнего уровня), а сульфиды оказались захваченными в выводящих проводниках



верхней камеры, которые служили непосредственными питающими каналами вулканизма. Предполагается, что в верхней камере происходила также ассимиляция эвапоритсодержащих осадочных пород и дальнейшее сульфидное насыщение. При этом заметим, что хотя геохимические свидетельства присутствия эвапоритового материала в интрузиях существуют, указаний на его присутствие в базальтовых лавах нет. Причина может заключаться в том, что через камеру протекал очень большой объем базальтовой магмы (относительно объема камеры), и материал эвапоритов был разбавлен до уровня, недоступного определению аналитическими методами (вероятно, в пропорции более 500:1)<sup>20</sup>.

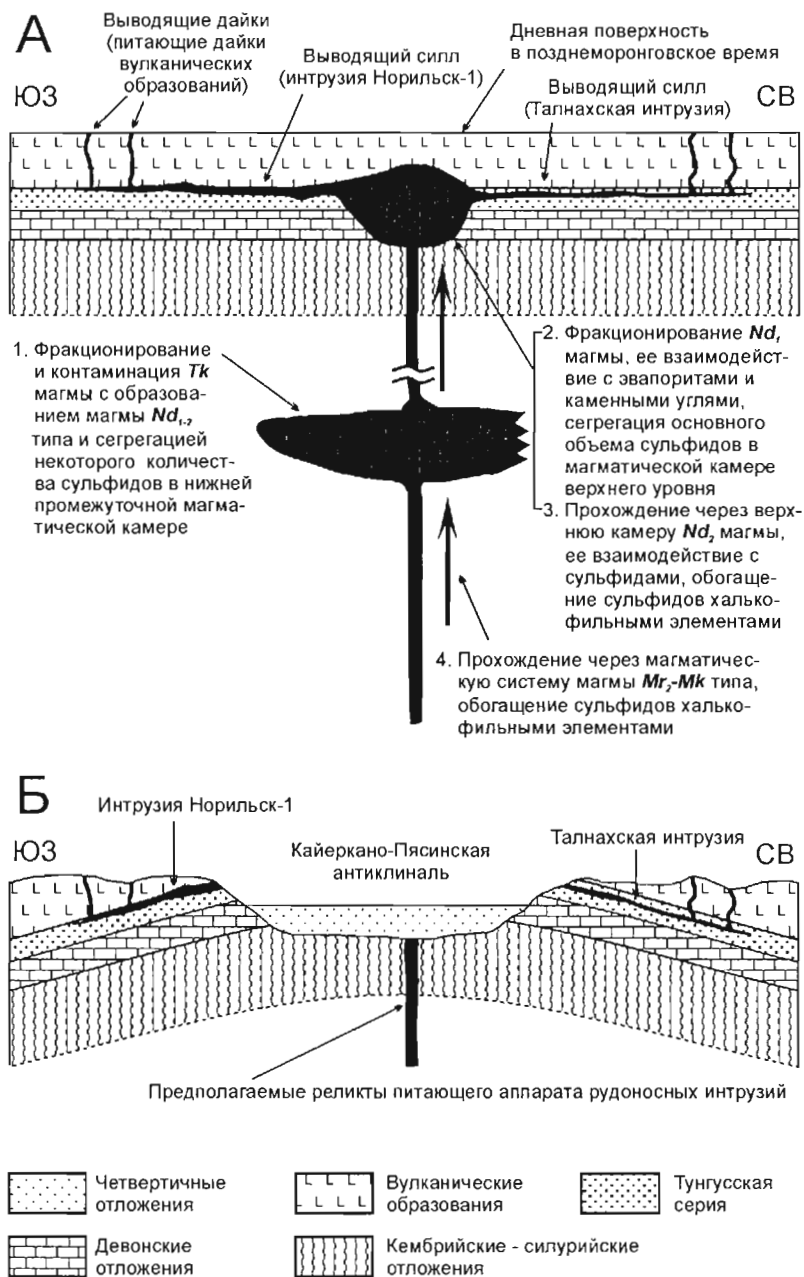


Рис. 4.25.

А – модель развития магматической системы центральной части Норильского района в надеждинское и моронговское время, представленная в виде геологического разреза.

Б – схематический геологический разрез после тектогенеза и эрозии (современный структурный план). Вертикальный масштаб разрезов сильно преувеличен относительно горизонтального

<sup>20</sup> Представленная модель не дает полного решения этой проблемы.

- 3) Судя по возрастанию Cu снизу вверх по разрезу  $Nd_2$  подвиты, сегрегация сульфидов в камере верхнего уровня в  $Nd_2$  время прекратилась. Однако,  $Nd_2$  базальты, по сравнению с  $Tk$  и  $Nd_3-Mr_1$  лавами, сильно обеднены Ni, Cu, и, особенно, ЭПГ (рис. 4.9). Предполагается, что они потеряли халькофильные элементы при прохождении через верхнюю камеру, взаимодействуя с ранее образованными сульфидами и обогащая их.
- 4) После излияния  $Nd_2$  лав в магматическую камеру верхнего уровня вошла новая магма, принадлежавшая  $Mr_2-Mk$  типу; она поступала в камеру периодически, в виде отдельных инъекций<sup>21</sup>. Свежая магма смешивалась с остатками  $Nd_2$  магмы, оставшейся в камере, и образовывала гибридные расплавы ( $Nd_3, Mr_1$ ). В разрезе  $Nd_3-Mr_1$  снизу вверх наблюдается все больше и больше сходства с  $Mr_2-Mk$  базальтами – происходит прогрессивное увеличение  $\epsilon Nd$ , снижение  $\epsilon Sr$ , увеличение концентрации Sr и снижение отношения La/Sm.

### Другие аспекты модели

Вполне логично рассматривать интрузии нижнеталнахского типа в том же ключе, что и интрузии норильского типа, но как проводники, которые были заблокированы на ранних стадиях развития магматической системы. Подтверждение этому дают материалы, представленные на рис. 4.24 и в табл. 4.4. Средний состав пяти проанализированных образцов из силлов Нижнеталнахской интрузии показывает большое подобие средним составам  $Nd_2$  и  $Nd_3$  лав (исключая несколько более высокое содержание MgO и пониженное содержание мобильных элементов, таких как Ba и Rb). На основе этого подобия и обсуждавшегося выше геохимического сходства главного тела Нижнеталнахской интрузии с  $Nd_2$  и  $Nd_3$  лавами, Naldrett et al. (1995) предположили, что интрузии нижнеталнахского типа были частью системы, которая выводила к поверхности  $Nd$  лавы, но была заблокирована где-то во время перехода от  $Nd_2$  к  $Nd_3$  вулканизму.

Прохождение большого количества магмы через питающую систему, частью которой являлись минерализованные интрузии, объясняет интенсивный метаморфизм, ассоциирующий с ними. Это уменьшает значение аргументов, приводимых ранее Naldrett et al., 1992 (см. ниже), в пользу идеи, что сульфиды должны были выделяться из магмы на глубине, поскольку они (сульфиды) содержат высокие концентрации ЭПГ и представлены в интрузиях в большой пропорции. Модель, предлагаемая в этой работе, требует, чтобы контаминация гранодиоритовым расплавом в средней - верхней части коры сопровождалась насыщением серой, так что выделение некоторого количества сульфидов на глубине представляется неизбежным. Но, как предполагается, события, отраженные в разрезе  $Nd_1$  лав (дальнейшая контаминация и образование основного объема сульфидов с соответственным обеднением силикатного расплава халькофильными элементами и его дифференциацией), происходили вблизи стратиграфического уровня залегания интрузий. Вероятно, в это время магма прогрессивно эродировала стенки камеры, поглощая девонские эвапориты и углесодержащие породы тунгусской серии и восстанавливая эвапориты с образованием сульфидов. Перерыв в поступлении магмы в камеру верхнего уровня после  $Nd_1$  времени позволил магме в камере охладиться и изолировать стенки. Это защитило стенки камеры от дальнейшей термоэрозии, когда новая магма вошла в камеру и дифференцировалась там с формированием серии жидкостей, которые образовали разрез  $Nd_2$  лав. Выделение сульфидов в это время прекратилось, и началось увеличение концентрации халькофильных металлов в ранее образованных сульфидах. По мере того, как больше и больше магмы протекало через систему в  $Nd_3-Mr_1$  время, сульфиды, захваченные в выводящих проводниках, взаимодействовали с магмой и все более обогащались халькофильными металлами.

Поскольку интрузии нижнеталнахского типа представляют проводники, которые были заблокированы в конце  $Nd_2$  или в самом начале  $Nd_3$  магматизма, они отражают состав соответствующей магмы, обедненной халькофильными элементами. Содержащиеся в них сульфиды гораздо беднее халькофильными металлами, чем сульфиды интрузий норильского типа (табл. 4.5).

## 4.1.4. Рудные месторождения

### 4.1.4.1. Общие сведения о месторождениях

До современной отработки открытым способом месторождение Норильск-1 было хорошо обнажено на поверхности. При этом обнажалась его самая богатая часть. В.Е. Кунилов (Kunilov, 1994) пишет, что, согласно археологическим данным, Норильские руды добывались и использовались еще в бронзовом веке.

<sup>21</sup> Как полагают Wooden et al. (1993), вошедшая в систему магма  $Mr_2-Mk$  типа уже испытала предварительное фракционирование и взаимодействие с корой. В противоположность этому мнению, Fedorenko et al. (1996) не находят свидетельств коровой контаминации  $Mr_2-Mk$  и вышележащих  $Hr-Sm$  базальтов.

**Средний состав вкрапленных руд рудоносных интрузий  
и Нижнеталнахской интрузии  
(в пересчете на 100-процентный сульфид)**

	К-во разре- зов	К-во образ- цов	Ni (вес%)	Cu (вес%)	Au (ppm)	Pd (ppm)	Pt (ppm)	Rh (ppm)	Ru (ppm)	Ir (ppm)	Os (ppm)
<b>Рудоносные интрузии Норильского рудного узла</b>	4										
Пикритовые гд		31	15.20	11.15	3.30	78.99	35.32	5.80	1.307	0.693	0.510
Такситовые гд		8	8.59	14.98	9.56	74.41	36.77	4.25	0.955	0.505	0.324
<b>Талнахская интрузия</b>	4										
Пикритовые гд		55	7.50	11.03	2.14	39.42	13.96	1.73	0.387	0.207	0.166
Такситовые гд		32	5.28	9.41	1.31	24.49	7.60	0.98	0.218	0.093	0.068
<b>Хараелахская интрузия (центральная и восточная части)</b>	2										
Пикритовые гд		9	7.42	14.03	1.94	36.38	9.48	1.24	0.238	0.113	0.098
Такситовые гд		27	6.31	11.20	1.52	29.86	7.34	1.16	0.220	0.078	0.068
<b>Хараелахская интрузия (запад)</b>	1										
Такситовые гд		11	4.24	7.15	0.79	14.98	3.57	0.29	0.018	0.037	0.047
<b>Нижнеталнахская интрузия</b>	1	10	2.26	1.78	0.03	0.17	0.21	0.01	0.004	0.004	0.002

Систематические геологические исследования в районе начались с 1919 года, после маршрута Н.Н. Урванцева, показавшего большую перспективность территории на каменные угли и руды цветных металлов. Интенсивность геологоразведочных работ постоянно нарастала с 1920-х до середины 1980-х годов, и к настоящему времени Норильский район является одним из наиболее изученных в мире. В исследованиях участвовали многие сотни специалистов, в том числе немало выдающихся ученых. Автор, не будучи знакомым со всей историей работ, опасаясь быть необъективным, воздерживается от упоминания имен. В этой книге делаются только ссылки на непосредственно использованные автором материалы, включая ссылки на рукописи, суть которых излагали автору российские коллеги.

В период с начала 1920-х до конца 1960-х годов были открыты и разведаны все известные к настоящему времени месторождения Норильского и Имангдинского рудных узлов. В конце 1930-х годов началось строительство Норильского горно-металлургического комбината (на базе месторождения Норильск-1), который дал первый металл в начале 1940-х годов.

В 1960 г. было открыто уникальное Талнахское месторождение, в 1965 г. – еще более богатое Октябрьское. В короткий срок была произведена их детальная разведка. Густота сети бурения на участках развития богатых руд составляла 100x50 и 50x50 метров. Все рудные тела были полностью оконтурены по латерали и на глубину. Бурение производилось до глубины 3000 м.

Одновременно с разведкой, на площади, показанной на рис. 4.26, производилось геологическое картирование с поисковым бурением до глубины 1000 м, на некоторых площадях – до 2000–2500 м.

В районе выявлено семь медно-никелевых месторождений, принадлежащих трем рудным узлам. Это Октябрьское и Талнахское месторождения Талнахского рудного узла; месторождения Норильск-1, горы Черной (Черногорское), Норильск-2 и гор Зуб-Маркшейдерская в Норильском рудном узле; Имангдинское месторождение одноименного рудного узла. Талнахский рудный узел намного богаче Норильского, а последний гораздо богаче Имангдинского. В настоящее время разрабатываются три из семи перечисленных месторождений: Октябрьское, Талнахское и Норильск-1. В каждом из рудных узлов помимо месторождений представлен ряд рудопроявлений. Выделяются также четыре отдельных куста рудопроявлений (Арылахский, Тальминский, Фокинский и Кулюмбинский, см. рис. 4.26), где скопления руд не отвечают параметрам месторождений. Как уже говорилось, все месторождения связаны с интрузиями норильского типа; с ними же ассоциируют рудопроявления, показанные на рис. 4.26.

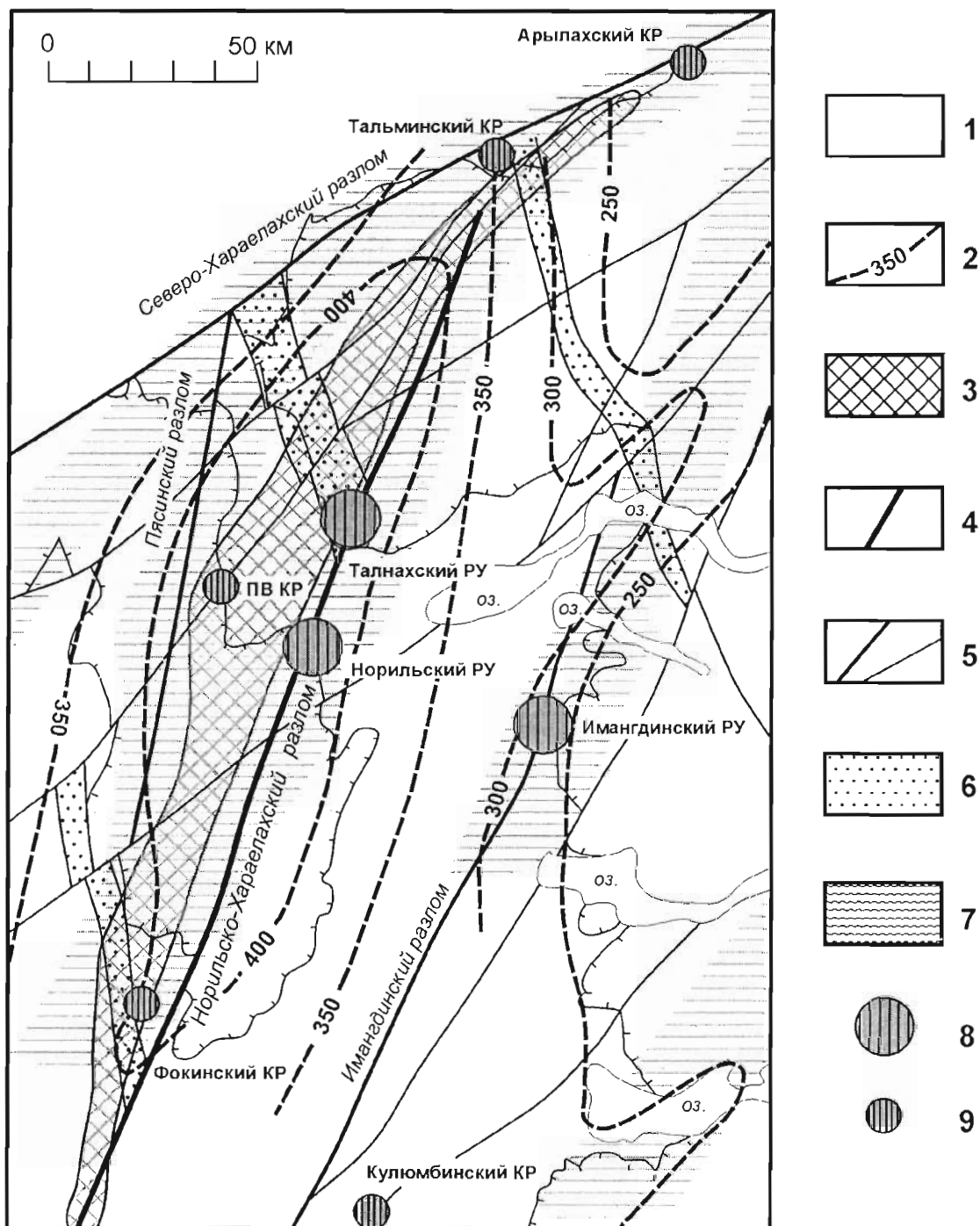


Рис. 4.26.

Карта рудоносных площадей Норильского района и факторов, контролирующих их размещение (по В.А. Федоренко, неопубликованная рукопись, 2000).

- 1 – область современного распространения вулканических образований; 2 – палеоизопахиты нижне-средненадеждинских лав (м); 3 – область распространения интрузий нижнеталнахского типа;
- 4 – Норильско-Хараелахский разлом; 5 – другие крупные разломы; 6 – зоны поперечных разломов (с юго-запада на северо-восток: Краевой, Водораздельный и Кумгинский разломы);
- 7 – магмоактивные зоны вулканических образований (по Федоренко, 1979); 8 – рудные узлы;
- 9 – кусты рудопроявлений (ПВ КР – Пясинско-Вологодчанский куст рудопроявлений)

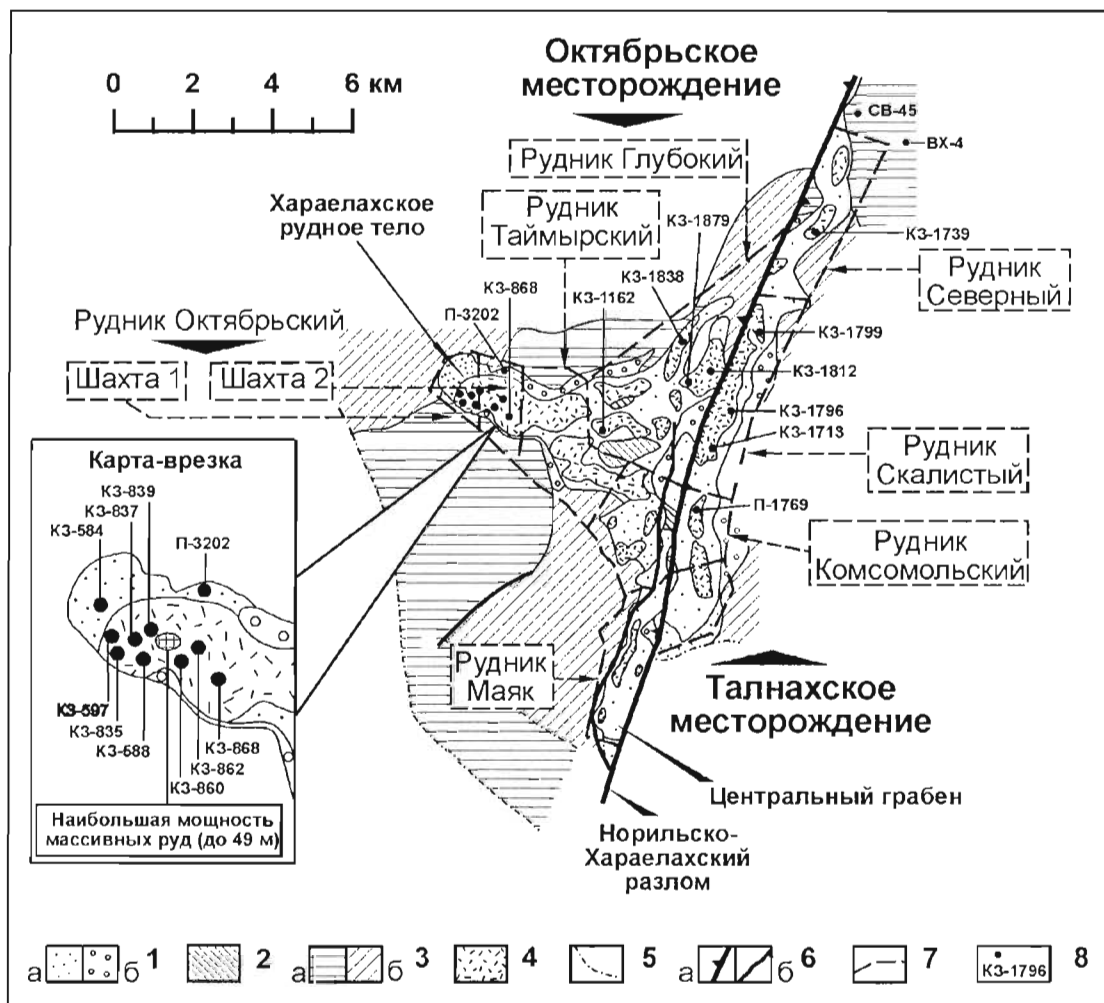


Рис. 4.27.

План Талнахского рудного узла. Показаны контуры Хараелахской интрузии (к западу от Норильско-Хараелахского разлома) и Талнахской интрузии (к востоку от разлома), распространение вкрапленных и массивных руд, границы полей рудников и расположение скважин, на которые приводятся ссылки. По Т.Е.Зенько (1986) и von Gruenewald (1991), с изменениями.

1 – основные тела рудоносных интрузий: 1а – с участием пикритовых и (или) такситовых габбродолеритов и вкрапленных руд; 1б – краевые зоны без пикритовых - такситовых габбродолеритов и вкрапленных руд. 2 – окна в основных телах без пикритовых - такситовых габбродолеритов и вкрапленных руд. 3 – периферические силлы рудоносных интрузий: 3а – нижнего стратиграфического уровня (для Хараелахской интрузии – в нижней - средней части разведочнинской свиты, для Талнахской интрузии – в зубовской и курейской свитах); 3б – верхнего стратиграфического уровня (для Хараелахской интрузии – в верхах разведочнинской свиты и в мантуровской свите, для Талнахской интрузии – вблизи контакта отложений девона и тунгусской серии). 4 – массивные сульфиды, залегающие вблизи подошвы интрузий. 5 – эрозионные границы интрузий и периферических силлов. 6 – разрывные нарушения: 6а – Норильско-Хараелахский разлом; 6б – некоторые другие важные разломы. 7 – границы полей рудников. 8 – буровые скважины

Примечания: (1) В случаях, когда рудоносные интрузии (и периферические силлы) перекрывают друг друга, на плане показаны верхние тела. Главное тело Талнахской интрузии выделено бледно-серой заливкой, исключая неоконтуренные краевые зоны на восточном фланге интрузии. (2) Район характеризуется исключительно сложной дизъюнктивной тектоникой, подавляющее большинство разломов на плане не отражено

Основы понимания закономерностей размещения рудоносных интрузий и ассоциирующих руд Норильского района были заложены Г.Д. Масловым (1963). Он показал, что интрузии, несущие промышленные месторождения, контролируются Норильско-Хараелахским разломом. Современные геологоразведочные данные подтверждают исключительно строгий контроль рудоносных интрузий Талнахского рудного узла со стороны этого разлома – как в плане (рис. 4.27), так и в разрезе (см. рис. 4.13). В Норильском рудном узле связь интрузий с разломом является не столь тесной, но очевидной (рис. 4.28). С зоной Норильско-Хараелахского разлома ассоциируют шесть из семи месторождений района. Вне связи с ним находится только Имангдинское месторождение (Имангдинский рудный узел). Г.Д. Маслов и В.С.Нестеровский (неопубликованная рукопись, 1960) предположили, что это месторождение контролируется Имангдинским разломом северо-северо-восточного простирания, параллельным Норильско-Хараелахскому. В литературе по Норильскому району представлены разные рисовки трассы Имангдинского разлома. Рисовка, приведенная на рис. 4.26, отвечает трактовке Г.Д. Маслова и В.С. Нестеровского.

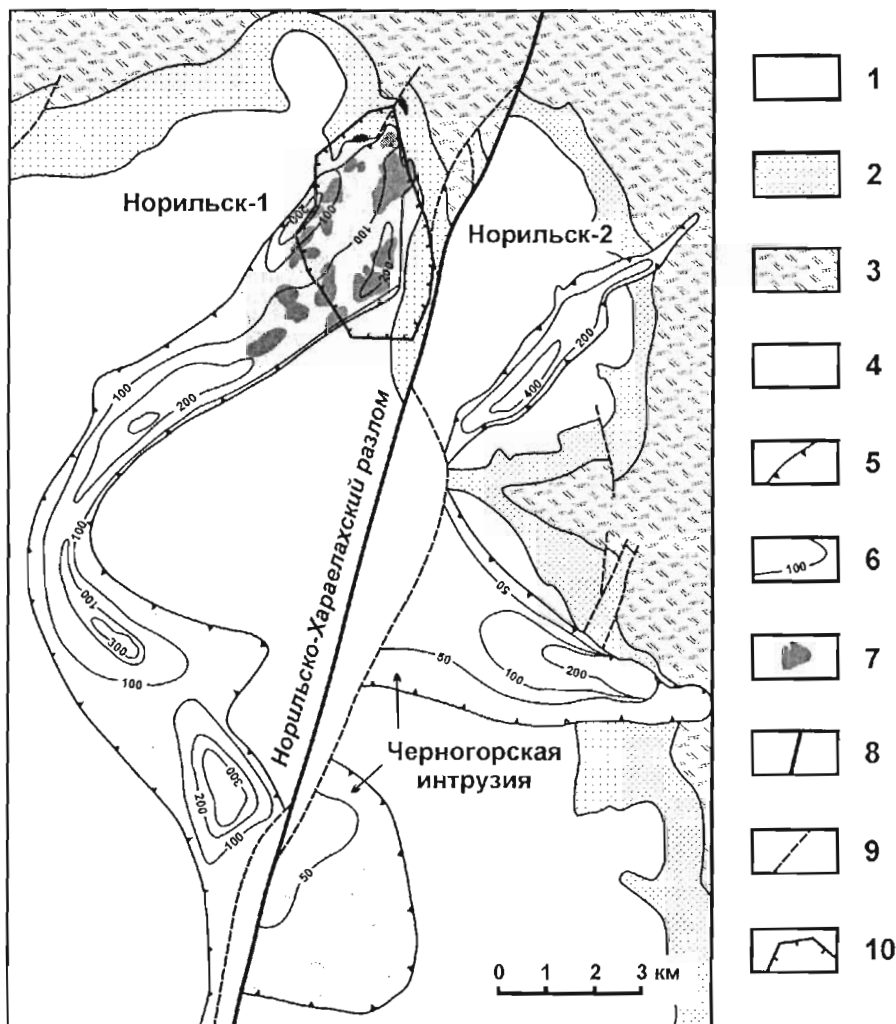


Рис. 4.28.

План, показывающий распространение наиболее важных рудоносных интрузий Норильского рудного узла – Норильск-1, Норильск-2 и Черногорской. По В.В. Дистлеру и В.Е. Кунилову (1994) и материалам, представленным Норильским Комбинатом к 7-му Международному Платиновому Конгрессу (Москва – Норильск, 1994).

- 1 – вулканические образования; 2 – тунгусская серия (угленосные осадочные породы среднего карбона - верхней перми); 3 – девонские осадочные породы; 4 – главные рудоносные интрузии (распространение на поверхности и глубине); 5 – границы рудоносных интрузий; 6 – мощность рудоносных интрузий (м); 7 – массивные сульфиды; 8 – Норильско-Хараелахский разлом; 9 – некоторые другие важные разломы; 10 – границы карьера «Медвежий Ручей».

Примечание: Многие разрывные нарушения на плане не отражены

Следующий крупнейший шаг в понимании закономерностей размещения месторождений представили работы В.А. Люлько с сотрудниками (неопубликованные рукописи, 1973, 1975). В этих работах показано, что Норильско-Хараелахский и некоторые другие разломы наследуют длительно развивавшиеся флексурные складки; перегибы таких флексур благоприятны для внедрения рудоносных интрузий. Рудные узлы локализуются в местах пересечения рудоконтролирующих структур (разломов и флексур) северо-северо-восточного и северо-восточного простирания с поперечными антиклинальными поднятиями. Исключительно важным поисковым критерием признано наличие интрузий нижнеталнахского типа.

О.А. Дюжиков с соавторами (1976) заметили, что рудные узлы и кусты рудопроявлений локализованы в местах пересечения магмо-рудоконтролирующих разломов ССВ и СВ простирания с зонами поперечных ССЗ разломов. Трассы последних показаны на рис. 4.26. В.А. Федоренко (1979) заключил, что рудоносные площади тяготеют к магмоактивным зонам вулканических образований, выявляемым при анализе мощностей лав. Исходя из результатов наших исследований (Naldrett et al., 1992, 1996a), поисковым критерием может являться мощность ниже-средненадеждинских базальтов, сильно обедненных халькофильными элементами. Действительно, промышленные Талнахский и Норильский рудные узлы локализованы в области максимума мощности названных лав (рис. 4.26).

На рис. 4.27 представлен план Талнахского рудного узла, показывающий расположение рудоносных интрузий (включая периферические силлы), распространение вкрапленных и массивных руд и границы полей рудников, включая строящиеся и проектируемые. Хараелахская интрузия, как уже говорилось, находится к западу от Норильско-Хараелахского разлома, где локализована в осадочных породах девона. Ее основное (рудноносное) тело в плане имеет форму, близкую равнобедренному треугольнику с закругленными вершинами. Основное тело протягивается вдоль разлома на расстояние ~8 км и удаляется от него на ~7 км. Основное тело Талнахской интрузии, локализованной преимущественно в породах тунгусской серии, состоит из двух ветвей. Более крупная из них, Северо-Восточная, в плане имеет форму ленты (длиной ~14 км, шириной 0.8–1.5 км), вытянутой вдоль главного шва Норильско-Хараелахского разлома к востоку от него. Меньшая по размеру Юго-Западная ветвь (ее длина составляет ~8 км, ширина – 0.5–1 км) расположена к западу от главного шва разлома, в так называемом Центральном грабене. Общая длина основного тела Талнахской интрузии составляет ~18 км.



Рис. 4.29.

Поперечный геологический разрез через северную часть интрузии Норильск-1 (в районе карьера «Медвежий Ручей»), показывающий резкое несогласие боковых контактов интрузии по отношению к вмещающим породам (по материалам, представленным Норильским Комбинатом к VII Международному Платиновому Конгрессу, Москва-Норильск, 1994)

Таблица 4.6

Средние химические составы руд месторождений и рудопроявлений, связанных с платобазальтовым магматизмом

Рудный район Месторождение	M <sup>*</sup> (м)	К-во проб	S	Ni	Cu	Pd	Pt	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Pd/Pt	C**
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>Норильский район</b>														
<b>Октябрьское месторождение Западная часть</b>														
<i>«Верхние медистые руды»</i> Скв. П-3202, верхняя зона	18	8	8.07	0.73	5.07	9 275	1 132	49	5	4	10	4 945	8.20	1
Скв. П-3202, нижняя зона	42	23	14.49	1.47	5.77	13 102	1 076	44	4	2	6	3 182	12.18	1
<i>Вкрапленные руды</i> *** Скв. КЗ-868	18	10	4.62	0.54	1.25	2.391	649	38	8	5	5	242	2.68	1
<i>Массивные руды</i> Скв. КЗ-868	30	24	28.06	2.89	3.83	6 415	1 469	195	24	14	9	107	4.37	1
Рудник Таймырский	15	15	35.76	3.57	4.05	5 854	1 438	743	75	63	37	91	4.77	1
<i>Богатые медью массивные руды</i> (рудник Октябрьский)		11	35.13	2.76	21.56	43 503	9 011	146	4	16	11	2 992	4.83	1
<b>Октябрьское месторождение Центр и восточная часть</b>														
<i>«Милосильфидное оруденение»</i> Скв. КЗ-1838	13	4	1.55	0.80	1.10	6 085	2 015	285	41	24	11	252	3.02	1
<i>Вкрапленные руды</i> *** Скв. КЗ-1162	48	23	2.79	0.44	0.91	2 384	611	77	14	6	5	138	3.90	1
Скв. КЗ-1812	8	6	3.11	0.53	0.95	2 633	508	125	18	8	7	121	5.19	1
<i>Массивные руды</i> Скв. КЗ-1162	5	7	31.51	3.84	12.87	15 344	2 400	187	10	7	9	787	6.39	1
Скв. КЗ-1812	3	4	30.75	4.63	3.90	7 454	1 390	1155	64	54	27	81	5.36	1
<i>«Медистые руды»</i> Скв. КЗ-1812	4	4	8.63	1.34	1.29	2 954	876	573	118	54	30	72	3.37	1
Рудник Комсомольский		5	7.54	1.02	4.04	50 791	15.367	595	155	75	109	622	3.31	1



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>Талнахское месторождение</b>														
<b>Вкрапленные руды</b> ***														
Скв. КЗ-1739	59	35	3.95	0.57	0.89	2 271	604	123	26	12	8	94	3.76	1
Скв. КЗ-1796	24	16	4.66	0.65	0.92	2 260	779	215	45	23	15	141	2.90	1
Скв. П-1769	46	26	4.14	0.69	1.14	3 335	1 142	133	32	15	10	188	2.92	1
Рудник Маяк		5	4.02	0.79	1.16	5 875	2 312	278	70	37	30	299	2.54	1
<b>Массивные руды</b>														
Скв. КЗ-1739	5	6	33.60	4.58	4.82	7 747	1 837	1 168	246	108	68	133	4.22	1
Скв. КЗ-1796	3	3	28.56	4.77	2.95	5 897	1 844	1 863	424	236	115	49	3.20	1
Скв. П-1769	2	3	34.13	5.18	3.86	12 223	2 756	803	111	56	27	129	4.44	1
<b>Норильский рудный узел</b>														
<b>Месторождение Норильск-1</b>														
<b>Вкрапленные руды</b> ***														
Скв. П-3010	12	8	1.78	0.41	0.70	3 335	1 979	14	53	26	15	274	1.69	1
<b>Массивные руды</b>														
Скв. П-3010		2	35.60	6.55	4.56	23 518	8 995	6 072	1 105	713	270	661	2.61	1
<b>Богатые медью массивные руды</b> (карьер Медвежий Ручей)		4	33.18	7.08	25.59	348 750	108 725	267	15	14	1	7 175	3.21	2
<b>Месторождение Норильск-2</b>														
<b>Вкрапленные руды</b> ***														
Черногорское месторождение		7	1.27	0.20	0.26	1 548	521	165	25	25	12	41	2.97	1
<b>Вкрапленные руды</b> ***														
Черногорское месторождение		8	0.68	0.19	0.25	1 357	566	94	16	9	6	221	2.39	1
<b>Черногорское месторождение</b>														
<b>Вкрапленные руды</b> ***														
Вкрапленные руды		8	0.68	0.19	0.25	1 357	566	94	16	9	6	221	2.39	1
<b>Магматизм Кивинюван (Провинция Озера Верхнее)</b>														
<b>Месторождение Бэзбит</b>														
<b>Вкрапленные руды</b>														
Богатые руды (у-к Локал Бой)		15	2.00	0.22	0.98	208	283	7	7	3	3	58	0.73	1
		7	18.46	1.36	5.08	155	226	34	37	13	8	213	0.68	1
<b>Месторождение Данка Роад</b>														
<b>Вкрапленные руды</b>														
Вкрапленные руды		52	0.83	0.18	0.49	706	438			9	5	71	1.61	1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>Месторождение Берч Лэйк</b>														
<i>Малосульфидное оруденение,</i> богатое ЭПГ			9	0.16	0.13	0.08	2 510	2 762			84	57	81	0.91
<b>Месторождение Грейт Лэйкс Никел</b>														
Вкрапленные руды		29	3.19	0.36	0.69	1 422	361	39	24	5	8	167	3.92	1
<b>Магматизм Кару</b>														
<b>Месторождение Уотерфолл Голд</b>														
Вкрапленные руды		13	2.66	0.42	0.46	453	189	19	30	25	13	157	2.40	1
Бедные медью массивные руды		7	31.60	4.13	1.45	3 311	530	347	1 100	549	374	65	6.25	1
<i>Умеренно богатые медью</i> массивные руды		9	28.67	18.50	7.41	3 504	1 793	290	387	219	67	216	1.95	1
Богатые медью массивные руды		8	25.39	6.35	14.71	2 287	1 302	245	496	81	55	226	1.76	1
<b>Месторождение Инсизва</b>														

Содержания S, Ni, Cu – вес%; Pd, Pt, Rh, Ru, Os, Ir, Au – мг/т.

\* - мощность руд

\*\* - ссылки: 1 – неопубликованные материалы А.Дж. Налдретта с сотрудниками; 2 – Szamanske et al. (1992);

\*\*\* - Руды, вкрапленные в пикритовых и такситовых габродолеритах рудоносных интрузий Норильского района

Месторождения Норильского рудного узла показаны на рис. 4.28. Интрузия Норильск-1, с которой связано одноименное месторождение, представляет собой удлиненное (15 км), уплощенное трубообразное тело (1–2.5 км шириной, 50–320 м мощностью). Прорывая вулканическую толщу и отложения тунгусской серни, интрузия плавно погружается на юго-запад под углом 8–15°. Боковые контакты тела иногда являются крутосекущими (рис. 4.29). Автор соотносит эту особенность интрузии с термальной эрозией вмещающих пород при прохождении через интрузию большого объема магмы.

Черногорская интрузия состоит из двух ветвей (рис. 4.28); обе внедрены вдоль контакта между девонскими породами и отложениями тунгусской серни. Более мощной и несущей более богатое оруденение является северная ветвь. Она представляет собой удлиненное субгоризонтальное тело, ориентированное почти под прямым углом к Норильско-Харелахскому разлому. Эта ветвь примерно вдвое короче интрузии Норильск-1, но сходна с ней по мощности, составу образующих пород и их последовательности в вертикальном разрезе. Интрузия Норильск-2 в поперечном сечении представляет собой воронкообразное тело, переходящее в дайку на глубине (см. Дистлер и Кунилов, 1994, их рис. 19). Здесь развиты все главные типы пород, характерные для других интрузий норильского типа, но их взаимоотношение является сложным. Сульфидная минерализация в интрузиях Черногорской и Норильск-2 представлена только вкрапленным оруденением, которое в настоящее время не считается промышленным (табл. 4.6).

Вопросы генезиса Норильских месторождений – это, в значительной степени, вопросы генезиса рудоносных интрузий. Взгляды российских геологов на происхождение интрузий рассматривались ранее в разделе 4.1.3.1. Не освещались только представления о механизме формирования сульфидов. Основоплагающая работа по этой проблеме была опубликована М.Н. Годлевским (1959а). Он полагал, что сульфиды Норильских руд были образованы из силикатной магмы рудоносных интрузий путем магматической ликвации. Ликвация началась вследствие того, что магма изменила свой состав при глубинной ассимиляции материала, богатого  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ . Количество серы в магме норильских интрузий изначально было настолько велико, что предел растворимости сульфида был превышен уже на ранних стадиях интрателлурической эволюции магмы. Ликвация началась в абиссальных условиях и протекала параллельно с кристаллизацией протооливина. Глубинная ликвация сменилась затем ликвацией в конечных магматических камерах в близповерхностных условиях. Подъем магмы от уровня, где осуществлялась глубинная ассимиляция и ликвация, до конечных интрузивных камер произошел быстро.

В работах М.Н. Годлевского и Л.Н. Гриненко (1963), затем Н.С. Горбачева и Л.Н. Гриненко (1973), Л.Н. Гриненко (1985) было привлечено внимание к тяжелому изотопному составу серы Норильских руд (от +8 до +12 ‰  $\delta^{34}S$ ). Цитируемые авторы предположили, что сульфиды были образованы в результате взаимодействия магмы интрузий с серой вмещающих пород, происходящей либо из эвапоритов, либо из  $H_2S$  природного газа. И.А. Зотов (1980) считает, что источником тяжелой серы являются сульфидсодержащие породы фундамента платформы. Вкрапленные руды рассматриваются им в качестве ликвационных, образованных в конечных интрузивных камерах за счет халькофильных металлов и серы, принесенных трансмагматическими флюидами. Массивные руды имеют, по его мнению, инъекционно-магматическое происхождение. Соответствующие сульфиды образовывались путем метамагматического ликвационного процесса в коровых промежуточных магматических камерах, откуда внедрялись в конечные камеры интрузий уже после формирования вкрапленных руд. В.В. Золотухин (1991 и другие работы) развивает сульфуризационно-метасоматическую концепцию формирования руд. Сульфиды, по его мнению, были образованы *in situ* флюидами, заимствовавшими серу из коровых пород, а металлы – из силикатных магматических расплавов. В противоположность этим идеям, предполагающим формирование руд в коре (преимущественно на ее верхнем уровне), А.П. Лихачев (1978; Likhachev, 1994) объясняет появление сульфидов фракционным плавлением сульфидсодержащей мантии. Рудоносные интрузии образованы, по его мнению, мантийной магмой, содержавшей несмешиваемые сульфиды с момента своего зарождения. Основы модели автора данной книги представлены в предшествующем Разделе 4.1.3.3. Ряд деталей приводится ниже, по мере обсуждения фактических данных.

### 4.1.4.2. Общие сведения о рудах

Согласно результатам российских исследований, суммированным в книгах А.Д. Генкина и др. (1981), О.А. Дюзикова и др. (1988)<sup>22</sup>, а также сведениям, изложенным в последующих работах (Дистлер и Кунилов, 1994; Служеникин и др., 1994; Служеникин, 2000; Kunilov, 1994; Stekhin, 1994; Torgashin, 1994), в Норильских месторождениях выделяются следующие типы сульфидной минерализации.

- (1) Вкрапленные руды в пикритовых габбродолеритах.
- (2) Вкрапленные руды в нижних такситовых габбродолеритах.

<sup>22</sup> Книга О.А. Дюзикова и др. (1988) была опубликована также на английском языке (Duzhikov et al., 1992).

- (3) Вкрапленные и прожилковые руды в контактовых и нижних оливиновых габбродолеритах.
- (4) Массивные руды. Они исключительно многообразны по составу, варьируя от существенно пирротинных (с содержанием  $\text{Cu}$  2–3 вес%) до богатых медью ( $\text{Cu} = 27\text{--}32$  вес%) халькопиритовых и талнахит-моихукитовых.
- (5) "Медистые руды" – вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, обычно богатые медью, образующие ореолы вокруг массивных руд во вмещающих породах и пропитывающие включения роговиков в массивных рудах.
- (6) "Верхние медистые руды", развитые в западной фронтальной зоне Хараелахской интрузии, образующие матрицу в зонах брекчий в кровле и вдоль фронтальных зон интрузии.
- (7) Редкие рассеянные сульфиды в оливиновых (иногда в оливинсодержащих) габбродолеритах выше пикритового горизонта.
- (8) Малосульфидное обогащенное ЭПГ оруденение в верхних такситовых габбродолеритах.

Положение перечисленных типов руд в разрезе рудоносной интрузии показано на рис. 4.14. Почти все они обрабатываются, исключая малосульфидные руды, которые готовятся к отработке, и убогую вкрапленность в оливиновых габбродолеритах (тип 7), которая представляет только научный интерес.

Все типы руд, кроме малосульфидного оруденения, связаны пространственно, в том числе верхние медистые руды, которые сопряжены с жилами нормальных массивных руд (рис. 4.30).

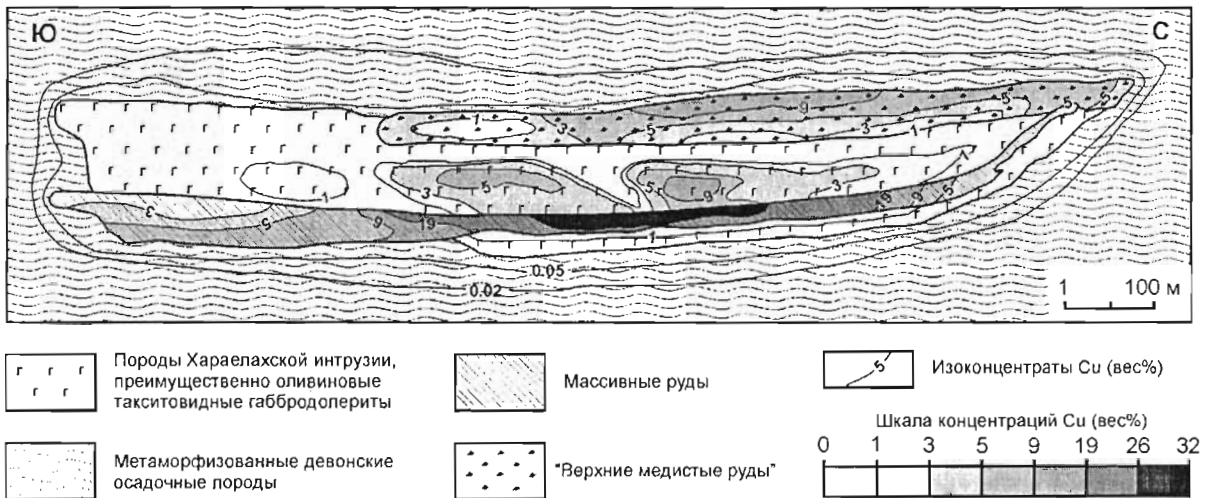


Рис. 4.30.

Геологический разрез, показывающий типичное соотношение массивных и "верхних медистых" руд в западной части Октябрьского месторождения (рудник Октябрьский).  
По А.С. Торгашину (Torgashin, 1994)

В Талнахском рудном узле представлены все перечисленные типы руд. Наиболее важным типом, разрабатываемым в настоящее время, являются массивные руды, мощность которых нередко составляет 10–20 м (достигая 50 м). С меньшей интенсивностью обрабатываются медистые, верхние медистые и вкрапленные руды.

Главным типом руд, разрабатываемым в месторождении Норильск-1, являются вкрапленные сульфиды в пикритовых и такситовых габбродолеритах. Массивные руды, представленные мелкими телами (мощностью обычно до 2–5 м), в основном отработаны. Массивные (рис. 4.28) и сопровождающие их медистые руды были преимущественно развиты в северной части месторождения. Верхние медистые руды в месторождении не известны, но хорошо развито малосульфидное оруденение (Служеникин, 2000), подготавливаемое к отработке.

Во всех месторождениях массивные руды преимущественно локализованы во вмещающих осадочных породах непосредственно ниже главных тел рудоносных интрузий, реже – в приподошвенной части интрузивных тел. Массивные руды не связаны с вкрапленными постепенными переходами, те и другие почти всегда разделены закалочными контактовыми габбродолеритами с очень бедной сульфидной

вкрапленностью. Очень часто между массивными и вкрапленными рудами развит горизонт (мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров) неминерализованных ороговикованных вмещающих пород. Таким образом, геологические наблюдения не дают оснований полагать, что массивные руды оседали *in situ* из вышележащих вкрапленных в интрузии руд. Нередко картируются очевидные секущие контакты массивных руд как с осадочными, так и с интрузивными породами (рис. 4.31). Многие геологи считают, что массивные руды были образованы в результате самостоятельных инъекций сульфидной магмы (например, Урванцев, 1972; Зотов, 1979; Stekhin, 1994). И.А. Зотов (1979) приводил факты плавления терригенных пород, контактирующих с массивными рудами, с образованием гранофировых расплавов ( $T \sim 940^{\circ}\text{C}$ ). Остается загадкой, почему в плане массивные руды не выходят за контуры главных тел ассоциирующих интрузий.

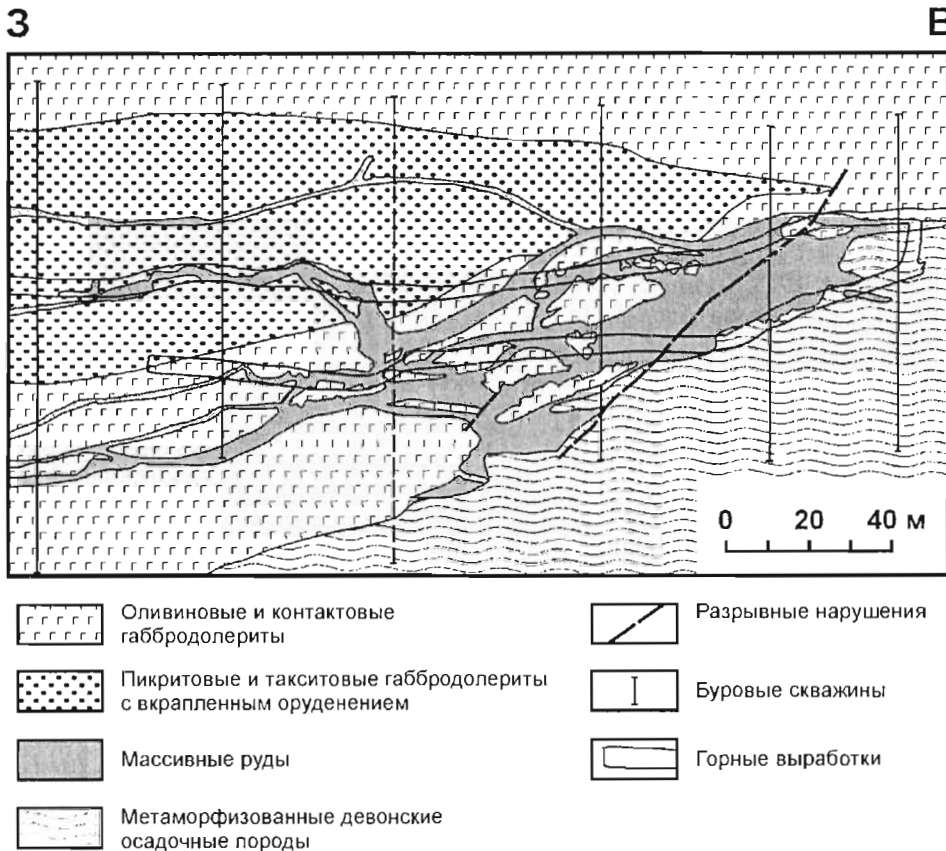


Рис. 4.31.

Геологический разрез, показывающий соотношение массивных руд с породами рудоносной интрузии в южной части Октябрьского месторождения (рудник Комсомольский). По В.Е. Кунилову (Kunilov, 1994)

Руды Норильских месторождений, в сравнении с другими медно-никелевыми месторождениями, характеризуются уникально разнообразной минералогией. Согласно А.Д. Генкину с соавторами (1981), в этих рудах обнаружено свыше 100 гипогенных рудных минералов, из которых 26 являются новыми минеральными видами и разновидностями. Здесь представлены почти все основные классы гипогенных рудных минералов – от самородных элементов до сульфид-гидроокислов. В состав Норильских рудных минералов в качестве главных компонентов, содержание которых в минерале превосходит 1 вес%, входит более 30 химических элементов.

Главными минералами Норильских руд являются: минералы группы пирротина: (пирротин гексагональный и моноклинный, троилит), пентландит, минералы группы халькопирита (халькопирит тетрагональный, талнахит, моихукит, путоранит, никелистый путоранит, железистый халькопирит), кубанит, магнетит.

В месторождениях определено около 50 минералов благородных металлов (Генкин и др., 1981). Наиболее распространенными среди них являются: атокит, рустенбургит, изоферроплатина, тетраферроплатина, паоловит, станнопалладинит, пломбопалладинит, соболевскит, когульскит, мончеит, инсизвант, маякит, куперит, брэгит, высокоцит, сперрилит, холингвортит (Дистлер и др., 1999). В талнахит-моихукитовых рудах рудника Октябрьский встречаются идиоморфные кристаллы сперрилита размером до 2–3 см в поперечнике.

Во всех типах промышленных руд минералы платиновых металлов (МПМ) концентрируют подавляющую часть Pt (97–99 вес%), но основная часть Pd (67–98 вес%) обычно представлена в твердом растворе в пентландите, где установлены содержания палладия до 200–1600 г/т. Исключение представляют талнахит-моихукитовые руды рудника Октябрьский (где Pd распределен между пентландитом и МПМ примерно поровну) и малосульфидные руды месторождения Норильск-1 (где доля Pd в МПМ составляет 95 вес%). Rh, Ru, Ir и, по-видимому, Os полностью растворены в пирротине и пентландите (Служеникин, Дистлер, 1998; Дистлер и др., 1999; Служеникин, 2000).

Обстоятельное описание минералогии и минеральных ассоциаций Норильских руд приведено в цитированной выше работе А.Д. Генкина и др. (1981). Химический состав руд характеризуется ниже.

#### 4.1.4.3. Руды Талнахского рудного узла

В Талнахском рудном узле представлены все типы руд, перечисленные выше. Все они, в той или иной степени, изучены автором и его сотрудниками. Средние составы основных типов руд из нашей коллекции (массивных, вкрапленных в пикритовых и такситовых габбродолеритах, медистых, верхних медистых и малосульфидных) представлены в табл. 4.6. Некоторые данные по другим типам оруденения (вкрапленным и прожилково-вкрапленным рудам в оливиновых и контактовых габбродолеритах) приводятся на рисунках и обсуждаются ниже.

В ходе изучения геохимии руд стало ясно, что вкрапленные руды внутри Хараелахской интрузии, в ее западной и центральной - восточной частях, существенно различаются по составу (неопубликованная рукопись В.А.Федоренко, 1993; Czamanske et al., 1995; Naldrett et al., 1996a). В данной работе руды этих двух площадей рассматриваются отдельно.

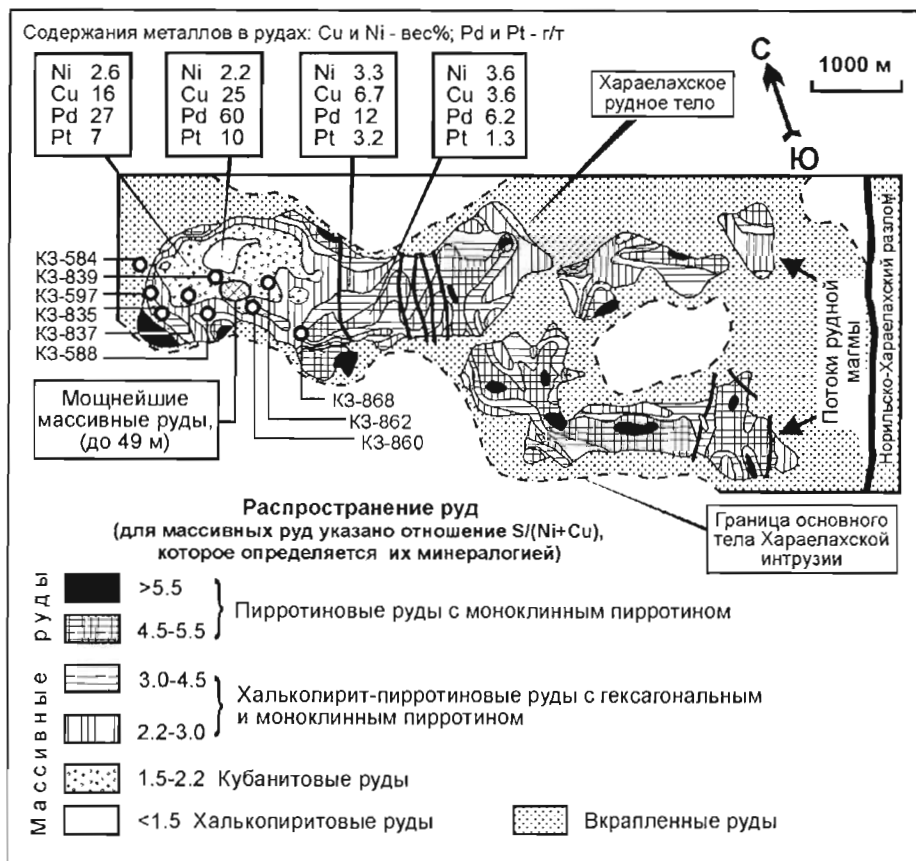


Рис. 4.32.

План Хараелахского рудного тела и прилегающей части Октябрьского месторождения, где показаны вариации отношения S/(Ni+Cu) в массивных рудах, определяемые минералогией руд.

По А.И. Стехину (Stekhin, 1994).

Здесь показано также расположение буровых скважин, по которым автор получил аналитические данные Норильского комбината, и скв. К3-868, проанализированной автором и его сотрудниками

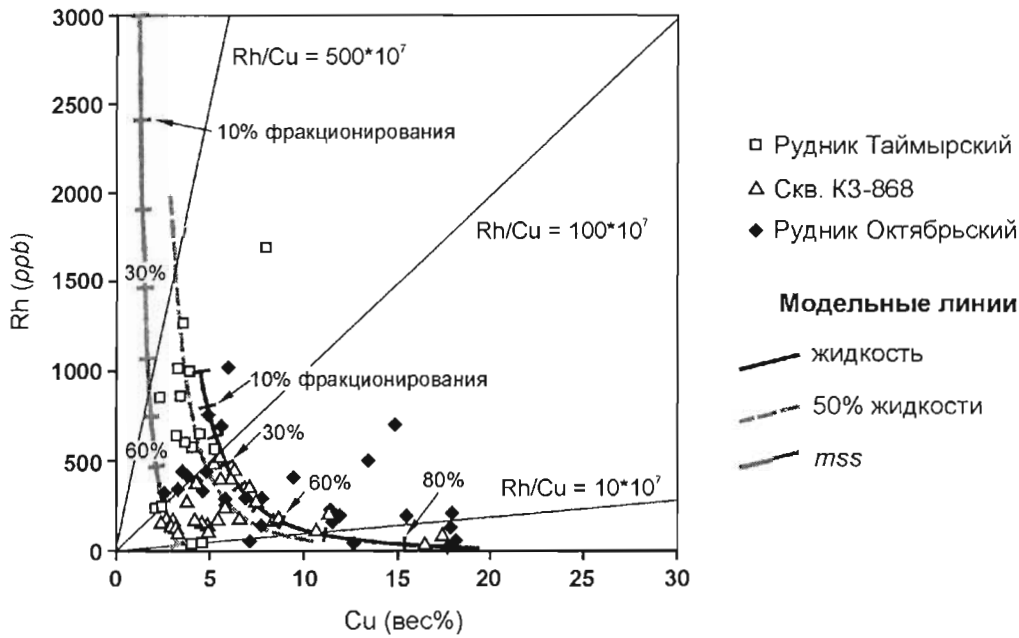


Рис. 4.33.

Диаграмма Rh - Cu для массивных руд Хараелахского рудного тела и модельные кривые состава кристаллизующегося *mss*, фракционированной жидкости и смеси *mss*+жидкость в пропорции 50:50, согласно Рэлеевскому фракционированию

#### Западная часть Хараелахской интрузии

Массивные руды западной части Хараелахской интрузии представлены зональным Хараелахским рудным телом (рис. 4.32), строение которого обсуждается ниже, в заключительной части раздела 4.1.4.4. Автор и его сотрудники изучили эти руды на основе достаточно представительной коллекции (см. рис. 4.33), отобранной в поле рудника Октябрьский (шахты №1 и №2) и в руднике Таймырский (рис. 4.27).

Вкрапленные руды данной площади изучались по скважине КЗ-868, находящейся в поле шахты №2 рудника Октябрьский. Кроме того, Норильский комбинат предоставил Naldrett et al. (1996a) результаты анализа массивных и вкрапленных руд по скважинам КЗ-597, КЗ-588, КЗ-835, КЗ-837, КЗ-839, КЗ-860 и КЗ-862 (их расположение показано на рис. 4.27), включающие данные по Ni, Cu, Pt, Pd и Au, но без данных по Rh, Ir, Ru и Os. По подземной скважине П-3202, расположенной в северной части поля шахты №2 рудника Октябрьский, были изучены верхние медистые руды, средний состав которых представлен в табл. 4.6.

Проблема, возникающая при обсуждении генезиса любого типа руд Норильского района, состоит в том, что сульфиды не всегда сохраняют свой первоначальный состав; они изменяются после внедрения, хотя это изменение происходит еще на магматической стадии. Свидетельства, лучше всего подтверждающие такое мнение, могут быть получены по вкрапленным рудам западной части Хараелахской интрузии, залегающим выше Хараелахского рудного тела.

В изученном нами разрезе скважины КЗ-868 пикритовые габбродолериты отсутствуют, что характерно для Хараелахской интрузии в поле рудника Октябрьский (Torgashin, 1994). Вкрапленное оруденение приурочено здесь к оливковым такситовидным и такситовым габбродолеритам.

Сульфиды верхней половины разреза вкрапленных руд содержат (в пересчете на 100-процентный сульфид) около 300 ppb Rh и Au (рис. 4.34). В нижележащем интервале Au заметно увеличивается (его содержания варьируют от 1000 до 3000 ppb), но увеличение Rh и Ir (Ir на рисунке не показан) не является столь значительным; в результате, отношения Rh/Au и Ir/Au существенно снижаются. Сульфиды массивных руд содержат заметно меньше Au, но примерно то же количество Rh, что и вкрапленные руды. Включения ороговикованных аргиллитов внутри массивных руд и на границе массивных и вкрапленных руд содержат сульфиды, которые значительно беднее Rh и богаче Au по сравнению с вмещающими рудами. Отношения Rh/Au и Ir/Au в сульфидах верхней части вкрапленных руд имеют значения 1 и 0.1 соответственно; в массивных рудах эти отношения примерно в 5 раз выше. Отношения Rh/Au и Ir/Au во включениях роговиков составляют 0.1 и 0.01 соответственно, что в 10 раз ниже по сравнению с верхней зоной вкрапленных руд. В нижней части разреза вкрапленных руд эти отношения являются промежуточными между верхней зоной вкрапленного оруденения и сульфидами в роговиках. Из рис. 4.34 видно, что поведение Pt (а также Pd и Cu, которые не показаны) в общем подобно поведению Au.

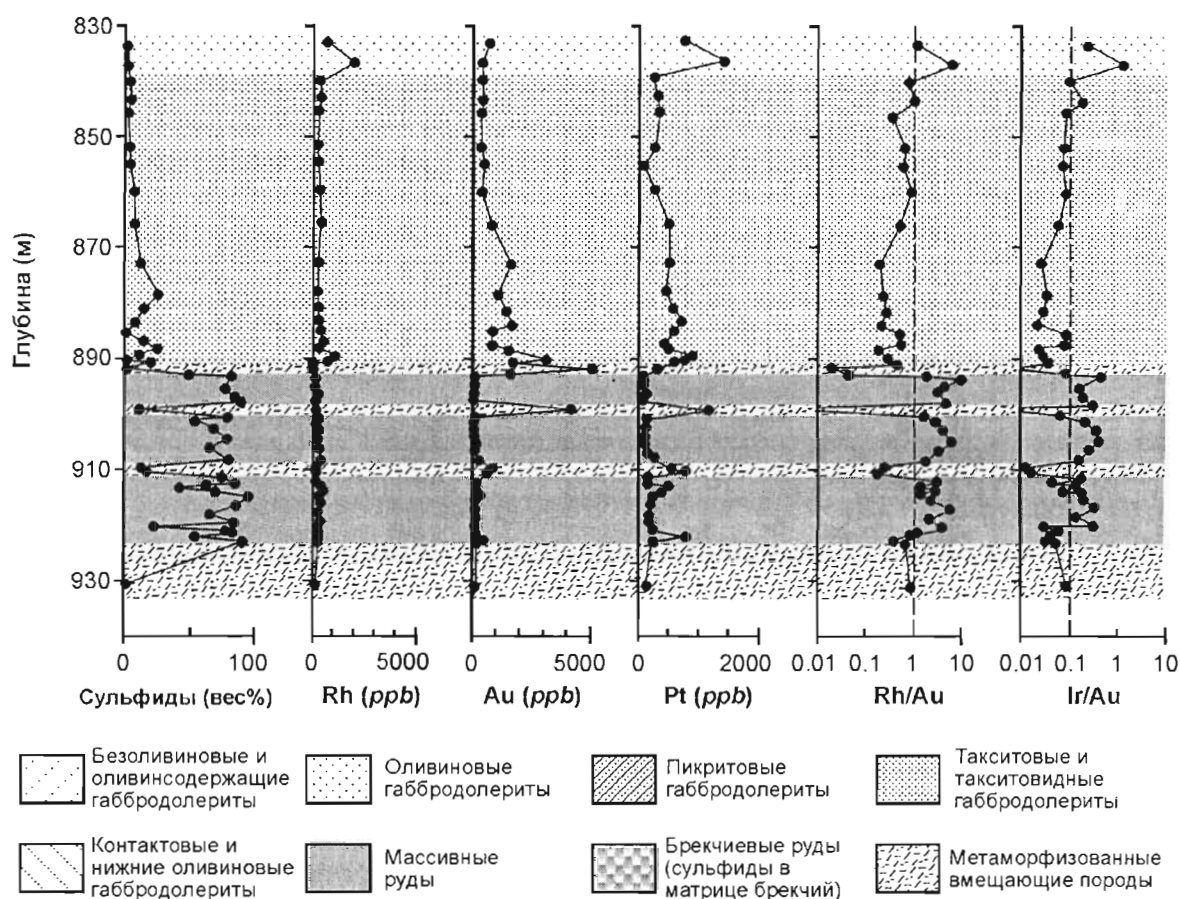


Рис. 4.34.

Разрез рудной зоны по скважине КЗ-868, показывающий последовательность пород и руд, содержания и соотношения некоторых благородных металлов в рудах (в пересчете на 100-процентный сульфид).  
Условные обозначения относятся к рис. 4.34 –4.37

В разрезах, аналитические данные по которым предоставлены автору Норильским комбинатом (рис. 4.35), есть данные и по пикритовым, и по такситовым габбродолеритам. Во вкрапленных рудах пикритовых габбродолеритов содержания Au (в пересчете на 100 % сульфид) варьируют в среднем от 1000 до 1600 ppb, а содержания Pt от 2000 до 3000 ppb. В такситовых габбродолеритах концентрации Au и Pt изменчивы, сульфиды в этих породах содержат от 400 до 1000 ppb Au и 2000–4000 ppb Pt. Сульфиды массивных руд в среднем содержат 200–600 ppb Au и 1500–2000 ppb Pt – меньше, чем сульфиды такситовых и пикритовых габбродолеритов (табл. 4.7).

Совершенно очевидно, что во всех скважинах, исключая КЗ-860 (которая не типична потому, что выше массивных руд там развиты брекчиевые руды), сульфиды в породах, залегающих непосредственно над массивными рудами, показывают прогрессивное увеличение вверх концентраций Au и Pt (с максимумами, расположенными в 10–20 м над кровлей массивных руд), а затем прогрессивное снижение до значений, типичных для вкрапленных руд. Позиция пика концентраций не зависит от состава сульфидсодержащих пород. По скв. КЗ-835 пик наблюдается в нижней части контактовых оливиновых габбродолеритов, по скв. КЗ-862 и КЗ-839 – в середине этого горизонта, по скв. КЗ-588 – на границе между контактными и такситовыми габбродолеритами, а по скв. КЗ-837 – в нижней части такситовых габбродолеритов. Как видно на рис. 4.35, обогащение Au сопровождается обогащением Pt; сходное увеличение концентраций показывают также Pd и Cu, данные по которым на рисунке не представлены. Обсуждая скв. КЗ-868, мы уже говорили, что пик Au находится там в роговиках и в самой нижней части такситовых габбродолеритов – непосредственно над контактом с массивными рудами (рис. 4.34). Затем, вверх по разрезу такситовых габбродолеритов концентрация Au снижается. Скв. КЗ-868, где имеются данные по Rh и Ir, показывает, что обогащение Au ассоциирует с заметным снижением отношений Rh/Au и Ir/Au. Предполагается, что подобное явление характерно для всех зон, обогащенных Cu, Pt, Pd и Au, находящихся над массивными рудами. Очень вероятно, что такие же вариации Rh/Au и Ir/Au наблюдались бы и по скважинам, представленным на рис. 4.35, если бы для них были данные по Rh и Ir.



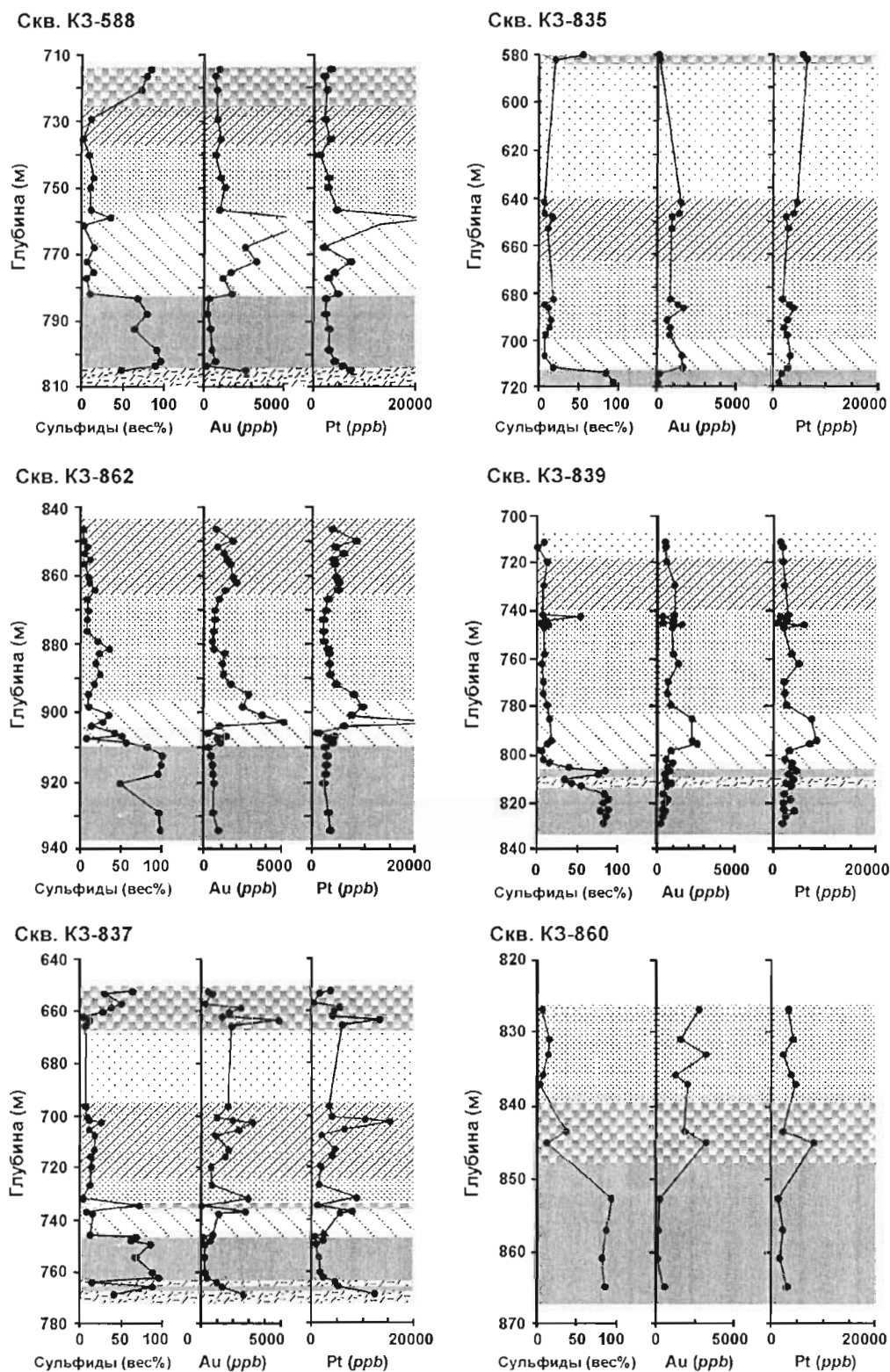


Рис. 4.35.

Разрезы руд по скважинам западной части Хараслахского рудного тела (см. врезку на рис. 4.27), показывающие последовательность рудных пород и содержания Au и Pt (в пересчете на 100-процентный сульфид). Аналитические данные Норильского комбината. Данными по Rh и Ir автор не располагает.

Условные обозначения приведены на рис. 4.34

Таблица 4.7

Средние составы сульфидов вкрапленных и массивных руд Норильского района  
(в пересчете на 100-процентный сульфид)

Порода	Инtruзия	Скважина	Кол-во образцов	Ni вес%	Cu вес%	Au <i>ppb</i>	Pd <i>ppb</i>	Pt <i>ppb</i>	Rh <i>ppb</i>	Ir <i>ppb</i>	Rh/Au	Ir/Au										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13										
Оливиновые габбро-долериты	Талнахская	КЗ-1739	14	3.35	642	4738	293	39	0.5	0.06	0.06	0.06										
													Норильск-1	13	11.82	3 986	72 961	37 933	4 376	634	1.1	0.16
													Норильск-2	7	7.66	1 271	52 494	19 978	5 663	540	4.4	0.42
													Черногорская	7	14.26	2 728	70 705	24 630	6 622	657	2.4	0.24
Пикритовые габбро-долериты	Талнахская	КЗ-1796	16	7.02	10.41	1 782	31 433	10 790	1 466	185	0.8	0.10										
													КЗ-1796	9	6.60	2 360	40 114	16 090	1 931	301	0.8	0.13
													КЗ-1739	23	6.95	1 517	34 574	10 201	1 752	169	1.2	0.11
													КЗ-1162	8	7.25	1 662	31 489	7 672	1 266	118	0.8	0.07
													Харалахская (центр)	8	7.25	1 662	31 489	7 672	1 266	118	0.8	0.07
Такситовые габбро-долериты	Харалахская (запад)	КЗ-835	3	1.97	8.33	1 019	8 059	2 975														
													КЗ-588	2	2.88	593	12 268	2 740				
													КЗ-839	2	2.52	758	10 625	2 605				
													КЗ-862	4	3.59	1 205	18 643	5 140				
													Талнахская	12	5.96	1 402	28 964	10 496	1 200	122	0.9	0.09
Такситовые габбро-долериты	Харалахская (центр)	КЗ-1796	6	5.83	10.62	1 631	25 105	8 822	1 035	118	0.6	0.07										
													КЗ-1739	14	4.60	1 084	26 348	6 009	1 055	771	1.0	0.07
													КЗ-1162	16	5.23	1 700	28 620	8 068	778	65	0.5	0.04
													Харалахская (восток)	8	6.15	1 455	32 809	6 117	1 522	96	1.0	0.07
													КЗ-868	16	3.74	629	11 365	2 272	313	31	0.8	0.08
Такситовые габбро-долериты	Харалахская (запад)	КЗ-597	6	2.18	7.73	1 251	16 200	4 157														
													КЗ-835	6	3.34	1 017	13 417	2 675				
													КЗ-588	4	2.49	1 054	13 618	2 994				
													КЗ-839	12	2.34	1 064	14 820	3 348				
													КЗ-862	5	2.45	688	12 432	2 464				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Массивные Руды	Талнахская	П-1769	3	5.81	4.33	144	13 705	3 091	900	62	6.2	0.43
		КЗ-1796	2	6.39	3.97	66	7 925	2 464	2 467	309	37.4	4.69
		КЗ-1739	2	5.24	5.48	100	7 415	1 720	2 027	272	20.3	2.72
		КЗ-1739	3	5.07	6.02	223	9 664	2 397	1 068	45	4.8	0.20
		КЗ-1739	1	5.46	4.04	51	9 364	1 958	448	7	8.7	0.14
	Хараклахакая (центр)	КЗ-1162	7	4.48	15.05	951	18 161	2 897	216	9	0.2	0.01
	Хараклахакая (восток)	КЗ-1812	3	5.81	4.33	144	13 705	3 091	900	62	6.2	0.43
	Хараклахакая (запад)	Тайм	15	3.99	4.39	100	7 347	1 568	780	65	7.8	0.65
		КЗ-868	24	3.92	5.32	152	8 805	2 126	264	19	1.7	0.13
		КЗ-835	2	3.37	3.68	172	7 110	1 414				
КЗ-837		6	3.40	5.77	637	9 982	2 772					
КЗ-588		7	3.41	5.43	367	10 687	3 214					
Хараклахакая (запад)	КЗ-839	16	3.43	6.79	495	13 321	2 791					
	КЗ-860	4	3.42	4.19	316	5 063	2 156					
	КЗ-862	6	3.45	6.58	525	9 685	2 603					
	Окт Си	18	3.38	19.53	2 428	37 919	8 449	215	21	0.1	0.01	

Для скв. КЗ-1739, где представлены три горизонта массивных руд (см. рис 4.37), данные по каждому из них приведены отдельно (сверху вниз).  
Тайм – рудник Таймырский; Окт Си – богатые Си массивные руды рудника Октябрьский.

Объясняя наблюдаемое явление, вернемся к обсуждавшимся в главе 2 работам Naldrett et al. (1982, 1992, 1994a,c), которые показали, что при охлаждении природных сульфидных магм кристаллизуется *mass*. Это вызывает обогащение остаточной жидкости Cu, Pt, Pd и Au и ее обеднение Co, Rh, Ru, Ir и Os. Поскольку обогащение несовместимыми металлами, наблюдаемое над массивными рудами по описанным выше скважинам, не зависит от состава сульфидовмещающих пород, оно, по-видимому, вызывается добавлением фракционированной остаточной жидкости, обогащенной Cu, Pd, Pt и Au. Эта жидкость уходила, вероятно, из нижележащих массивных руд, образовываясь по мере их остывания и кристаллизации. Давно известно, что сульфидная жидкость имеет весьма высокую смачивающую способность относительно силикатов (например, Naldrett, 1969). Ebel and Naldrett (1996) заметили, что смачивающая способность увеличивается с увеличением содержания Cu и снижением S в сульфидной жидкости. Благодаря этому свойству, остаточная жидкость, появлявшаяся в ходе кристаллизации массивных сульфидов Хараелахского рудного тела, имела возможность пропитывать роговики как внутри массивных руд, так и в экзоконтактовых ореолах. Фракционированная жидкость проникала также в вышележащие интрузивные породы – вдоль трещин, где она образовывала тонкие прожилки, и вдоль границ зерен, где образовывались вкрапленные сульфиды. По мере кристаллизации массивных руд сульфидная жидкость становилась все более фракционированной, и это объясняет увеличение концентрации несовместимых металлов по мере удаления от массивных руд. Таким образом, наблюдаемый в настоящее время состав сульфидов в интрузивных породах является суммой состава первоначального сульфида и компонента, добавленного пропитывающей жидкостью. Следовательно, повышенные содержания Au, Pt, Pd и Cu, которые нередко наблюдаются внизу интрузии – в контактовых и такситовых габбродолеритах, не относятся к характеристикам первичного вкрапленного оруденения. Это наложенное обогащение; оно развивалось на поздней, но по-прежнему высокотемпературной стадии рудообразования, когда кристаллизовались и фракционировали массивные руды, лежащие ниже вкрапленных.

#### Центральная и восточная части Хараелахской интрузии

Автор не располагает материалами по пересечениям центральной и восточной части Хараелахской интрузии, где были бы хорошо представлены и массивные, и вкрапленные руды; имеются только данные по скважинам КЗ-1162 и КЗ-1812 (рис. 4.36). По скважине КЗ-1162 изучена вся рудная зона с хорошо развитыми рудами, вкрапленными в пикритовых и такситовых габбродолеритах, но массивные сульфиды представлены здесь только маломощными прожилками в роговиках. По скв. КЗ-1812 не было возможности опробовать пикритовые габбродолериты; здесь проанализированы такситовые и контактовые габбродолериты, подстилающие их минерализованные роговики и массивные руды.

Сульфиды в пикритовых габбродолеритах, изученных по скв. КЗ-1162, имеют довольно стабильные концентрации ЭПГ и Au. Средние содержания металлов в 100 % сульфиде составляют: Cu = 12.7 вес%, Rh = 1266 *ppb*, Pd = 31489 *ppb*, Au = 1662 *ppb*, Pt = 7672 *ppb*, Ir = 118 *ppb*. Отношения Rh/Au и Ir/Au близки 1 и 0.1 соответственно (табл. 4.7).

Сульфиды такситовых габбродолеритов скважины КЗ-1812 имеют постоянные концентрации Rh (~1500 *ppb*) и Au (~1500 *ppb*). Отношения Rh/Au и Ir/Au здесь также постоянны, они близки 1 и 0.1 соответственно. По скв. КЗ-1162 в такситовых габбродолеритах наблюдается незначительное систематическое снижение концентраций Rh и Au сверху вниз по разрезу. Среднее содержание Rh (778 *ppb*) здесь ниже, а содержание Au (1700 *ppb*) выше, чем по скв. КЗ-1812.

Массивные руды по обоим скважинам залегают в роговиках, подстилающих интрузию. В общем, концентрации Rh в массивных сульфидах ниже, а концентрации Au подобны сульфидам вышележащих такситовых габбродолеритов. Средние концентрации металлов в 100 % сульфиде массивных руд по скважинам КЗ-1812 и КЗ-1162 соответственно составляют: Cu = 4.33 и 15.05 вес%, Rh = 900 и 216 *ppb*, Pd = 13705 и 18161 *ppb*, Au = 144 и 951 *ppb*, Pt = 3091 и 2897 *ppb*, Ir = 62 и 9 *ppb*. То есть, массивные руды по скв. КЗ-1812, имеющие отношение Rh/Au = 6.2 и Ir/Au = 0.43, сильно отличаются от руд, вскрытых скв. КЗ-1162, где Rh/Au = 0.23 и Ir/Au = 0.01 (табл. 4.7). Эти резкие различия составов обсуждаются ниже. По обоим скважинам над массивными рудами наблюдаются зоны обогащения Au+Pt+Pd+Cu – в роговиках по скв. КЗ-1812 и в такситовых габбродолеритах по скв. КЗ-1162. Положение обогащенных зон здесь, как и на западе Хараелахской интрузии, не зависит от состава сульфидовмещающих пород.

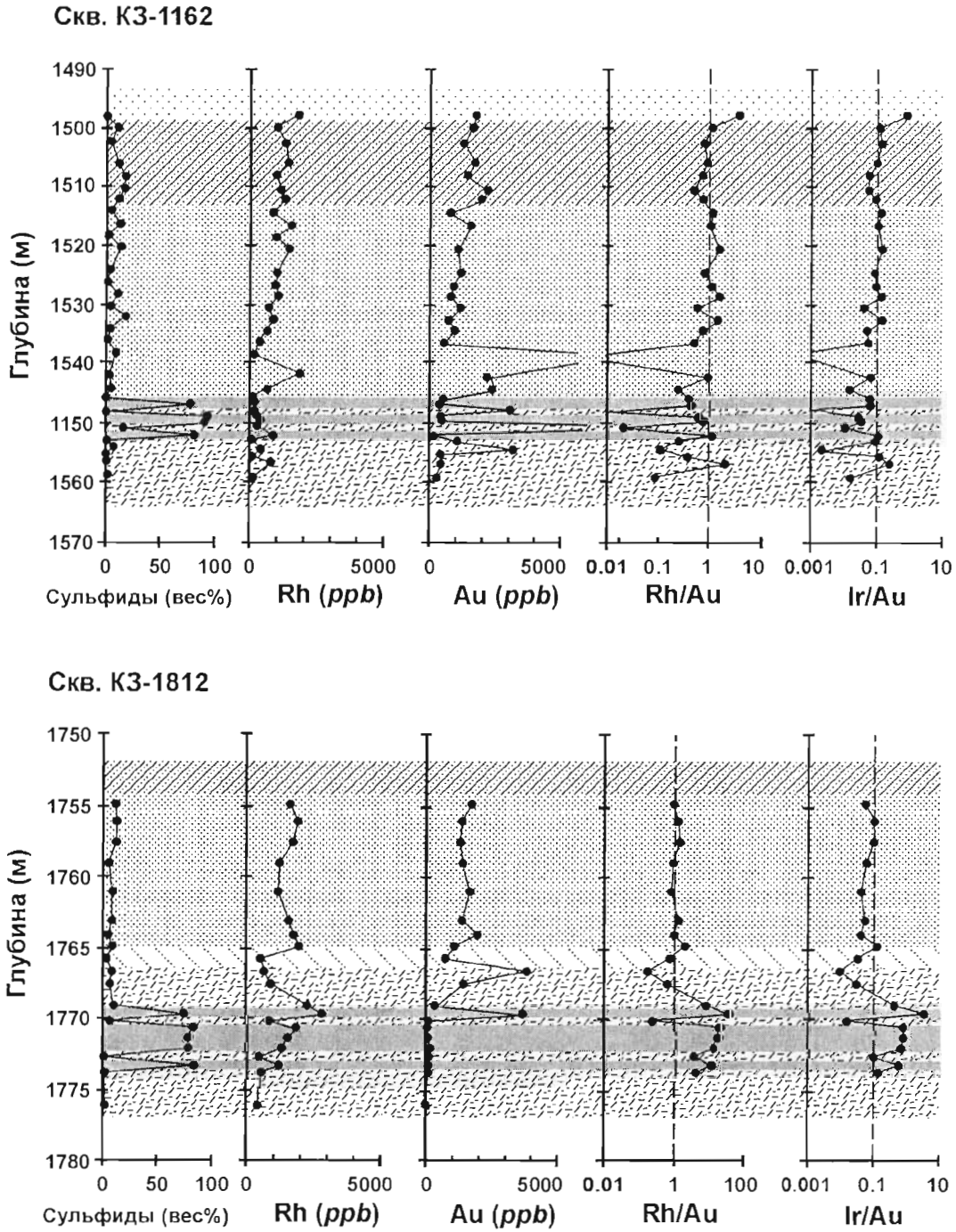


Рис. 4.36.

Разрезы руд в центральной и восточной части Хараелахской интрузии по скв. КЗ-1162 и КЗ-1812, показывающие последовательность рудных пород, содержания и соотношения некоторых благородных металлов (в пересчете на 100-процентный сульфид).

Условные обозначения приведены на рис. 4.34

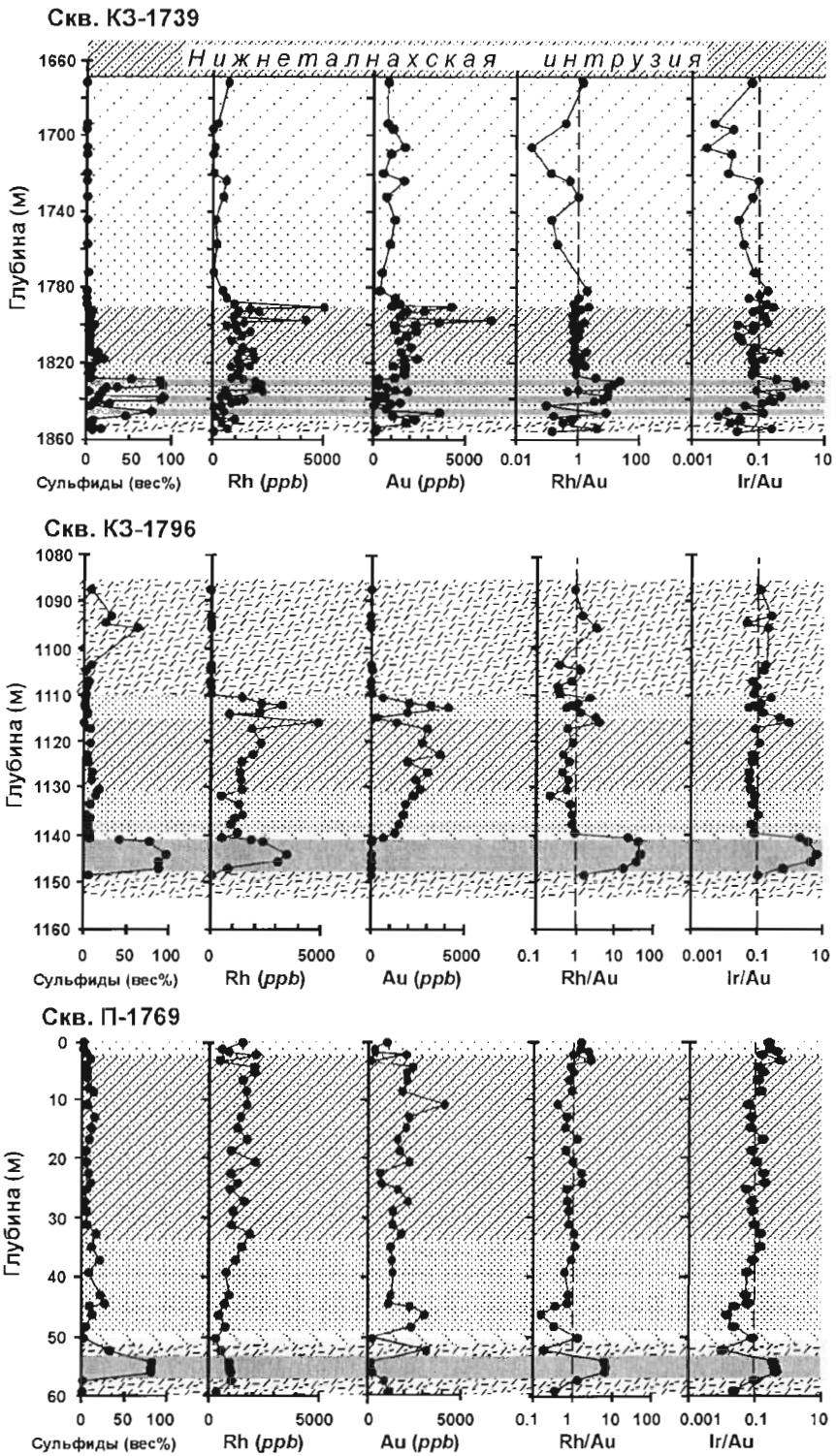


Рис. 4.37.

Разрезы Талнахской интрузии по скважинам КЗ-1739, КЗ-1796 и П-1769, показывающие последовательность пород, содержания и соотношения некоторых благородных металлов в рудах (в пересчете на 100-процентный сульфид). Условные обозначения приведены на рис. 4.34.

Примечания: (1) По скв. КЗ-1796 выше пикритовых габродолеритов лежат такситовые - такситовидные габродолериты, над интрузивными породами залегают метасоматизированные пиритизированные породы тунгусской серии. (2) Скв. П-1769 является подземной, бурившейся снизу вверх, указанная глубина не соответствует маркировке керна

### Талнахская интрузия

Талнахская интрузия систематически опробована и проанализирована по скважинам П-1769, КЗ-1796 и КЗ-1739 (их разрезы приведены на рис. 4.37). Кроме того, были изучены образцы вкрапленных руд из Габбровой интрузии (скв. ВХ-4)<sup>23</sup>, которая, как предполагается, является периферическим силлом, продолжающим Талнахскую интрузию к северу (Zen'ko and Szamanske, 1994). По подземной скв. П-1769 опробована только рудная зона (вниз от подошвы оливиновых габбродолеритов), но по скв. КЗ-1796 и КЗ-1739 опробованы и проанализированы полные разрезы интрузии. Заметим, что разрез скв. КЗ-1796 не является типичным: оливиновые и оливинсодержащие габбродолериты здесь отсутствуют, пикритовые габбродолериты перекрыты такситовыми - такситовидными габбродолеритами, выше которых развиты метасоматические породы, местами интенсивно пиритизированные. Массивные руды по скв. П-1769 и КЗ-1796 залегают в ороговикоманных породах тунгусской серии. В скв. КЗ-1739 представлены три мало-мощных горизонта массивных сульфидов мощностью (сверху вниз) 1.5 м, 2.8 м и 1.9 м. Все они залегают в такситовых габбродолеритах.

Сульфиды пикритовых габбродолеритов во всех скважинах имеют достаточно высокий уровень концентрации ЭПГ и показывают незначительные вариации состава (исключая один-два образца с более высокими концентрациями по каждой скважине). Средние содержания металлов (в пересчете на 100% сульфид) по перечисленным скважинам составляют: Cu = 10.4 вес%; Rh = 1 500–2 000 *ppb*; Pd = 30 000–40 000 *ppb*; Au = 1 500–2 400 *ppb*; Pt = 10 000–16 000 *ppb*; Ir = 170–300 *ppb* (табл. 4.7). Концентрации металлов показывают тенденцию снижения сверху вниз по разрезу пикритовых габбродолеритов, что наблюдается в каждой скважине.

Сульфиды такситовых габбродолеритов более изменчивы по составу, и средние содержания металлов в них ниже. По изученным скважинам средние содержания составляют: Cu = 10 вес%; Rh = 1 100 *ppb*; Pd = 25 000–29 000 *ppb*; Au = 1 100–1 600 *ppb*; Pt = 6 000–10 000 *ppb*; Ir = 120–770 *ppb*. По скважинам П-1769 и КЗ-1796 снижение Rh, наблюдаемое сверху вниз по разрезу пикритовых габбродолеритов, продолжается и по разрезу такситовых габбродолеритов. По скв. КЗ-1796 вниз снижается также концентрация Au, так что отношение Rh/Au остается близким 1, а отношение Ir/Au близким 0.1. Состав сульфидов нижней половины разреза такситовых габбродолеритов по скв. П-1769 показывает, что они были обогащены фракционированной сульфидной жидкостью, образованной при кристаллизации нижележащих массивных руд (как это обсуждалось выше). Что касается скважины КЗ-1739, представляется, что обогащение Au происходило здесь ниже, а не выше уровня массивных сульфидов.

Убогая сульфидная вкрапленность в оливиновых габбродолеритах, изученная по скв. КЗ-1739, беднее металлами примерно в 3 раза, по сравнению с подстилающими пикритовыми габбродолеритами. Средние содержания (в пересчете на 100% сульфид) здесь составляют: Cu = 3.35 вес%; Rh = 293 *ppb*; Pd = 4738 *ppb*; Au = 642 *ppb*; Pt = 5161 *ppb*; Ir = 39 *ppb* (табл. 4.7).

Сульфиды массивных руд, по сравнению с сульфидными, вкрапленными в пикритовых и такситовых габбродолеритах, примерно вдвое беднее Cu (4-6 вес%) и обычно богаче Rh (900-2500 *ppb*) и Ir (50-300 *ppb*). Кроме того, они намного беднее Pd (8000-14000 *ppb*), Au (50-250 *ppb*) и Pt (2000-3000 *ppb*).

### Вариации отношений Rh/Au и Ir/Au

Из материалов, представленных выше, ясно, что отношения Rh/Au и Ir/Au являются мощным инструментом для подразделения типов руд. Сульфиды из пикритовых габбродолеритов и верхней части такситовых габбродолеритов имеют Rh/Au ~1 и Ir/Au ~0.1. Значения названных отношений в оливиновых (и оливинсодержащих) габбродолеритах имеют большой разброс, что обусловлено низкими концентрациями металлов, близкими пределу определения, но в целом они вдвое ниже. Массивные руды обычно характеризуются отношением Rh/Au >5 и Ir/Au >0.5. Сульфиды роговиков, контактовых и такситовых габбродолеритов вблизи контакта с массивными рудами часто имеют более высокие концентрации Cu, Pd, Au и Pt и значительно более низкие отношения Rh/Au и Ir/Au.

### Сравнение состава сульфидов разных частей Талнахского рудного узла

Средние содержания металлов в 100-процентном сульфиде пикритовых, такситовых габбродолеритов и массивных руд Талнахского рудного узла, совместно с имеющимися данными по Норильскому рудному узлу, представлены в табл. 4.7. Их графическое сопоставление приведено на рис. 4.38. При расчете средних содержаний вкрапленных руд автор исходил из того, что некоторые вкрапленные руды Талнахского рудного узла обогащены Cu, Pt, Pd и Au за счет фракционированной сульфидной жидкости, поступившей из подстилающих массивных руд. В расчет включались только образцы, расположенные выше зоны обогащения, имеющие отношения Rh/Au и Ir/Au близкие соответственно 1 и 0.1. Это сделано для того, чтобы получить состав первоначальной сульфидной жидкости – до обогащения вкрапленных руд фракционированной жидкостью, мигрировавшей из подстилающих массивных руд.

<sup>23</sup> Данные по этим рудам обсуждаются в разделе 4.1.4.7

Из рис. 4.38А видно, что сульфиды пикритовых габбродолеритов Талнахской интрузии и центральной - восточной части Хараелахской интрузии содержат близкие количества Ni, Cu, ЭПГ и Au, но концентрации этих металлов в западной части Хараелахской интрузии значительно ниже. Подобная зональность проявляется и в составе сульфидов такситовых габбродолеритов (рис. 4.38Б). При этом обобщенные данные, представленные в табл. 4.5, свидетельствуют о меньшей концентрации металлов в сульфидах такситовых габбродолеритов, по сравнению с пикритовыми. В составе массивных руд подобная географическая зональность не проявлена (рис. 4.38В). В отличие от вкрапленных сульфидов, массивные руды западной части Хараелахской интрузии имеют примерно такие же содержания Pd, как и в восточной части Талнахского рудного узла, при более высоких концентрациях Pt и Cu. Они намного богаче Au, обычно беднее Ni и значительно беднее Rh.

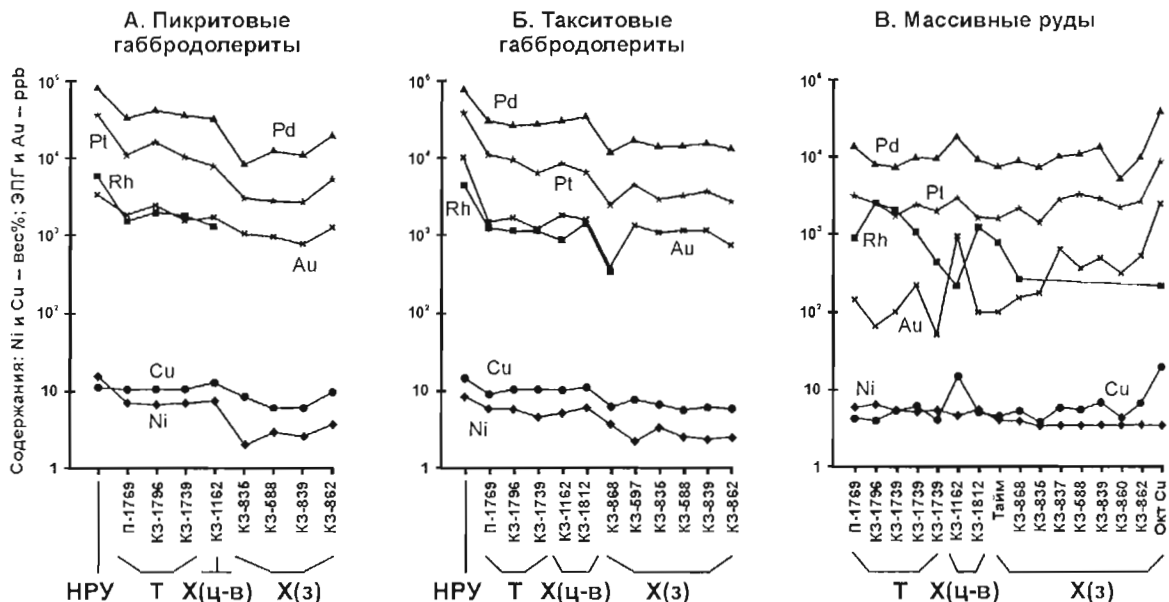


Рис. 4.38.

Средние содержания металлов (исключая образцы, испытавшие обогащение, см. текст) в пересчете на 100-процентный сульфид во вкрапленных рудах пикритовых габбродолеритов (А), такситовых габбродолеритов (Б) и в массивных рудах (В). Представлены данные по Талнахскому и, где имеются данные, – по Норильскому рудному узлу.

Для Талнахского рудного узла приведены данные из табл. 4.7. Для скв. КЗ-1739, где имеются три горизонта массивных руд (см. рис 4.37), данные по каждому из них представлены отдельно (слева по верхнему, справа – по нижнему горизонту). НРУ – Норильский рудный узел (интрузии Норильск-1, Норильск-2 и Черногорская); Т – Талнахская интрузия; X(ц-в) – центральная и восточная часть Хараелахской интрузии; X(з) – западная часть Хараелахской интрузии; Тайм – рудник Таймырский; Окт Cu – богатые медью массивные руды рудника Октябрьский

На рис. 4.38 данные для западной части Хараелахской интрузии размещены слева направо в порядке удаленности опробованных пунктов от залежей массивных руд, наиболее обогащенных Cu (см. рис. 4.32). Ряд представленных данных начинается с образцов рудника Таймырский, расположенного вблизи восточного окончания зонального Хараелахского рудного тела, и заканчивается образцами богатых Cu руд из рудника Октябрьский (они обозначены, как "Окт Cu"). При этом отметим, что скважины КЗ-837, КЗ-588, КЗ-839, КЗ-860 и КЗ-862 находятся на примерно равном расстоянии от центра зоны богатых Cu руд. На рис. 4.38В видна тенденция увеличения концентрации металлов в массивных сульфидах слева направо, по мере приближения к зоне богатых Cu руд. Эта закономерность особенно отчетливо проявлена для Au; она интерпретируется (см. ниже) как результат прогрессивного фракционирования жидкости, образовавшей Хараелахское рудное тело, по мере ее продвижения с востока на запад. Фракционирование достигло апогея в зоне руд, богатых Cu.

Возникает вопрос: произошли ли массивные руды западной части Хараелахского месторождения из того же источника, что и вкрапленные руды этого участка, который был менее обогащенного металлами по сравнению с источником вкрапленных руд центральной - восточной части Хараелахской интрузии и



Талнахской интрузии. Этот вопрос труден для разрешения, поскольку массивные руды, во-первых, являются фракционированными с востока на запад и, во-вторых, возможно, они удерживали разную пропорцию сульфидной жидкости (то есть содержат разный процент адкумулятного компонента). Данная проблема обсуждается в следующем разделе при рассмотрении вариационных диаграмм.

### Состав массивных руд Хараелахского рудного тела и их сравнение с другими массивными рудами Талнахского рудного узла

Крупнейшим бассейном массивных руд, известным в Норильском районе, является Хараелахское рудное тело, залегающее в подошве западной части Хараелахской интрузии. Его длина (в широтном направлении) составляет 3.5 км при ширине 1–1.3 км. Максимальная мощность массивных сульфидов достигает 49 м при средней мощности 20 м. Прежние исследователи обращали особое внимание на развитие в западной части Хараелахского рудного тела концентрически зональных богатых Cu руд, для которых характерны дефицитные по содержанию серы сульфиды меди (моихукит, талнахит и путоранит). А.И. Стехин (Stekhin, 1994), исследовавший вариации отношения S/(Ni+Cu) в массивных рудах Хараелахской и Талнахской интрузий, предположил, что эти вариации обусловлены снижением содержания Fe в рудной магме по мере горизонтального продвижения интрузивных тел. На этой основе он определил главные струи течения рудной магмы, образовавшей бассейны массивных сульфидов. На рис. 4.32 представлены его данные для Хараелахского рудного тела и сопряженной площади.

Как говорилось выше, предполагается, что массивные сульфиды фракционировали во время внедрения, и это обусловило асимметричную зональность руд. Материалы по Хараелахскому рудному телу позволяют рассмотреть данную идею достаточно детально.

На рис. 4.39 образцы из разных участков Хараелахского рудного тела сравниваются между собой с помощью серии диаграмм, где по оси ординат представлены благородные металлы, а по оси абсцисс – Cu. Cu используется здесь в качестве индекса фракционной кристаллизации подобно тому, как SiO<sub>2</sub> используется для вариационных диаграмм Харкера в петрологии. На представленных диаграммах вынесены составы образцов из рудника Таймырский, по скв. КЗ-868, из богатой Cu зоны Хараелахской рудного тела и по скважинам, расположенным в восточной части рудного тела. Кроме того здесь показаны модельные линии изменения состава *mss* и жидкости, а на рис. 4.39А – также смеси жидкость + *mss* в пропорции 50:50. Модельные линии представляют кривые совершенного Рэлеевского фракционирования, для построения которых использовались коэффициенты разделения металлов между *mss* и сульфидной жидкостью, обсуждавшиеся в главе 2 ( $D_{Rh} = 3$ ;  $D_{Pd} = 0.2$ ;  $D_{Pt} = 0.1$ ;  $D_{Au} = 0.01$ ; переменный  $D_{Cu}$ , изменяющийся от 0.28 до 0.088, снижающийся с увеличением концентрации Cu – см. рис. 2.17).

Представленные данные свидетельствуют, что, как и предполагалось выше, от рудника Таймырский на востоке до богатой Cu зоны в западной части Хараелахского рудного тела имеет место прогрессивное увеличение степени фракционирования. Большинство образцов из рудника Таймырский показывает степень фракционирования 30–50%, из скв. КЗ-868 – 50–80%, а многие образцы из богатой Cu зоны – более 80%. Некоторые образцы, особенно из богатой Cu зоны, лежат выше модельной кривой. Они интерпретируются как смесь высокофракционированной жидкости с менее фракционированным кумулюсом. Группа образцов из скв. КЗ-868 вызывает отдельный интерес, поскольку их составы лежат на линии 100% *mss* и показывают 80-процентное фракционирование. Эти образцы, локализованные на глубине 892–906 м, четко обособлены в геологическом разрезе. Возможны два варианта их интерпретации: либо они представляют очень фракционированные, но очень "сухие" руды (как можно заключить из рис. 4.39А), либо они кристаллизовались из ранней порции сульфидной жидкости, которая формировалась при более низком значении "N", чем остальные руды. Концепция, учитывающая величину "N", обсуждается ниже.

Рис. 4.39Б представляет диаграмму Au – Cu, сопровождаемую соответствующей модельной кривой состава сульфидной жидкости. Выбор начального состава жидкости с содержанием Au = 400 ppb и Cu = 5 вес% дает эволюционную линию, близко соответствующую составу массивных богатых Cu руд<sup>24</sup>. Эволюционная линия для чистого *mss* лежит на этой диаграмме очень близко к оси X, поскольку предполагается, что золото практически несовместимо с *mss*. Моделирование свидетельствует, что содержание жидкостного компонента во многих образцах составляет 10% и менее. Образцы, отобранные по скважинам, расположенным ближе к

<sup>24</sup> Глядя на разброс данных, можно оспаривать выбор начального состава с содержанием Au = 400 ppb. Однако, если бы мы взяли стартовый состав с содержанием Au = 450 ppb, то при принятых коэффициентах разделения, основанных на экспериментальных данных, эволюционная линия была бы намного круче, чем вытянутость области составов руд, обогащенных Cu. Если бы мы выбрали Au = 350 ppb, эволюционная линия была бы заметно положе.

центру зоны богатых Cu руд, имеют более высокие содержания Au при данном содержании Cu и лежат ближе к модельной линии жидкости, чем те, которые расположены дальше (рудник Таймырский и скв. КЗ-868). Диаграммы Pt и Pd относительно Cu (рис. 4.39В, 4.39Г) не демонстрируют столь массового отклонения составов массивных руд от эволюционной линии жидкости. Naldrett et al (1994a) показали, что такую картину можно ожидать при близости коэффициентов разделения Pt, Pd и Cu.

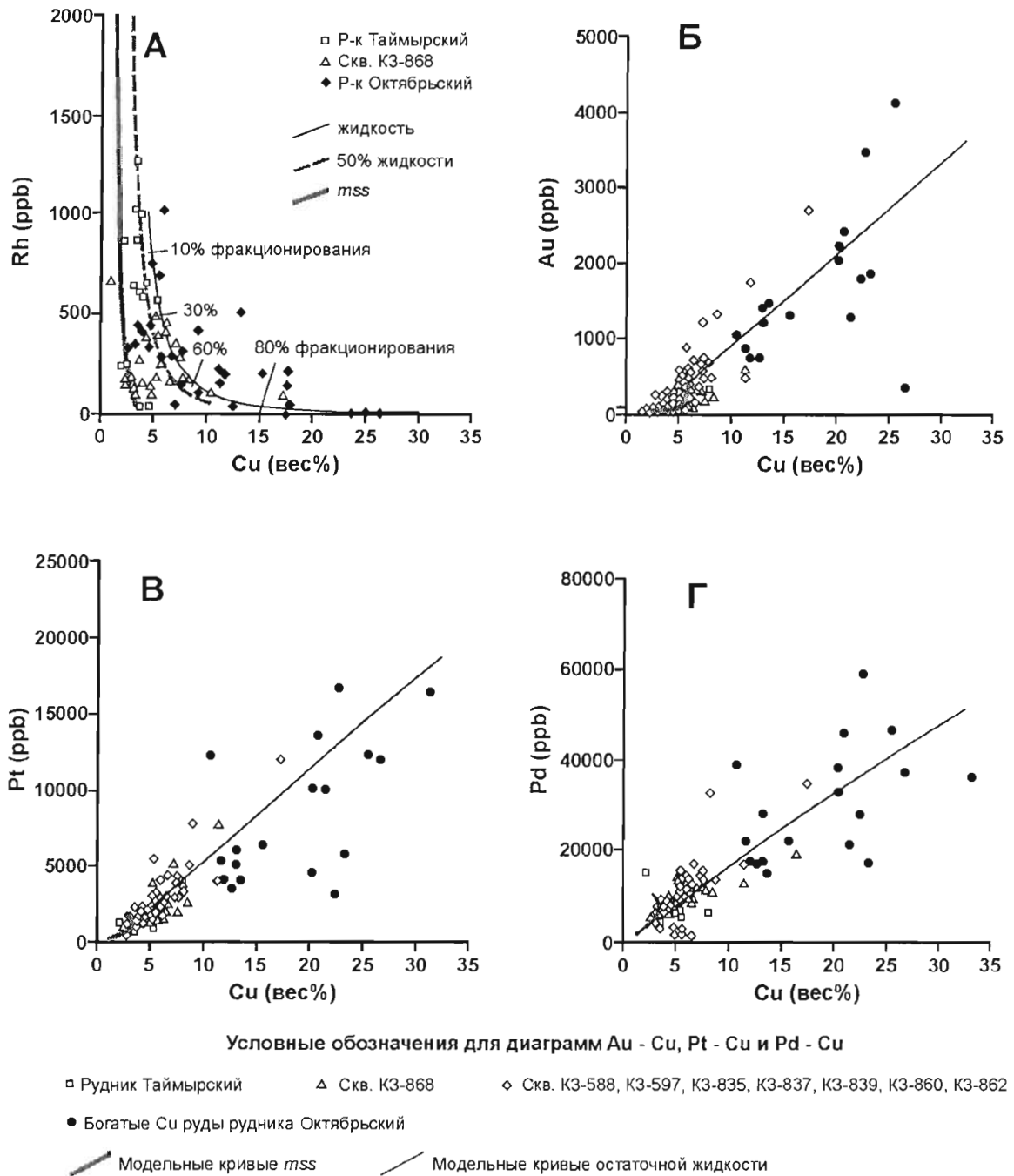


Рис. 4.39.

Вариации Rh (А), Au (Б), Pt (В) и Pd (Г) относительно Cu в массивных рудах Хараелахского рудного тела (в пересчете на 100-процентный сульфид) и модельные кривые Рэлеяского фракционирования *mss* из сульфидной жидкости. Условные обозначения для диаграммы Rh – Cu отличаются от обозначений для других диаграмм и приведены отдельно

4.1.4.4. Норильский рудный узел

Данные по Норильскому рудному узлу, которыми располагает автор, ограничены по сравнению с данными по Талнаху. Систематическая коллекция имеется только по рудам, вкрапленным в пикритовых габбродолеритах. Для интрузии Норильск-1 проанализировано 13 образцов по подземной скважине П-3010 (рудник Заполярный); для интрузии Норильск-2 исследовано 7 образцов, отобранных в естественных обнажениях по руч. Рудный (в южной части интрузии); для Черногорской интрузии – 7 образцов, отобранных из отвалов старых разведочных шурфов у восточного окончания интрузии. Имеющиеся у нас образцы такситовых габбродолеритов, а также образцы массивных руд из интрузии Норильск-1 слишком малочисленны для статистической обработки.

Средние составы сульфидов вкрапленных руд приведены в табл. 4.7. Они близки для всех трех изученных интрузий и резко отличаются от вкрапленных руд Талнахского рудного узла высоким содержанием всех элементов платиновой группы – от Pd и Pt до Ir и Os. Эта их особенность обсуждается в разделе 4.1.4.6. Учитывая близость составов, все сульфиды пикритовых габбродолеритов Норильского рудного узла рассматриваются совместно.

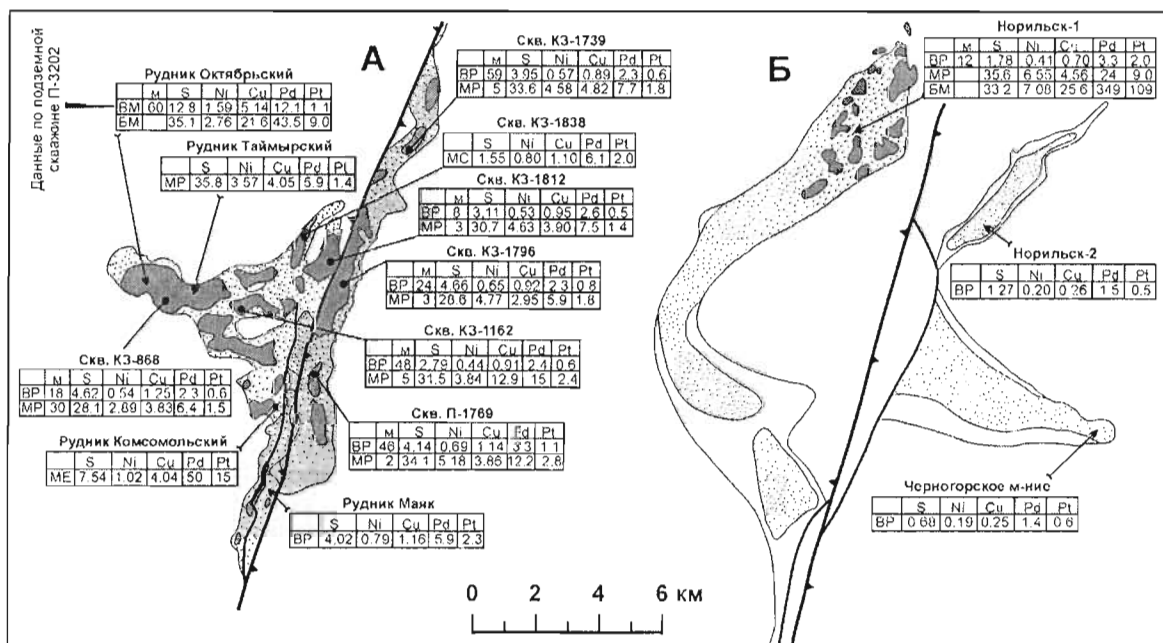


Рис. 4.40.

План месторождений Талнахского (А) и Норильского (Б) рудных узлов, где представлены средние содержания S, Ni, Cu (вес%) и Pd, Pt (г/т) в различных типах руд по площади месторождений. В Талнахском рудном узле Октябрьское месторождение (Хараелахская интрузия) показано более светлой заливкой, Талнахское месторождение – более темной. Крапом показано распространение вкрапленных руд, темно-серой заливкой – распространение массивных руд. Для руд, изученных по буровым скважинам, указана их мощность (м). Обозначения типов руд: БМ – богатые медью массивные руды; БР – руды, вкрапленные в пикритовых и такситовых габбродолеритах; МЕ – "медистые руды"; МР – массивные руды; МС – "малосульфидное оруденение". Состав богатых медью массивных руд месторождения Норильск-1 приведен по материалам Czamanske et al. (1992), остальные составы – по Naldrett et al. (1996a) с дополнениями

4.1.4.5. Характерные содержания металлов в валовом составе руд

На рис. 4.40 представлены средние содержания S, Ni, Cu, Pd и Pt в разных типах руд месторождений Талнахского и Норильского рудных узлов по материалам автора и его сотрудников (единственное исключение оговорено ниже). Для Талнахского рудного узла приводятся данные по 8 буровым скважинам (для каждой скважины отдельно) и по 4 рудникам, где образцы отбирались в подземных выработках и рудных дворах. Для Норильского рудного узла представлены средние данные по месторождениям Норильск-1, Норильск-2 и Черногорское. Для месторождения Норильск-1 вкрапленные руды (БР) и массивные руды (МР)

существенно пирротинового состава характеризуются по подземной скважине П-3010 (рудник Заполярный). Данные по богатым медью массивным рудам (БМ) заимствованы из работы Szamanske et al. (1992) – это результаты анализа образцов из карьера Медвежий Ручей. Во всех случаях, когда использованы данные по скважинам, приводится мощность руд. Подобные сведения, но в расширенном виде, с добавлением данных по Rh, Ru, Ir, Os и Au, содержатся также в табл. 4.6. Следует иметь в виду, что приведенные данные касаются отдельных, достаточно удаленных друг от друга пересечений. Они дают только самые общие представления о мощности и составе руд.

Из рис. 4.40 следует, что, невзирая на обсуждавшиеся выше различия состава сульфидов, вкрапленные руды по всей площади Талнахской и Хараелахской интрузий, кроме рудника Маяк, близки с точки зрения промышленной ценности. Они содержат 2.3–3.3 г/т Pd и 0.5–1.1 г/т Pt при 0.4–0.7 вес% Ni, 0.9–1.2 вес% Cu и 2.8–4.7 вес% S. Вкрапленные руды рудника Маяк, при тех же содержаниях S, Cu и близких концентрациях Ni, заметно богаче ЭПГ – 5.9 г/т Pd и 2.3 г/т Pt. Массивные руды по всем изученным скважинам (кроме КЗ-1162), а также в руднике Таймырский, имеют существенно пирротиновый состав. Они содержат 5.9–12.2 г/т Pd, 1.4–2.8 г/т Pt и 4.6–5.2 вес% Ni, 2.9–4.8 вес% Cu при 28.6–34.1 вес% S. В Талнахской интрузии содержания металлов и во вкрапленных, и в массивных рудах, в общем, увеличиваются с севера на юг. Состав массивных руд по скв. КЗ-1162 выпадает из окружающего фона. Эти руды намного богаче Cu, Pt и Pd, предположительно потому, что были обогащены фракционированной сульфидной жидкостью. Богатые медью массивные руды Хараелахского рудного тела в руднике Октябрьский имеют очень высокое среднее содержание Cu = 21.6 вес% и невысокое содержание Ni = 2.8 вес%; они очень богаты Pd = 43.5 г/т и Pt = 9 г/т.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды во вмещающих породах (так называемые "медистые руды"), изученные нами по скв. КЗ-1812, богаты серой (8.6 вес%), но бедны Ni и Cu (по 1.3 вес%), небогаты Pd (3 г/т) и бедны Pt (0.9 г/т) (табл. 4.6). Однако, медистые руды рудника Комсомольский, при сходных концентрациях S и Ni, значительно богаче Cu (4 вес%) и необъясненно богаты Pd (51 г/т) и Pt (15 г/т). Это самые высокие концентрации ЭПГ в исследованных нами рудах Талнахского рудного узла, они даже выше, чем в богатых медью массивных рудах рудника Октябрьский.

"Верхние медистые руды" (ВМ), развитые над Хараелахским рудным телом, изучались по подземной скважине П-3202, где они подразделяются на две зоны – более богатую нижней (мощностью 42 м) и не столь богатую верхней (18 м) (табл. 4.6). Руды этих зон, существенно различаясь по количеству сульфидного вещества (концентрация S составляют 14.5 и 8.1 вес% соответственно), близки по соотношению металлов. Они характеризуются высокими концентрациями Pd (13.1 г/т в верхней и 9.3 г/т в нижней зоне), Cu (5.8 и 5.1 вес%) при относительно низких содержаниях Pt (1.1 г/т в обеих зонах) и очень низких – Ni (1.5 и 0.7 вес%).

По скв. КЗ-1838, расположенной в северо-восточной части Хараелахской интрузии, нами было изучено малосульфидное оруденение. По сравнению с рудами, вкрапленными в пикритовых и такситовых габбродолеритах в разрезе расположенной рядом скв. КЗ-1812, содержание серы здесь вдвое ниже (1.5 и 3.1 вес% соответственно), но содержания Ni, Cu выше (0.8, 1.1 и 0.5, 0.9 вес% соответственно), а содержания Pd и Pt заметно выше (6.1, 2.0 и 2.6, 0.5 г/т соответственно).

Наши данные по месторождениям Норильского рудного узла ограничены. Однако, они уверенно свидетельствуют, что руды этой площади, хотя они беднее, по сравнению с Талнахским рудным узлом, сульфидным веществом, являются более богатыми металлами в пересчете на сульфидную массу. Так, вкрапленные руды месторождения Норильск-1, будучи более чем вдвое беднее Талнахских вкрапленных руд серой, (1.8 и 3.9–4.7 вес% соответственно), превосходят большинство из них по абсолютному содержанию Pd (3.3 и 2.3–3.3 г/т соответственно) и, особенно, – Pt (2.0 и 0.6–1.1 г/т соответственно). Исключение в Талнахском рудном узле составляют вкрапленные руды рудника Маяк (Юго-Западная ветвь Талнахской интрузии). По абсолютному содержанию металлов они превосходят вкрапленные руды месторождения Норильск-1 (рис. 4.40), а по содержанию металлов в сульфидной массе являются промежуточными между рудами остальной части Талнахского рудного узла и рудами Норильск-1.

Массивные руды в месторождении Норильск-1 в настоящее время не имеют самостоятельного значения. Они сохранились только в виде прожилков и маломощных жил (мощностью от нескольких сантиметров до 0.5 м), которые добываются совместно с вкрапленными рудами, но они заметно повышают ценность разрабатываемых руд. Существенно пирротиновые массивные руды месторождения Норильск-1 (содержащие 4.6 вес% Cu) намного богаче ЭПГ (Pd = 24, Pt = 9 г/т), по сравнению с близкими по концентрации меди рудами Талнахского рудного узла (Pd = 6–12, Pt = 1.4–2.8 г/т). В карьере Медвежий Ручей среди сульфидных прожилков немало богатых медью халькопиритовых руд (БМ). По данным Szamanske et al. (1992), они содержат около 25 вес% меди, 7 вес% никеля и почти 0.5 кг/т  $\Sigma$ ЭПГ (табл. 4.6, рис. 4.40).

Весьма интересным является «малосульфидное оруденение» месторождения Норильск-1, связанное с верхними такситовыми габбродолеритами. Это оруденение известно еще с 1950-х годов, но оно вызвало широкий интерес только в начале 1980-х (например, Рябов, 1982), а осознание его промышленной значимости наступило недавно (Служеникин и др., 1994; Служеникин, 2000). Содержания серы в малосульфидных рудах не превышают 1.5–2.0 вес%, содержания Cu+Ni – 1 вес%, но концентрации  $\Sigma$ ЭПГ нередко составляют десятки г/т, достигая 60 г/т (см. рис. 4.16). Заметим, что содержание серы в наиболее богатой из проанализированных проб составляет всего 0.87 вес%. По данным С.Ф. Служеникина (2000), основная часть ЭПГ в малосульфидных рудах выделена в виде собственных минеральных фаз. В их числе установлено 30 минералов, наиболее часто встречающимися являются Pt<sub>2</sub>Fe, атоцит, высокоцит и сперритит. Твердые растворы ЭПГ в сульфидах играют незначительную роль в общем балансе платиновых металлов, на их долю приходится только около 1 % Pt и 5 % Pd. На диаграмме  $\Sigma$ ЭПГ – Cu+Ni (рис. 4.41) составы малосульфидных руд образуют собственный тренд; поле их составов не перекрывается с полем руд, вкрапленных в нижних горизонтах рудоносных интрузий.

В месторождениях Норильск-2 и Черногорское нами изучались только руды, вкрапленные в пикритовых габбродолеритах. По сравнению с вкрапленными рудами месторождения Норильск-1, они примерно в 1.5–2.5 раза беднее сульфидным веществом (серой) и содержат соответственно меньшие концентрации металлов (рис. 4.40, табл. 4.6). Если исходить из более представительных данных С.Ф. Служеникина (2000), руды Черногорского месторождения приближаются к рудам Норильск-1. В Черногорском месторождении отмечалось малосульфидное оруденение, но оно исследовано недостаточно (Служеникин, 2000). Массивные сульфиды в месторождениях Норильск-2 и Черногорское не развиты.

Оруденение Имангдинского рудного узла, где представлены вкрапленные руды и проявлено малосульфидное оруденение, автором не изучалось. По данным С.Ф. Служеникина (2000), вкрапленные руды этого района подобны соответствующим рудам Норильского рудного узла по соотношению  $\Sigma$ ЭПГ – Cu+Ni. По абсолютному содержанию металлов они близки рудам месторождений Норильск-2 и гор Зуб-Маркшейдерская, но заметно беднее руд месторождений Норильск-1 и Черногорское (рис. 4.41).

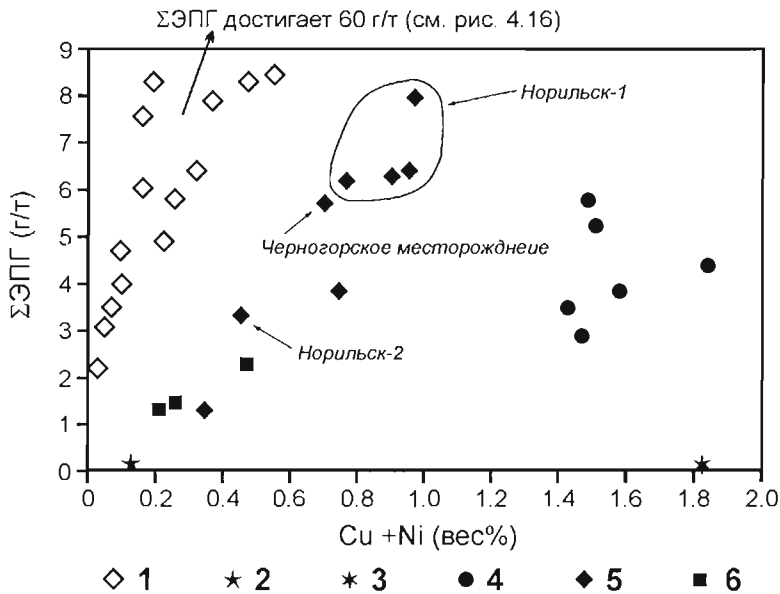


Рис. 4.41.

Диаграмма  $\Sigma$ ЭПГ – Cu+Ni, где сравниваются составы малосульфидных руд месторождения Норильск-1 (частные анализы штучных и борздовых проб) и составы руд, вкрапленных в пикритовых и такситовых габбродолеритах различных интрузий (средние составы по представительным выборкам).

По С.Ф. Служеникину (2000).

1 – малосульфидные руды северной части месторождения Норильск-1; 2 – оруденение Нижнеталнахской интрузии; 3 – оруденение Нижненорильской интрузии (богатая минерализация); 4 – руды Талнахского рудного узла (представлены данные по рудникам Октябрьский, Таймырский, Скалистый и Маяк, по Октябрьскому и Талнахскому участкам рудника Комсомольский); 5 – руды Норильского рудного узла (представлены данные по рудникам Медвежий Ручей, Заполярный, Угольный Ручей и по южной части месторождения Норильск-1, по месторождениям Норильск-2, Черногорское и гор Зуб-Маркшейдерская и по рудопроявлению Верхнеамбарнинское); 6 – руды Имангдинского рудного узла (представлены данные по северной и южной части Имангдинского месторождения и по Накохозскому рудопроявлению)

4.1.4.6. Обсуждение данных

Вариации состава вкрапленных руд в связи с концепцией изменяющегося отношения "N"

На рис. 4.42 представлены диаграммы Rh, Au, Pd и Pt относительно Cu для сульфидов вкрапленных руд в пикритовых и такситовых габбродолеритах интрузий Талнахского и Норильского рудных узлов. При построении этих диаграмм образцы руд, которые подвергались вторичному обогащению Cu, Pt, Pd и Au за счет фракционированной сульфидной жидкости из подстилающих массивных руд, исключались (см. выше). Из рис. 4.42А очевидно, что Rh увеличивается с увеличением Cu, показывая тренд, перпендикулярный ожидаемому в случае фракционной кристаллизации сульфидной жидкости (сравните с рис. 4.39А). Тренды Au, Pt и Pd (рис. 4.42Б-Г) тоже не соответствуют трендам, ожидаемым при фракционной кристаллизации.

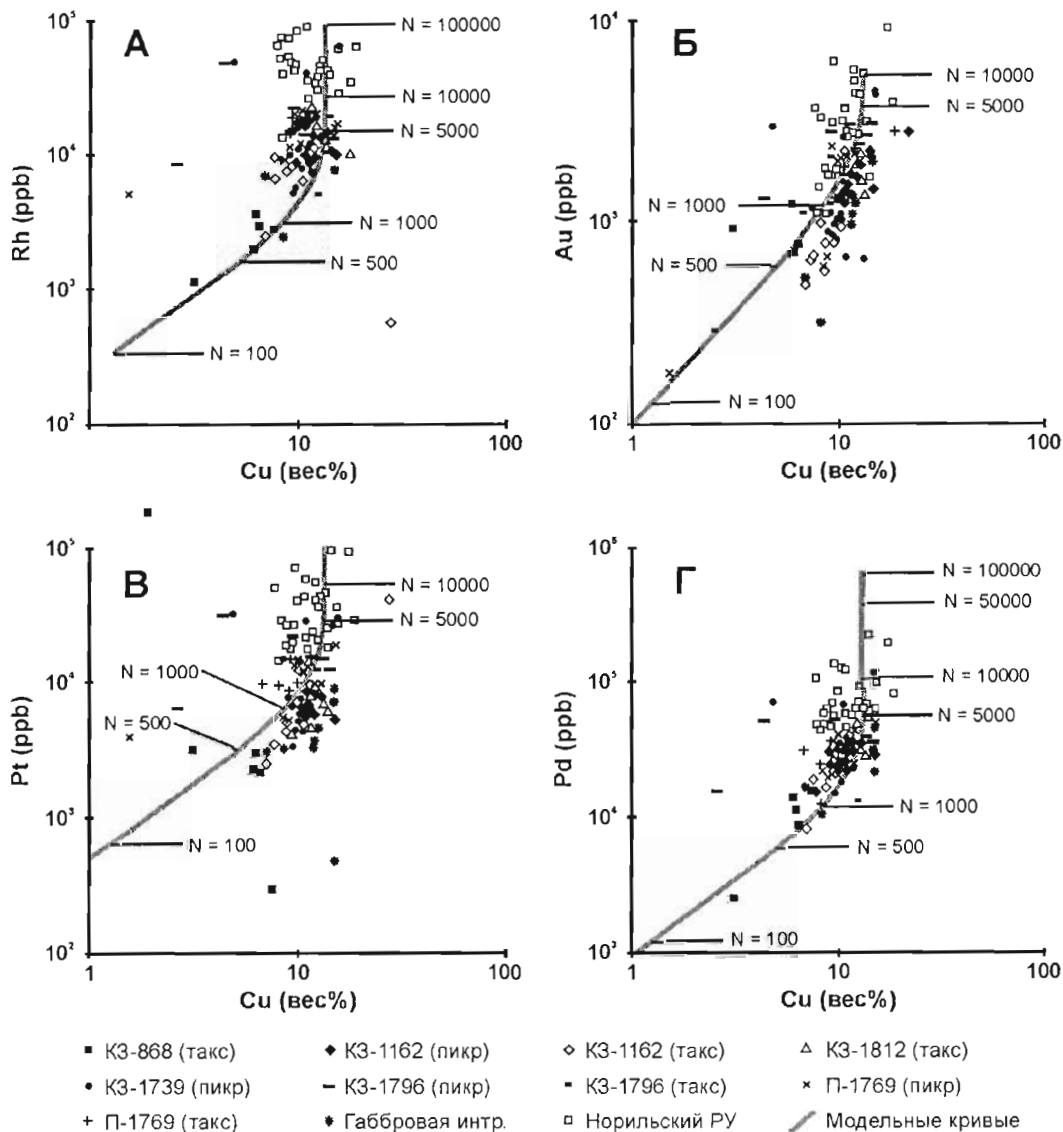


Рис. 4.42.

Вариации содержаний Rh (А), Au (Б), Pt (В) и Pd (Г) относительно Cu в сульфидах вкрапленных руд Норильского района (в пересчете на 100-процентный сульфид) и кривые "N-моделирования". Здесь представлены составы сульфидов: из пикритовых (пикр) и такситовых (такс) габбродолеритов западной части Харелахской интрузии (скв. КЗ-868), центральной и восточной частей Харелахской интрузии (скв. КЗ-1162 и КЗ-1812) и Талнахской интрузии (скв. КЗ-1739, КЗ-1796 и П-1769); из такситовидных оливиновых габбродолеритов Габбровой интрузии; из пикритовых габбродолеритов Норильского рудного узла (РУ). Образцы руд, которые были подвергнуты вторичному обогащению, на диаграммах не представлены. Заметим, что сульфиды, находившиеся в равновесии с очень большим количеством магмы, имеют состав, близко соответствующий N = 100 000

В поисках объяснения этим трендам вернемся к изложенной выше модели, предполагающей, что минерализованные интрузии Норильского района представляют собой питающие проводники перекрывающих вулканических пород. Некоторые из лав потеряли более 90% содержащихся в них ЭПГ, до 75% Ni и Cu. Резкое падение концентраций халькофильных элементов наблюдается в основании нижненадеждинской подсвиты (рис. 4.6 и 4.9). Выше по разрезу сначала происходит последовательное снижение концентраций халькофильных металлов, а затем их прогрессивное увеличение со стабилизацией в верхнеморонговских - мокулаевских лавах. Последние, как обосновывалось выше, были комагматичны магме, протекавшей через рудоносные интрузии на заключительном этапе их формирования. Предполагается, что ранненадеждинская магма представляла собой магму туклонского типа, которая задерживалась в промежуточной магматической камере в средней части разреза коры и развивалась там (рис. 4.25). В промежуточной камере магма фракционировала, ассимилировала вмещающие породы и в результате фельдификации достигла насыщения сульфидом (подобно тому, как это произошло в Садбери, см. Li and Naldrett, 1993). На данной стадии развития магмы выделилось некоторое количество сульфидов, что привело к обеднению силикатного расплава халькофильными элементами; это обеднение зафиксировано в разрезе вулканической толщи на границе туклонских и нижненадеждинских лав. При дальнейшем подъеме через платформенный чехол ранненадеждинская магма поглощала девонские эвапориты и угли тунгусской серии, что вызвало дальнейшее выделение сульфидов и новое обеднение магмы халькофильными элементами. Naldrett et al. (1995) предположили, что через магматические проводники ранненадеждинских базальтов проходили затем и последующие лавы – вплоть до позднеморонговских - мокулаевских. При их продвижении происходило перемешивание сульфидов, захваченных в наиболее мощных частях системы проводников (отвечающих камерам рудоносных интрузий), и сульфиды обогащались халькофильными металлами. Степень обогащенности сульфидов все более увеличивалась со временем, а более поздние порции магмы теряли все меньше металлов по мере того, как сульфиды становились богаче. Naldrett et al. (1995) предположили, что этот процесс объясняет прогрессивное возрастание концентраций халькофильных элементов в надеждинских - мокулаевских базальтах.

Как было показано в главе 2, изменение состава сульфидов, обогащаемых подобным образом, может быть моделировано с использованием уравнения зонного рафинирования:

$$Y_i = X_i * \{D - [(D-1) * e^{-(1/D)*N}]\}, \quad (1)$$

где  $Y_i$  - концентрация металла в сульфиде,

$X_i$  - начальная концентрация металла в силикатной магме,

$D$  - коэффициент разделения металла между сульфидной жидкостью и силикатным расплавом,

$N$  - отношение количества магмы, прошедшей через систему и отреагировавшей с сульфидом, к количеству сульфида в системе.

В статье Brugmann et al. (1993), обсуждавшейся выше, уравнение (1) использовалось, чтобы моделировать изменение состава сульфидов, оседающих через слой магмы в камере, реагирующих с магмой и собирающих халькофильные металлы из магмы по мере их оседания. Состав сульфидов является функцией начального состава магмы, коэффициента разделения сульфид/силикат для каждого рассматриваемого металла и величины "N". Naldrett et al. (1995) заключили, что подобная ситуация возникнет и в том случае, когда все новые и новые порции магмы продвигаются через магматический проводник, в котором захвачены сульфиды; эти сульфиды перемешиваются при каждом пульсе прохождения магмы и реагируют с магмой. Мы применили эту концепцию, чтобы объяснить вариации состава руд Норильского района.

Возникает вопрос, почему здесь используется параметр "N", а не давно обоснованный (Campbell and Naldrett, 1979) параметр "R". Дело в том, что "R" относится к разовому уравниванию (batch equilibration) состава силикатной магмы с сульфидной жидкостью, когда вся магма уравнивается с конечным составом сульфида (см. главу 10). Это не та обстановка, которая, как предполагается, существовала в магматических проводниках Норильского района. Прогрессивное увеличение концентрации халькофильных элементов в лавах от надеждинской до мокулаевской свиты показывает, что магма, выходящая из проводников, становилась все менее и менее обедненной. Сульфиды, захваченные в проводящей системе, последовательно контактировали со свежей необедненной магмой и реагировали с ней, экстрагируя халькофильные металлы. Поскольку сами сульфиды становились богаче халькофильными металлами, они с течением времени экстрагировали все меньше металлов из магмы, проходящей через систему, и таким образом на выходе из сульфидсодержащих проводников магма становилась прогрессивно менее обедненной халькофильными металлами.

## Моделирование состава сульфидов

Использование уравнения (1) требует знания начального содержания халькофильных металлов в магме, равновесной с сульфидом, и коэффициентов разделения металлов между сульфидной жидкостью и силикатной магмой. Naldrett et al. (1995), полагая, что последней магмой, протекавшей через рудоносные интрузии, была позднеморонговская - мокулаевская магма, при проведении моделирования в большинстве случаев использовали средние концентрации халькофильных элементов в мокулаевских лавах (табл. 4.2). С одной стороны, это не вполне корректно, поскольку сульфиды, по-видимому, сначала выделялись из ранненадеединской магмы. Только после этого в проводящую систему вошла магма позднеморонговско-мокулаевского типа, смешалась с надеждинской магмой, остававшейся там, и выдавила некоторую ее часть наружу. Но, с другой стороны, предполагается, что, реагируя с сульфидными и обогащая их, позднеморонговско-мокулаевская магма затушевала в них черты, оставшиеся от надеждинской стадии.

Современные экспериментальные данные по разделению ЭПГ между сульфидом и силикатными расплавами обсуждались в главе 2. Результаты некоторых экспериментов различаются на величину в несколько порядков. В данной работе используется значение  $D_{Rh} = 3 \times 10^4$ , согласующееся с результатами Bezmen et al. (1994). Принятый  $D_{Pd} = 5.5 \times 10^4$  также отвечает результатам Bezmen et al. (1994) и близко согласуется с данными Peach et al. (1994). Для Au принят коэффициент разделения  $4 \times 10^3$ , что близко результатам большинства экспериментальных работ. Принятая величина  $D_{Pt} = 3 \times 10^4$  является средней по нескольким экспериментальным работам, хотя в некоторых экспериментах получены значительно более низкие значения. Экспериментальные данные для Ig различаются очень сильно, и моделирование этого элемента не производилось. Для Cu принят коэффициент разделения 1000, который считался предпочтительным в работе Peach et al. (1994) и принимался Brugmann et al. (1993).

Результаты моделирования состава сульфидов отображены в виде кривых на диаграммах Rh, Au, Pt и Pd относительно Cu (рис. 4.42); на этих диаграммах отображены также составы изученных нами образцов. На модельных кривых показана позиция различных значений N. Чтобы привести модельные кривые в соответствие природным данным, оказалось необходимым использовать для начальной магмы концентрации Pd = 12 ppb и Au = 1.3 ppb, вместо средних значений для мокулаевских лав Pd = 6.2 ppb и Au = 1.75 ppb (это данные Brugmann et al. (1993) для 9 образцов; заметим, что Wooden et al. (1993), изучившие 13 образцов мокулаевских лав, получили среднее содержание Pd = 11.0 ppb; золото ими не определялось)<sup>25</sup>.

Проведенное моделирование (рис. 4.42) объясняет тренды состава сульфидов в рудах Норильского района и дает одну и ту же последовательность изменения N для каждой пары элементов. На рис. 4.43 вынесен диапазон значений N для большинства образцов каждого типа руд в каждом пункте опробования (на основе данных рис. 4.42); здесь опущены только единичные образцы, явно не согласующиеся с трендом. Как видно из рис. 4.42 и 4.43, Rh и Pd, рассмотренные относительно Cu, дают существенно более высокие значения N, чем Pt и Au. Это может быть связано как с несовершенством моделирования, так и с неточным знанием D и концентраций элементов в силикатной магме. Другая возможная причина расхождений – равновесие между сульфидной жидкостью и силикатной магмой не всегда достигалось. Тем не менее, несмотря на возможные неточности, вполне отчетливо проявляются следующие закономерности.

- 1) Значения N для сульфидов из такситовых габбродолеритов западной части Хараелахской интрузии (500–1000) много ниже, чем для такситовых габбродолеритов из центральной-восточной части этой интрузии (500–8000). Это согласуется со сравнительными данными по содержанию благородных металлов в сульфидах такситовых габбродолеритов, представленными на рис. 4.38Б.
- 2) Значения N для сульфидов из пикритовых габбродолеритов Талнахской интрузии снижаются с юга на север (от рудника Маяк до скв. КЗ-1739, см. рис. 4.43). Это может быть объяснено двумя причинами: либо снижением с юга на север величины N, либо тем, что реагирующая с сульфидными магма, протекая через выводящий канал, прогрессивно обеднялась ЭПГ+Au. Последнее предположение согласуется с мнением Naldrett et al. (1995) о том, что магма двигалась именно в этом направлении (с юга на север).
- 3) Сульфиды в такситовидных оливиновых габбродолеритах Габбровой интрузии (это периферический силл, расположенный в 4 км к северу от скв. КЗ-1739, у северного окончания Талнахской интрузии – см. рис. 4.27) имеют значения N, которые подобны, но слегка ниже, чем наблюдаемые в пикритовых габбродолеритах скважины КЗ-1739. Эти сульфиды могли быть вынесены в периферический силл потоком магмы, протекавшим через главное тело Талнахской интрузии. Впоследствии, взаимодействуя с меньшим объемом магмы, чем сульфиды, остававшиеся в главном теле, они оказались менее обогащенными.

<sup>25</sup> Может возникнуть вопрос, почему мы не искали другие коэффициенты разделения вместо использования концентраций Pd и Au, отличающихся от концентраций в мокулаевской магме. Ответ заключается в том, что при низких значениях N (где начинается расхождение природных и модельных данных) коэффициенты разделения сравнительно мало влияют на позицию кривой. Единственная переменная, оказывающая значительный эффект, – это начальный состав магмы.



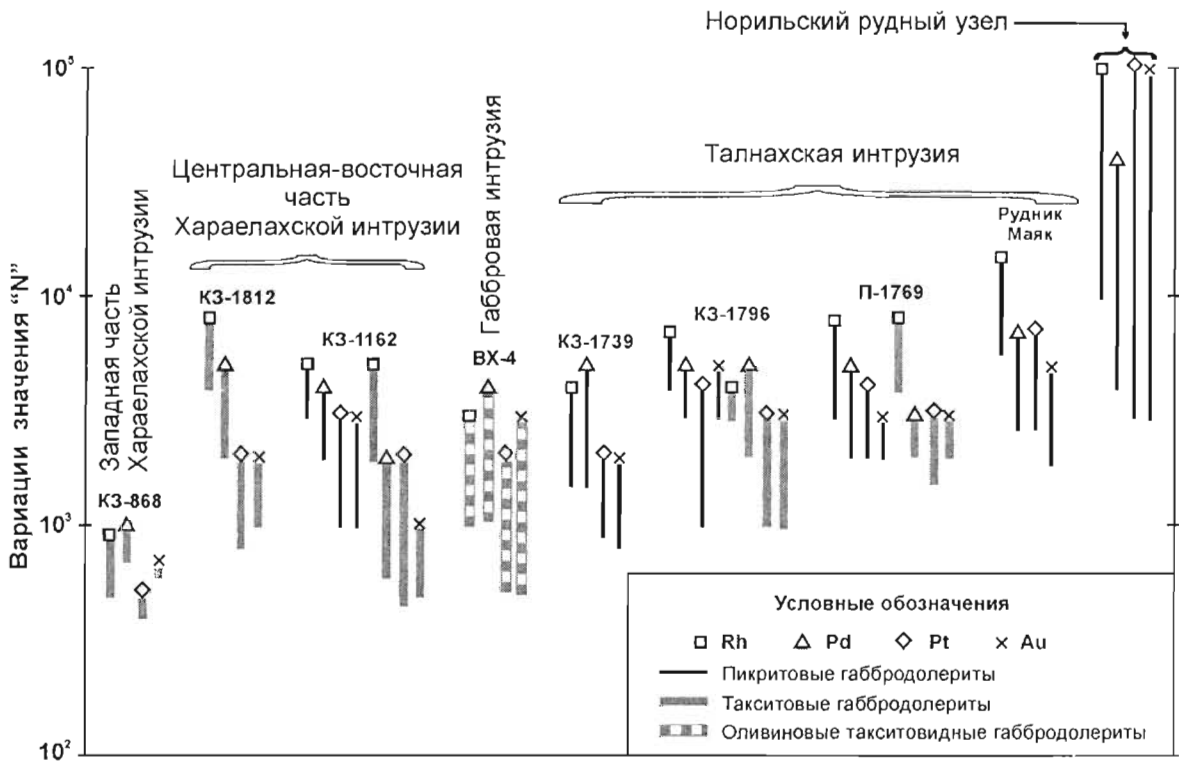


Рис. 4.43.

Сравнение диапазона значений N, полученных по Rh, Pd, Pt и Au для руд, вкрапленных в пикритовых, такситовых и оливиновых такситовидных габбродолеритах различных рудоносных интрузий Норильского района. Составы руд пересчитаны на 100-процентный сульфид

- 4) Значения N для сульфидов из пикритовых габбродолеритов по скв. КЗ-1162 в центральной части Хараелахской интрузии подобны значениям по скв. КЗ-1739 Талнахской интрузии, что, опять-таки, подтверждается сравнительными данными по содержанию благородных металлов, представленными на рис. 4.38.
- 5) В тех скважинах, где имеются данные и по пикритовым, и по такситовым габбродолеритам, N в сульфиде такситовых габбродолеритов в общем ниже, чем в сульфиде пикритовых. Представляется, что сульфиды оседали в такситовые габбродолериты из пикритового горизонта и изолировались от главного потока магмы раньше, чем сульфиды, оставшиеся в перекрывающих пикритовых габбродолеритах. Это предположение объясняет также снижение концентрации металлов, обычно наблюдаемое сверху вниз по разрезу такситовых габбродолеритов.
- 6) Пикритовые габбродолериты интрузий Норильского рудного узла содержат сульфиды, отвечающие значительно более высоким значениям N (10 000–100 000), чем сульфиды Талнахских интрузий. Это указывает, что отношение массы магмы к массе сульфида в динамической системе Норильского рудного узла было в несколько раз выше, чем в районе Талнаха.
- 7) Возможно, не является простым совпадением, что часть рудно-магматической системы Норильского района, имеющая наиболее высокую пропорцию сульфидного вещества (западная часть Хараелахской интрузии), имеет наиболее низкие значения N, а ее часть с наименьшей пропорцией сульфидов (Норильский рудный узел) имеет наиболее высокие значения N.

#### 4.1.4.7. Выводы, касающиеся оруденения

- 1) Массивные руды Хараелахского рудного тела обнаруживают отчетливое фракционирование в латеральном направлении на протяжении более 2 км, показывая прогрессивное увеличение концентраций Cu, Pt, Pd и Au с востока на запад, по направлению к зонам богатых Cu руд, развитых в районе шахты № 1 рудника Октябрьский.
- 2) По мере кристаллизации массивных руд из них уходила фракционированная сульфидная жидкость, богатая Cu, Pt, Pd и Au, мигрировавшая вверх по разрезу. Она обогащала вкрапленные сульфиды в интрузивных и вмещающих породах, залегающих по соседству с массивными рудами, вызывая там снижение отношения Rh/Au. Этот процесс привел к появлению высокого отношения Rh/Au в массивных рудах.

- 3) Если исключить вторичное обогащение, вкрапленные руды из западной части Хараелахской интрузии оказываются гораздо беднее халькофильными элементами, по сравнению с вкрапленными рудами центральной и восточной части той же интрузии и Талнахской интрузии.
- 4) Тренды Rh, Pt, Pd и Au относительно Cu могут быть моделированы с высокой степенью приближения, исходя из концепции N-фактора, с использованием коэффициентов разделения сульфид/силикат, известных в литературе, и концентраций халькофильных металлов, близких концентрациям в базальтовой магме мокулаевской свиты. "N" является отношением массы магмы, обменивавшейся халькофильными металлами с сульфидом, к массе сульфида. Этот параметр рассчитывается на основе уравнения "зонного рафинирования", которое моделирует взаимоотношение между силикатной магмой и сульфидной жидкостью, когда силикатная магма, прореагировавшая с сульфидом, постоянно сменяется свежей магмой.
- 5) Исходя из концепции N-фактора, различия в составах сульфидов вкрапленных руд Норильского рудного узла, Талнахской интрузии, восточной и западной частей Хараелахской интрузии объясняются тем, что сульфиды реагировали в этих телах с последовательно меньшей пропорцией магмы, протекавшей через тела (т.е. имело место последовательное снижение величины N).
- 6) Сульфиды в такситовых габбродолеритах обычно имеют более низкие концентрации металлов, чем в пикритовых габбродолеритах. Это позволяет предполагать, что они взаимодействовали с меньшей пропорцией магмы – возможно потому, что, залегая ниже, они были в какой-то мере изолированы от главного потока магмы, проходившего через интрузивные тела.
- 7) Заметное снижение концентраций металлов с юга на север вдоль Талнахской интрузии трудно для объяснения, если предположить, что магма протекала с юга на север. Этот факт объясним, если магма текла с юга на север и либо частично уходила через латеральные силлы по мере движения (что вело к снижению величины N к северу), либо магма последовательно обеднялась халькофильными элементами при движении на север в результате взаимодействия с сульфидным веществом (автор предпочитает последнее объяснение). Этот тренд снижения концентраций металлов находит продолжение в Габбровой интрузии (периферический силл, продолжающий Талнахскую интрузию на север), подтверждая, что данный силл являлся частью выводящей магматической системы.

#### 4.1.5. Основные положения предлагаемой модели Норильского рудного района

Завершая описание Норильского района, будет полезно напомнить ключевые положения предлагаемой модели формирования Норильских руд.

1. В разрезе осадочных пород района представлена мощная толща ангидритов ( $\text{CaSO}_4$ ), перекрытых угольными пластами (см. рис. 4.4), т.е. здесь имеется источник серы (окисленной) и восстановитель. Эвапориты сами по себе, вероятно, не являются подходящим источником серы, поскольку мафитовые магмы имеют весьма ограниченную способность поглощать значительное количество кислорода. Так, при посещении рудника Таймырский автор наблюдал включения ангидритов в габбродолеритах рудоносной интрузии без каких-либо признаков ассимиляции ангидрита и без развития сульфидов в породах интрузии вблизи включений.
2. Вулканическая толща района преимущественно образована лавами относительно примитивного состава ( $\text{MgNo}$  обычно имеет значения 0.55–0.6; некоторые потоки имеют пикритовый состав). Это означает, что большой объем магмы был достаточно горячим, способным эродировать и ассимилировать вмещающие породы. Термоэрозия может объяснить "вставленный характер" рудоносных интрузий.
3. Состав такситовых габбродолеритов (этот тип пород развит только в рудоносных интрузиях) представляет свидетельства частичной ассимиляции вмещающих пород интрузирующей магмой.
4. Представляется, что большой объем магмы от нижненадеждинской до верхнеморонговской подсвиты протекал через каналы, отвечающие главным телам рудоносных интрузий. Главные тела напоминают "артерии" – основные проводники магматического материала среди гораздо более широко распространенных периферических силлов. Они развивались в случаях, когда поток магмы, питающей силлы, концентрировался вдоль определенных узких зон, и эти сконцентрированные потоки вызвали термальную эрозию, расширяющую каналы путем врезания во вмещающие породы.
5. Очень вероятно, что поток магмы ранненадеждинских - позднеморонговских лав был в значительной степени ограничен узкими основными каналами, отвечающими главным телам рудоносных интрузий. Образовавшиеся в магме сульфиды, проходя через каналы, захватывались в гидродинамических ловушках внутри них.
6. Мощная толща лав от нижненадеждинской до нижнеморонговской подсвиты (около 500 м) испытала обеднение халькофильными элементами. Ni, Cu и ЭПГ удалялись из лав, имевших объем, по крайней мере,  $200 \times 100 \times 0.5$  км. Масса удаленных металлов более чем в 200 раз превосходила массу металлов, представленных в рудах Норильского и Талнахского рудных узлов.

7. Сульфидная минерализация развита в Норильском районе на большой площади от широты озера Хантайское (на юге) до границы Енисей-Хатангского прогиба (на севере), распространяясь на восток вплоть до Имангдинского рудного узла и Арылахского куста рудопроявлений. Однако, наиболее обильное оруденение сконцентрировано по периферии Кайеркано-Пясинской антиклинали, в интрузиях, которые первоначально залегали вблизи основания наиболее погруженной части вулканического бассейна. Если бы не поднятие, которое вывело "киль" бассейна к поверхности, оруденение было бы по-прежнему погребено под толщей базальтов мощностью 3.5 км. Представляется, что интрузии, расположенные под центрами вулканических бассейнов, более перспективны, чем те, которые находятся по краям бассейнов, возможно, потому, что через них протекало больше магмы.
8. Рудоносные интрузии имеют аномально мощные ореолы метаморфических пород. Вероятно, это является дополнительным свидетельством того, что через интрузии протекали большие массы магмы.

Норильск представляет модель для объяснения ряда других рудных районов, но здесь, что обычно для большинства гигантских месторождений, размер месторождений определяется особенно благоприятной комбинацией факторов. Один или два из перечисленных выше факторов, проявленные в других районах, не могут гарантировать наличие подобного оруденения. Необходима именно комбинация многих факторов.

## 4.2. Оруденение, связанное с магматизмом Кивинован в районе озера Верхнее (Северная Америка)

### 4.2.1. Геология района

Магматические образования Кивинован развиты в центральной части Северо-Американской платформы. Предполагается, что наиболее интенсивный магматизм проявился в области тройного сочленения рифтовых структур, там где гравитационный максимум Мидконтинент изменяет свое простирание с северо-восточного на юго-западное<sup>26</sup>. Простирание структуры маркируется серией аэромагнитных аномалий, которые, предположительно, связаны с мафитовыми изверженными породами, выполняющими значительную часть рифтовой системы. Интерпретация геофизических данных подтверждается буровыми скважинами (рис. 4.44): палеозойский осадочный чехол подстилается на этой площади красноцветными песчаниками и мафитовыми вулканическими и интрузивными породами, имеющими возраст Кивинован (около 1.1 млрд лет).

Геология района озера Верхнее, где происходит изменение простирания структуры Мидконтинент, показана на рис. 4.45 и 4.46. Породы фундамента Северо-Американской платформы представлены здесь архейскими гнейсами, зеленокаменными породами и гранитами, которые перекрыты раннепротерозойскими образованиями супергруппы Анимике, имеющей возраст около 1900 млн лет. Супергруппа Анимике начинается с железистых кварцитов; они выделяются как формация Ганфлинт в Канадской провинции Онтарио и как формация Байвабик в Соединенных Штатах. Выше залегают сульфидсодержащие углистые пелиты (формация Роув в Канаде, формация Виржиния в Миннесоте, США и формация Мичигэмми на севере штата Мичиган, США). К северу от озера Верхнее, архейские и раннепротерозойские породы перекрыты позднепротерозойскими (~1300 млн лет) осадочными образованиями формации Сибли. Они представлены коричневыми и красноцветными доломикритами (тонкозернистыми доломитам), кремнисто-карбонатными породами (местами со строматолитовой текстурой) и включают один мало мощный горизонт гилса. Предполагается, что эти отложения были образованы в бассейне типа "плайя" (впадина, заполняемая водой после дождей), вытянутом с юга на север.

Выше залегают вулканические и осадочные образования супергруппы Кивинован (возраст ~1100 млн лет), выполняющие рифтовую систему Мидконтинент. В районе озера Нипигон формация Сибли перекрывается вулканической группой Ослер, которая полого погружается на юг в сторону озера Верхнее: по направлению к югу здесь появляются все более и более молодые породы. Южнее границы между Онтарио и Миннесотой представлены вулканические образования Северного Берега, которые погружаются на юго-восток, тоже по направлению к озеру Верхнее. К югу от озера развиты вулканы Портэджд Лэйк, которые частично одновозрастны и частично моложе группы Ослер. Они погружаются на север и перекрываются красноцветными песчаниками групп Бэйфилд и Оронто, которые, в свою очередь, перекрываются песчаниками Джэкобсвилл (рис. 4.45 и 4.46).

<sup>26</sup> Мидконтинент - это собственное имя позднепротерозойской рифтовой системы, расположенной в центре Северо-Американской древней платформы, и гравитационного максимума, связанного с рифтовой системой.

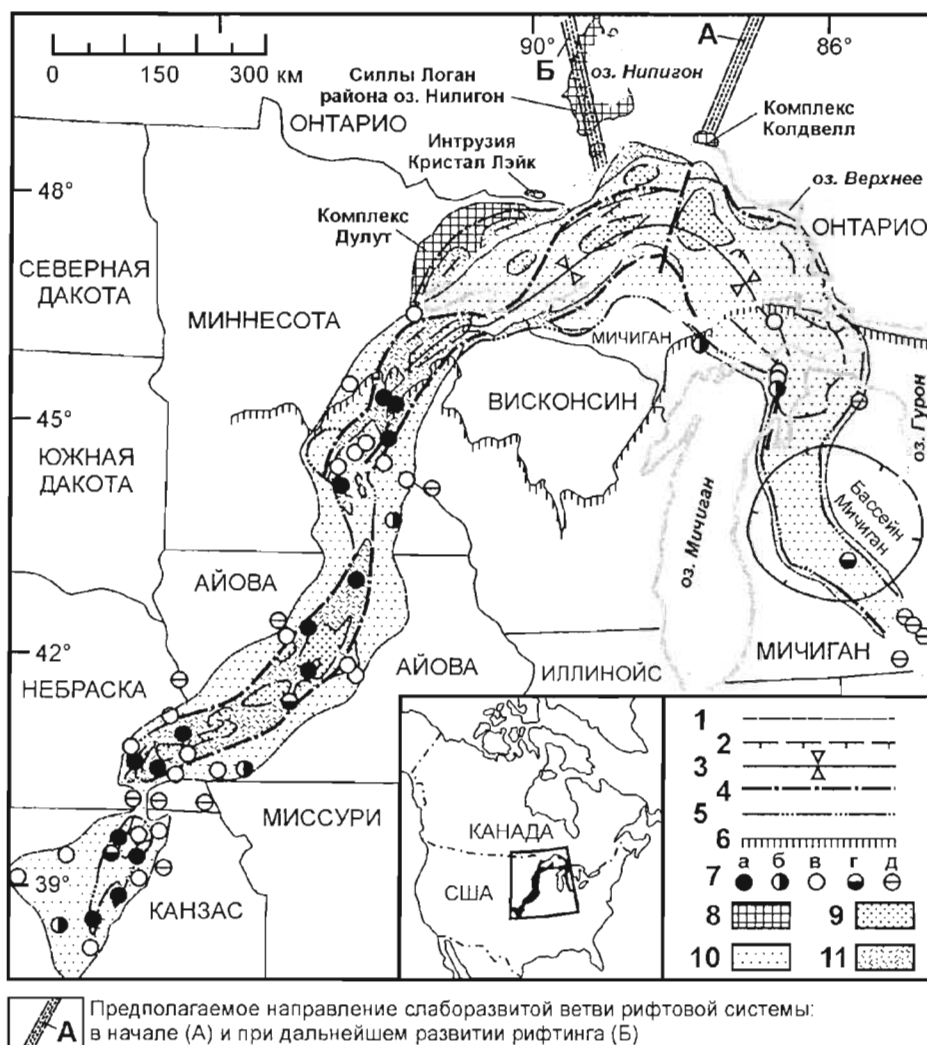


Рис. 4.44.

Карта распространения пород, образующих рифтовую систему Мидконтинент. По Halls (1978), с изменениями.

- 1 – геологические границы; 2 – простирание и направление падения пород в районе озера Верхнее;
- 3 – оси синклиналей; 4 – разломы; 5 – границы распространения вулканических пород Кивинован;
- 6 – северная граница палеозойского осадочного чехла; 7 – породы, вскрытые буровыми скважинами: а) – мафитовые изверженные породы Кивинован, б) – красноцветные обломочные породы Кивинован и подстилающие мафитовые вулканические породы, в) – красноцветные обломочные породы Кивинован, г) – красноцветные обломочные породы Кивинован, лежащие непосредственно на фундаменте, д) – вскрыт только фундамент супергруппы Кивинован; 8 – интрузивные образования Кивинован; 9 – главные зоны прогибания; 10 – зона распространения красноцветных обломочных пород Кивинован; 11 – зона распространения вулканических пород Кивинован

Судя по геофизическим данным, в пределах акватории озера Верхнее расположен центральный грабен рифтовой структуры, ограниченный крупными разломами. Архейская кора в этом грабене утоняется (по крайней мере, на 1/4 своей прежней мощности), выше залегает более 26 км вулканических и осадочных пород (рис. 4.46). Здесь, таким образом, находился центр вулканической активности Кивинован. Магматическая активность включала интенсивнейшие излияния лав и внедрение интрузий, сходных по составу с лавами. Магматизм, по-видимому, развивался в связи с мантийным плюмом и ассоциировал с "тройным сочленением", находившимся на месте современного озера Верхнее. После образования магматических пород внутри рифта накопились красноцветные осадочные породы групп Оронто, Бэйфилд и Джэкобсвилл. Во многих местах, особенно к югу от озера Верхнее, они залегают непосредственно на лавах Кивинован.



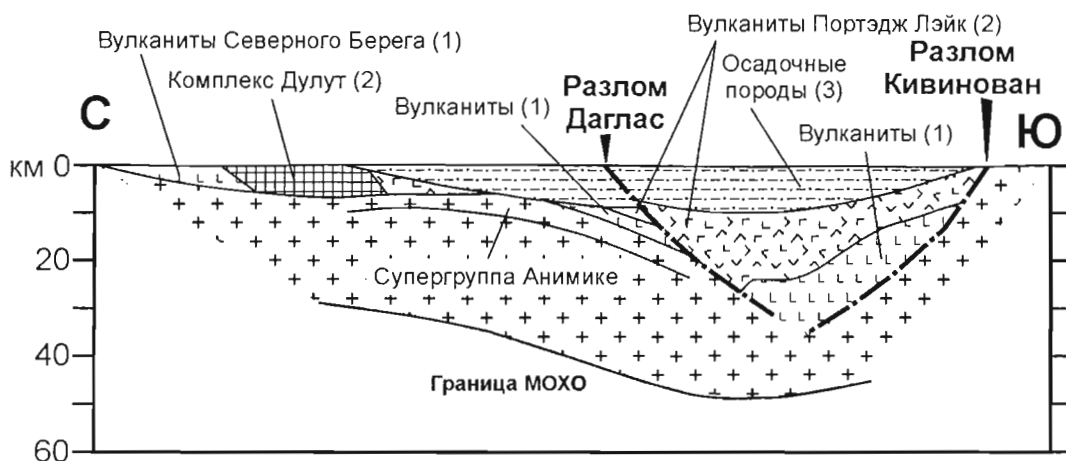
Рис. 4.45. Геологическая карта района озера Верхнее. По Naldrett (1992), с изменениями.

Гипабиссальные интрузии Кивинован здесь не отображены; они показаны на рис. 4.48.

Для представления о размере комплекса Дулут, в левой верхней части рисунка в том же масштабе показан размер рудоносных интрузий Талнахского рудного узла (Норильский район)

Двумя активными ветвями "тройного сочленения" были юго-западная и юго-восточная ветви структуры Мидконтинент. Местонахождение третьей малоактивной ("failed") ветви не вполне ясно. Обычно считается, что она протягивалась от города Нипигон у побережья озера Верхнее в сторону озера Нипигон. Однако, Mitchell and Platt (1994) предположили, что третья ветвь располагалась на северном продолжении разлома Тилл, где развиты магматические образования комплексов Колдвелл, Киллалла Лэйк и Прэри Лэйк. Они исходили из того, что комплекс Колдвелл, датированный 1108 млн лет, является одним из самых ранних образований магматизма Кивинован. Комплекс Колдвелл представлен толеитовыми и щелочными породами, комплексы Киллалла Лэйк и Прэри Лэйк являются щелочными. Таким образом, здесь представлена комбинация толеитового и щелочного магматизма, характерная для многих малоактивных ветвей рифтовых структур мира. Разлом Тилл играл важную роль в структуре рифта. Рифт Озера Верхнее развивался, видимо, как серия полуграбенов. В некоторых полуграбенах сбрасывание происходило в северном, в других – в южном направлении (рис. 4.45, 4.46). К западу от разлома Тилл находится полуграбен, сброшенный в южном направлении по разлому Ил Роэл. К востоку расположен полуграбен, сброшенный к северу по разлому Кивинован. Комплекс Колдвелл развит непосредственно на северном продолжении разлома Тилл. Sage (1991) соединил разлом Тилл с разломом Биг Бэй - Ашбетон Бэй и, таким образом, протрассировал его на 130 км к северу до комплекса Киллалла Лэйк и серии карбонатитовых даек и фснитов, известных как комплекс Читмэн. Отсюда можно заключить, что первоначальное положение места тройного сочленения отмечено расположением интрузивного комплекса Колдвелл. Область сочленения сместились к западу, к южной границе силлов Нипигон, вероятно, уже позднее (см. рис. 4.44).

### Западная часть озера Верхнее



### Центральная часть озера Верхнее

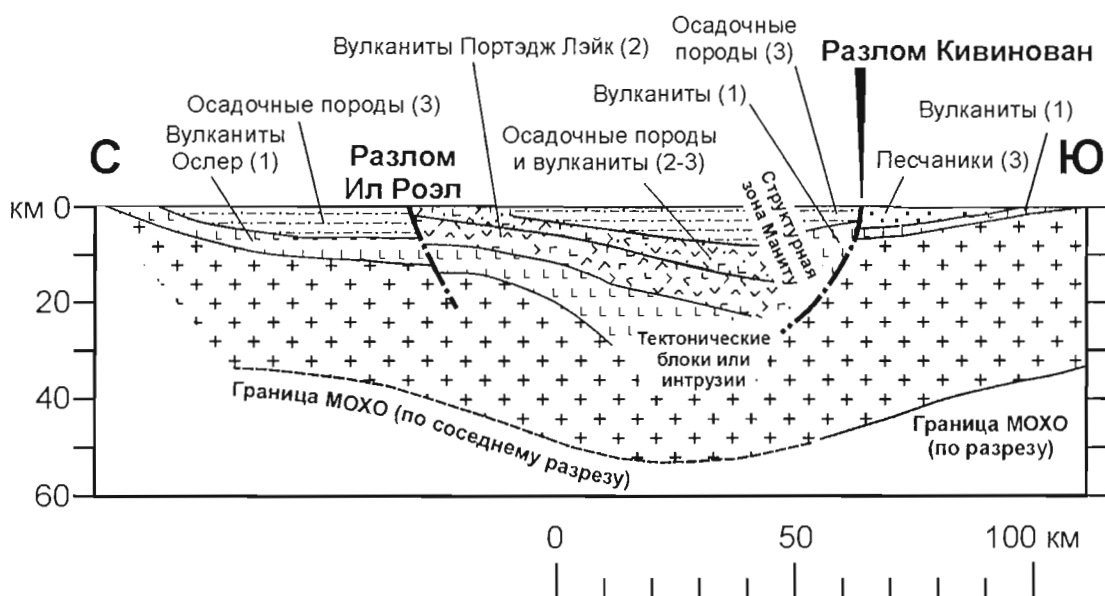
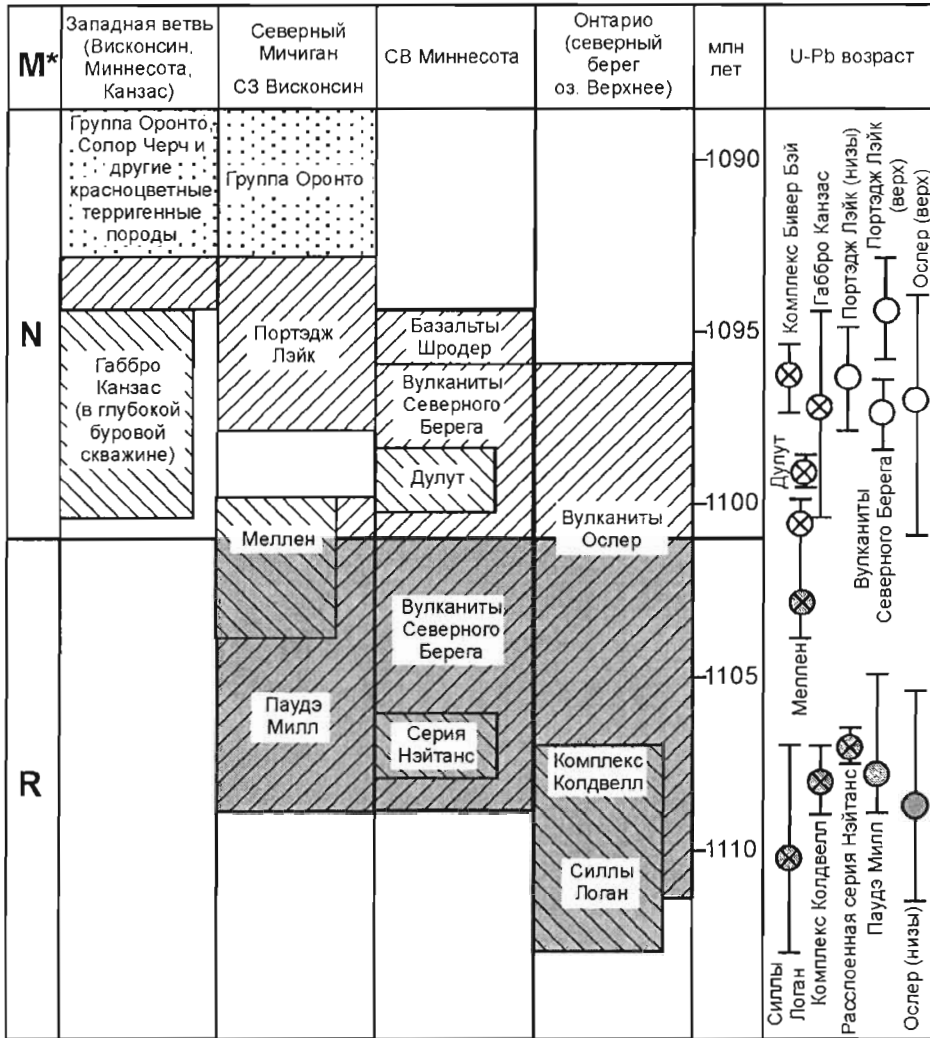


Рис. 4.46.

Глубинные геологические разрезы через рифтовую зону Озера Верхнее, составленные по геолого-геофизическим данным (по Naldrett, 1992).

Расположение разрезов и условные обозначения приведены на рис. 4.45. Дополнительные разъяснения приведены в надписях на рисунке. Цифрами в надписях обозначены: (1) – ранний Кивинован; (2) – средний Кивинован; (3) – поздний Кивинован

Древнейший магматизм Кивинован имеет абсолютную датировку 1108 млн лет (рис. 4.47). Это комплекс Колдвелл и серия силлов Логан, которые расположены к северу и северо-западу от оз. Верхнее (рис. 4.44, 4.48). Магнитная инверсия с изменением намагниченности от обратной к нормальной датирована 1102 млн лет. Вулканические образования Паудэ Милл в Северном Мичигане и Висконсине, небольшая часть вулканической группы Северного Берега в Миннесоте и нижняя часть вулканической группы Ослер в Онтарио показывают обратную намагниченность и соответствующий возраст. Вулканиды Портэдж Лэйк, основная часть вулканической группы Северного Берега и верхняя часть вулканической группы Ослер имеют нормальную полярность и возраст моложе 1102 млн лет. Серия интрузивных комплексов Дулут, Меллен (рис. 4.47), а также Эко Лэйк (залегающий ниже осадочной группы Бэйфилд в Северном Мичигане) и габбро Кристал Лэйк в Онтарио (рис. 4.48) имеют нормальную намагниченность и возраст моложе 1102 млн



M\* -- магнитная полярность: N -- нормальная; R -- обратная

Условные обозначения

- Осадочные породы
- Вулканические породы N-полярности
- Вулканические породы R-полярности
- Интрузивные породы N-полярности
- Интрузивные породы R-полярности

Рис. 4.47.

Корреляция магматических образований супергруппы Кивинован в районе озера Верхнее, с отображением намагниченности пород и их U-Pb возраста

лет. В западной части района озера Верхнее вулканизм на отдельных конкретных участках был непродолжительным и развивался только в то или иное определенное время. Представляется, что он контролировался структурами архейского фундамента. Генерализованная граница распространения поздних вулканических образований в рифте Озера Верхнее показана на рис. 4.48. Она контролируется разломами Ил Роэл и Кивинован, связанными с рифтингом, а также выступами фундамента Гранд Марейс и Уайтс, которые, как представляется, отвечают архейским гранитным батолитам.

С комплексом Дулут и интрузией габбро Кристал Лэйк (см. рис. 4.44 и 4.48) связана важная сульфидная минерализация, хотя она до настоящего времени не осваивается.

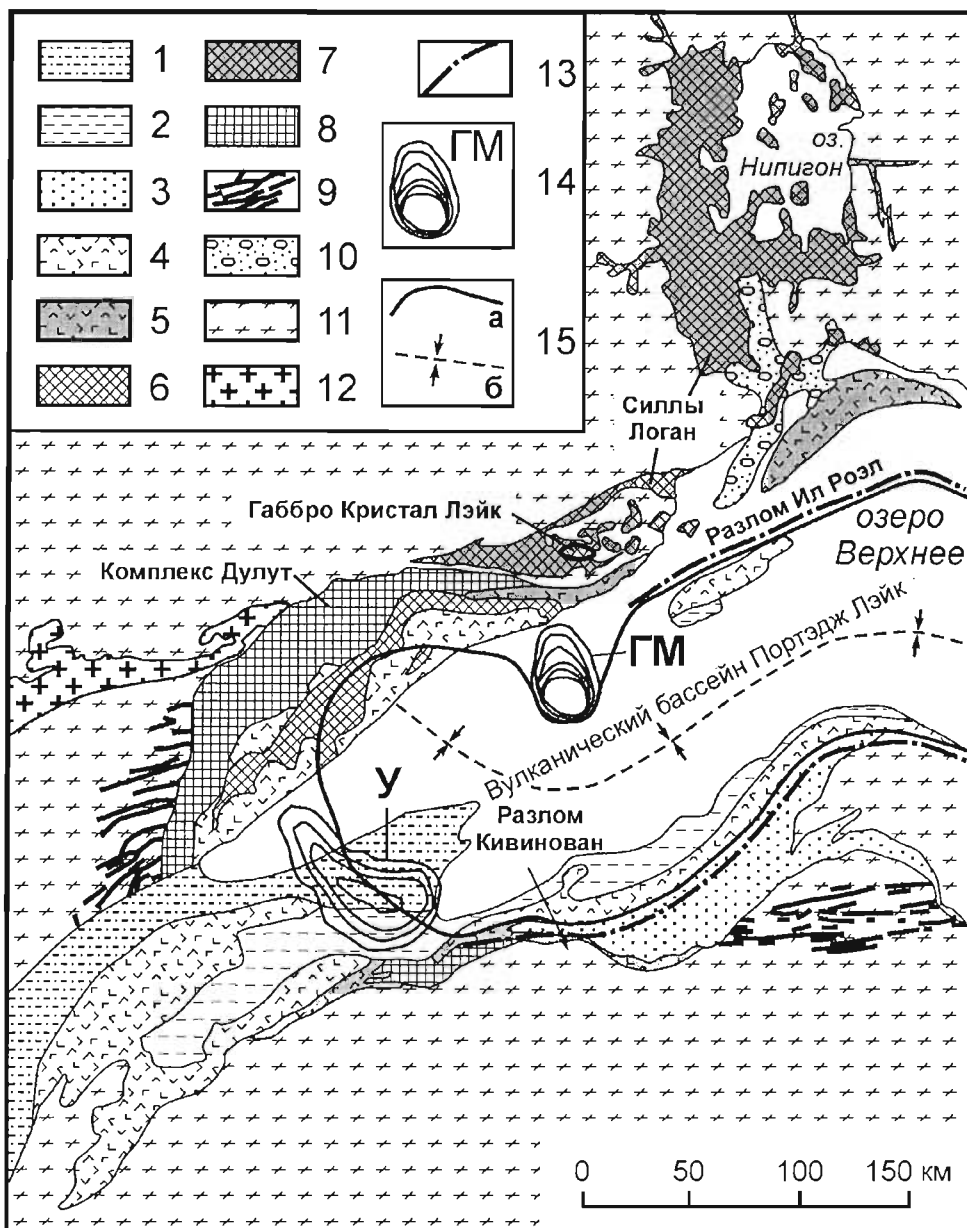


Рис. 4.48.

Карта западной половины рифта Озера Верхнее, показывающая распространение осадочных и вулканических образований, гипабиссальных и глубинных интрузивных пород по отношению к главным структурам рифта.

- 1-3 – осадочные образования (1 – группа Бэйфилд; 2 – группа Оронто; 3 – песчаники Джэкобсвилл);
- 4-5 – вулканические породы (4 – нормальной намагниченности, 5 – обратной намагниченности);
- 6-7 – гипабиссальные породы (6 – нормальной намагниченности, 7 – обратной намагниченности);
- 8 – глубинные интрузивные породы (все нормальной намагниченности); 9 – дайки диабазов;
- 10 – позднепротерозойские осадочные породы группы Сибли, подстилающие супергруппу Кивинован;
- 11 – архейские и раннепротерозойские кристаллические породы (исключая граниты Джайантс Рэндж);
- 12 – архейский гранитный батолит Джайантс Рэндж; 13 – разломы; 14 – выступы фундамента в рифте Озера Верхнее (ГМ – Гранд Марейс; У – Уайте);
- 15 – граница (а) и ось (б) вулканического бассейна Портэдж Лэйк



## 4.2.2. Комплекс Дулут

### 4.2.2.1. Геология

Комплекс Дулут – это крупное тело троктолит-габбровых анортозитов, которое обнажено в виде дуги протяженностью около 240 км, начинаясь у города Дулут в Миннесоте (США) и продолжаясь на север вплоть до Канадской границы. Подошва комплекса выходит на поверхность вдоль его западной – северо-западной границы. В южной половине тела она погружается на восток под углом 50°. Дулутский комплекс контактирует там с раннепротерозойскими породами супергруппы Анимике, прорезая все более ранние слои по направлению с юга на север (рис. 4.49). В северной части комплекса его подошва погружается на юго-восток под углом 20–30° и является относительно согласной с вмещающими породами. Здесь комплекс Дулут контактирует с наиболее низкими частями разреза Анимике и с подстилающими архейскими гранитами Джайантс Рэндж.

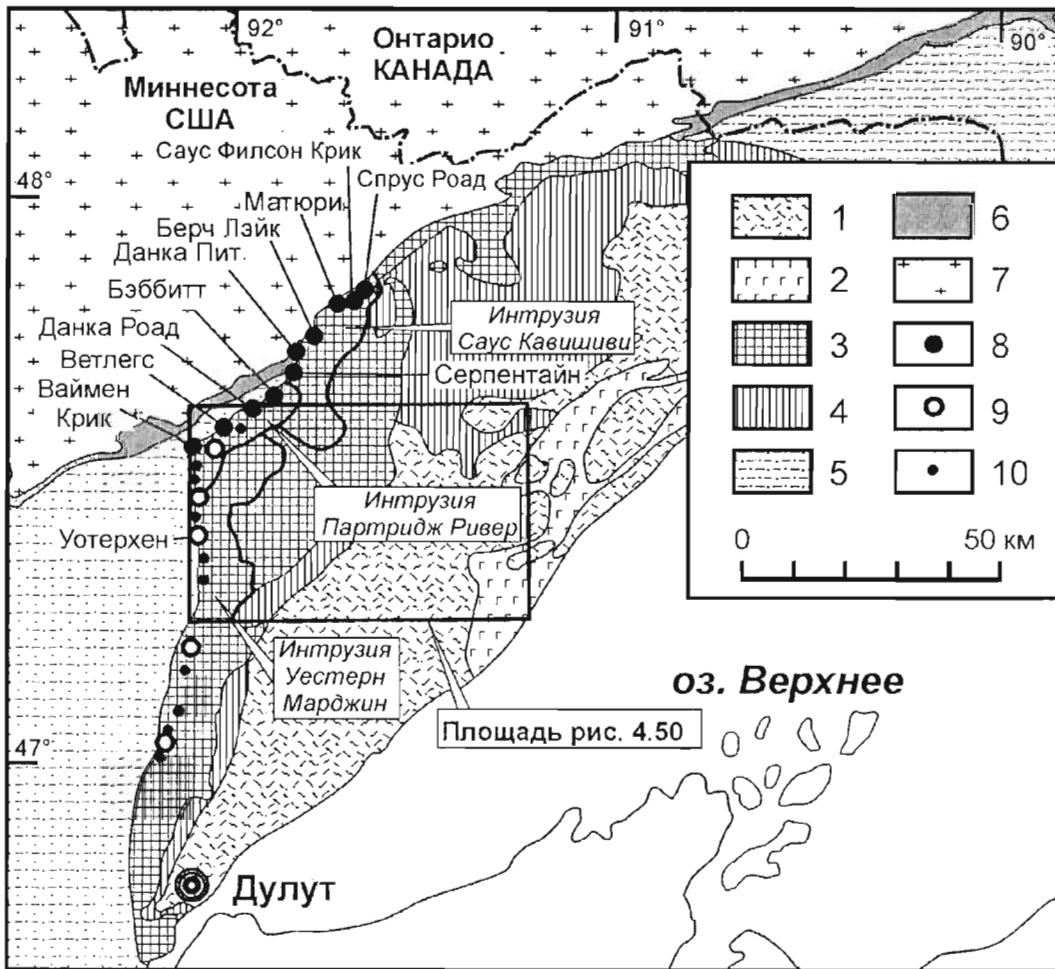
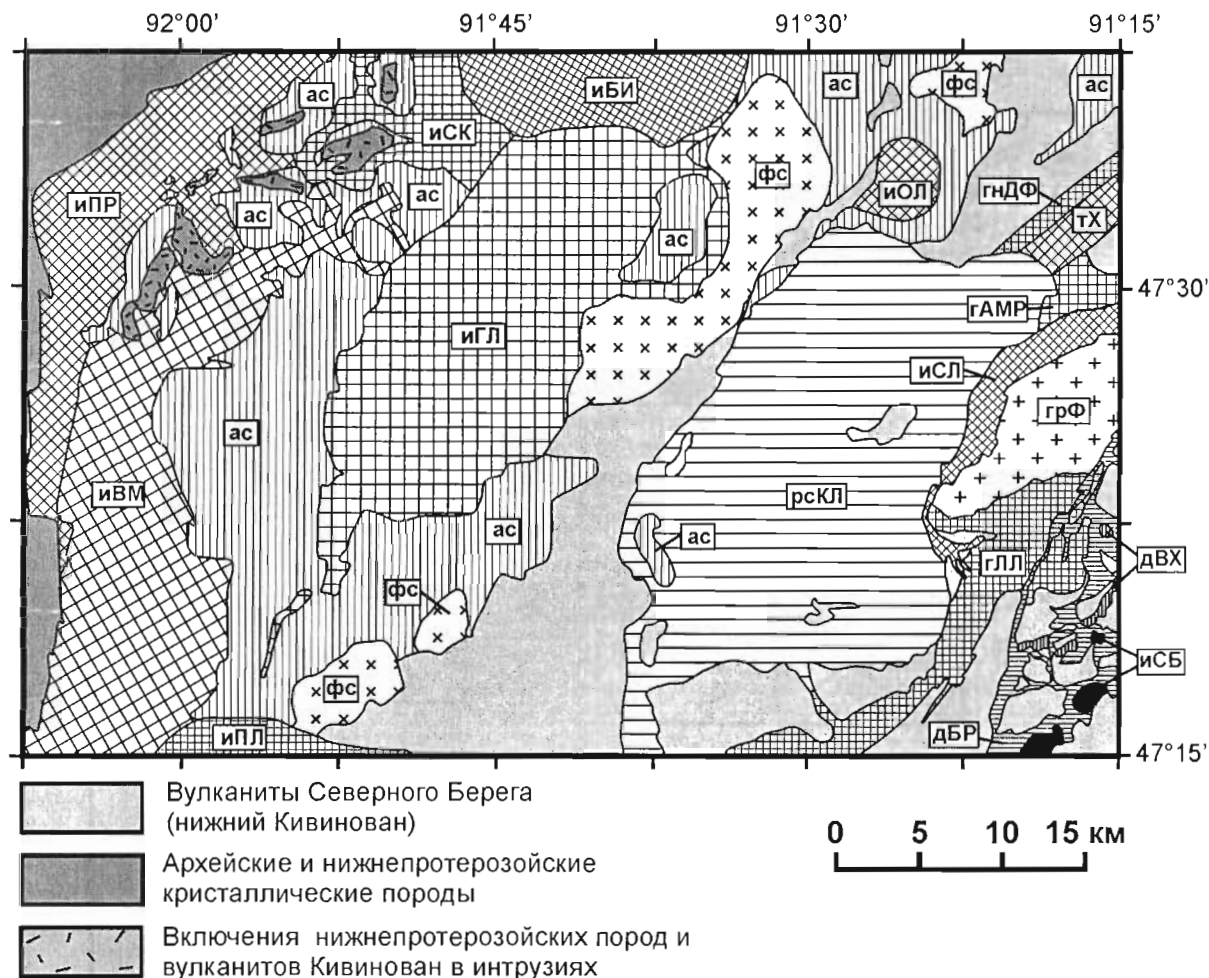


Рис. 4.49.

Карта распространения сульфидной Cu-Ni минерализации в комплексе Дулут.

- 1 – вулканы Северного Берега, субвулканические интрузии и фельзитические породы, развитые в кровле мафитовых интрузий; 2-4 – комплекс Дулут (2 – группа интрузий Бивер Бэй; 3 – троктолитовые и габбровые серии пород; 4 – более древние анортозитовые и габбровые серии пород);
- 5 – раннепротерозойские осадочные образования; 6 – раннепротерозойские железистые кварциты;
- 7 – архейские граниты и зеленосланцевые породы; 8 – сульфидные Cu-Ni месторождения;
- 9 – оксидно-ультрамафитовые интрузии с сульфидной минерализацией;
- 10 – участки поисково-разведочных работ (по состоянию на апрель 2000 г.)

Несмотря на слабую обнаженность, в составе Дулутского комплекса вдоль его западной и северо-западной границы выделено несколько интрузивных тел, крупнейшими из которых являются интрузии Уестерн Марджин, Партридж Ривер и Саус Кавишиви (Grout, 1918; Green et al., 1966; Bonnichsen, 1970, 1972; Phinney, 1970, 1972; Weiblen and Morey, 1975, 1980; Martineau, 1989; Severson, 1988, 1991; Severson and Hauck, 1990). В центральной части комплекса обнажения еще более редки, но Miller and Chandler (1999), сопоставив геологические и аэромагнитные данные, предположили, что здесь развита серия абиссальных троктолит-габбровых интрузий – интрузии Гринвуд Лэйк, Клокей Лэйк, Сонжу Лэйк и другие (рис. 4.50). К юго-востоку от этих тел располагается зона, где развиты вулканические образования Северного Берега. Последние пересекаются серией субвулканических интрузий, известных как комплекс Бивер Бэй (рис. 4.49).



Штриховкой и черной заливкой обозначены интрузивные тела

Рис. 4.50.

Интрузии, образующие центральную часть комплекса Дулут (карта, составленная по результатам интерпретации аэромагнитных данных с учетом обнажений и буровых скважин). По Miller and Chandler (1999).

Обозначения интрузий: ас – анортозитовая серия; гАМП – габбро Аппер Мэниту Ривер; гЛЛ – габбро Лакс Лэйк; гнДФ – габбро-норит Дам Файв; грФ – гранит Финлэнд; дБР – диабаз Бивер Ривер; дВХ – диабазы Виктор Хед; иБИ – интрузия Болд Игл; иВМ – интрузия Уестерн Марджин; иГЛ – интрузия Гринвуд Лэйк; иОЛ – интрузия Ослер Лэйк; иПЛ – интрузия Покуайн Лэйк; иПР – интрузия Партридж Ривер; иСБ – интрузии Силвер Бэй; иСК – интрузия Саус Кавишиви; иСЛ – интрузия Сонжу Лэйк; рсКЛ – расслоенная серия Клокей Лэйк; тХ – троктолит Хоутеллинг; фс – фельзитовая серия.

Примечание: граниты и породы фельзитовой серии представляют собой продукты плавления вмещающих пород в кровле мафитовых интрузий

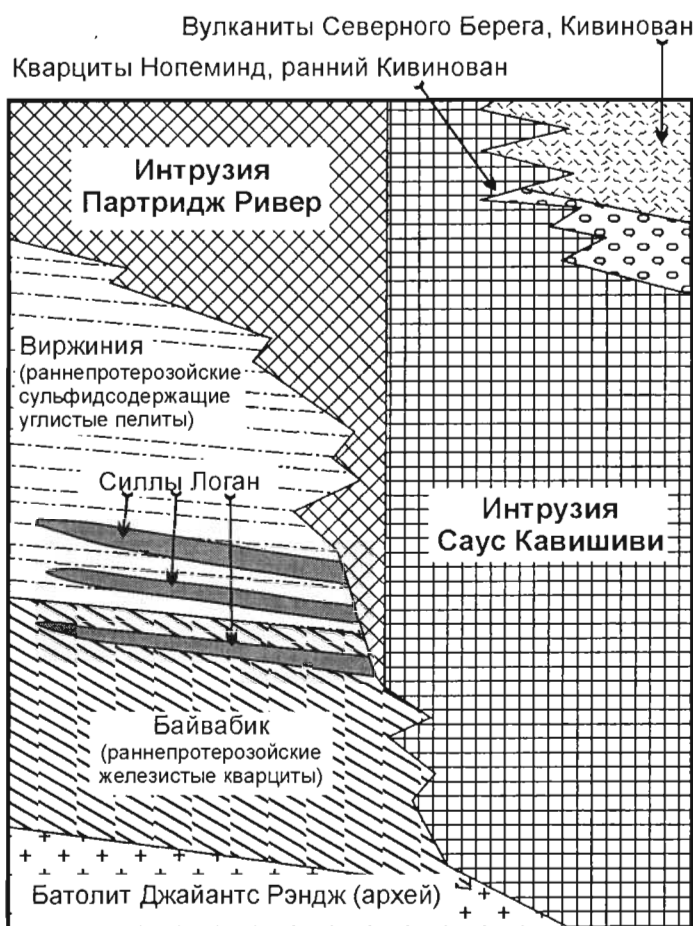


Рис. 4.51.

Положение интрузий Партридж Ривер и Саус Кавишиви в разрезе вмещающих пород.  
По Severson and Hauck (1990)

Важнейшими в отношении оруденения являются интрузии Партридж Ривер и Саус Кавишиви. Последняя, располагаясь к северо-востоку от интрузии Партридж Ривер (рис. 4.49), пересекает наиболее нижнюю часть разреза вмещающих пород (рис. 4.51). По данным Foose and Weiblen (1986), верхняя часть интрузии Саус Кавишиви (мощностью 1000–1200 м) образована переслаиванием троктолитов и подчиненных анортозитов. Нижняя часть образована ритмической серией пород. Ритмы начинаются крупнозернистым плагиоклазовым кумулатом, лежащим с резким контактом на подстилающем троктолите. Нижний крупнозернистый слой постепенно переходит вверх в среднезернистый плагиоклазовый кумулат и затем – в плагиоклаз-оливиновый кумулат. Породообразующие минералы показывают в отдельных частях разреза нормальную или обратную скрытую расслоенность, но закономерного изменения состава минералов по разрезу интрузии в целом не наблюдается. По мнению Foose and Weiblen (1986), это свидетельствует о том, что камера периодически пополнялась новой магмой, часть которой поступала, возможно, из соседних интрузий. Severson and Hauck (1990), затем Miller and Ripley (1996) подробно изучили и сопоставили нижние части интрузий Партридж Ривер и Саус Кавишиви по данным бурения (рис. 4.52). Они показали, что эти две интрузии принципиально различаются по характеру расслоенности, что дает возможность четко определить границу между ними.

#### 4.2.2.2. Сульфидная минерализация

Дулутский комплекс включает более 4 миллиардов тонн оруденелых пород со средним содержанием 0.66 вес% Cu и 0.2 вес% Ni (Listerud and Meineke, 1977). Большая часть Cu-Ni руд связана с серией минерализованных зон вблизи основания (северо-западного контакта) интрузий Партридж Ривер и Саус Кавишиви (рис. 4.49). В интрузии Саус Кавишиви отдельные зоны сульфидной минерализации встречаются также выше по разрезу. Они отличаются повышенными концентрациями ЭПГ.

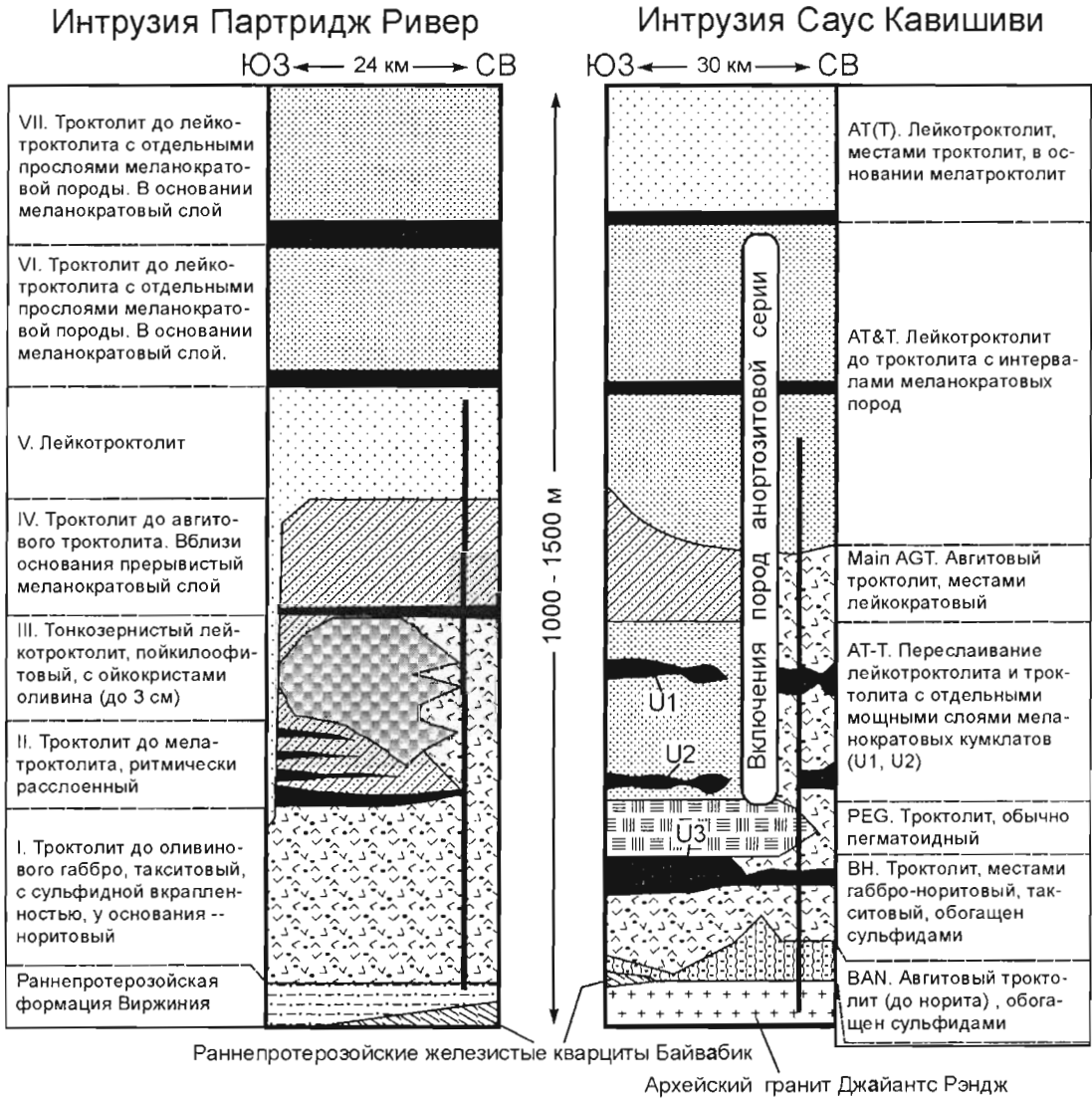


Рис. 4.52.

Обобщенные вертикальные разрезы нижних частей интрузий Партридж Ривер и Саус Кавишиви по данным буровых работ (по Miller and Ripley, 1996).

Вертикальные линии на колонках показывают разрезы детально изученных скважин: DDH-189, DDH-221 для интрузии Партридж Ривер и DDH-24870-A для интрузии Саус Кавишиви. Римские цифры на левой колонке и латинские буквы на правой – индексы геологических тел, согласно первоисточнику

### Cu-Ni минерализация

В литературе описана геология месторождений Спрус Род и Матори (Wager et al., 1969), месторождения Бэббит (Mallock and Watowich, 1980), а также петрология и геохимия месторождения Данка Род (Ripley, 1981; Rao and Ripley, 1983). Martineau (1989) описал сульфидную минерализацию всего района. Расположение месторождений показано на рис. 4.49; сведения о запасах руд и содержаниях в них никели и меди приведены в табл. 4.8. Средние составы вкрапленных руд месторождений Бэббит и Данка Род (коллекция автора) приведены в табл. 4.6.

Рудные минералы в месторождениях Дулутского комплекса представлены пирротинном, халькопиритом, пентландитом и кубанитом. Сульфиды образуют рассеянную вкрапленность в троктолитах и норитах на удалении до 300 м вверх по разрезу от подошвы интрузий. Для минерализованных зон характерно присутствие многочисленных включений вмещающих пород – ороговикованных пород формаций Виржиния и Байвабик, а также безрудных габбро и веридотитов. Включения пород Виржиния и Байвабик встречаются даже в месторождении Спрус Род, в подошве которого залегают граниты. В породах

## Месторождения, ассоциирующие с платобазальтовым магматизмом

названных формаций на расстоянии нескольких километров от месторождения в поверхностных обнажениях не представлены (рис. 4.49). В минерализованных и смежных участках интрузий в пределах месторождений Бэббитт и Данка Род норит является более обычной породой по сравнению с троктолитом. Нориты могли образовываться здесь в результате реакции между троктолитовой магмой и включениями вмещающих пород.

Таблица 4.8

### Сведения о месторождениях комплекса Дулут (по состоянию на апрель 2000 г.)

Месторождение	Известные ресурсы руд (млн т)	Средние содержания (вес%)		Бортовое содержание Cu (вес%)	Владелец
		Ni	Cu		
Спрус Род	261	0.17	0.46		Совместное владение "INCO" и "Wallbridge"
Саус Филсон Крик	?	?	?		?
Матюри	224	0.19	0.50		Совместное владение "INCO" и "Wallbridge"
	включая: 50	1.00% Ni+Cu			
Берч Лэйк	?	?	?		"Ernie Lehman"
Данка Пит	?	?	?		?
Серпентайн	7	0.30	0.88	0.60	?
Бэббитт	3300	0.19	0.65	0.38	Приобретается "COMINCO"?
	включая: 4.5	0.60	1.90		
Данка Род	197	0.09	0.42		"Polymet"
Ветлегс	?	?	?		Открыто для приобретения?
Ваймен Крик	?	?	?		Открыто для приобретения?
Всего (СЗ граница комплекса Дулут)	4400	0.20	0.66		

В пределах участка Локал Бой месторождения Бэббитт, помимо обычной рассеянной сульфидной вкрапленности, представлена более богатая минерализация. Нижний контакт интрузии на этом участке является значительно более неровным, чем обычно; он осложнен серией синклинальных и антиклинальных складок широтного простирания. Непосредственно в подошве интрузии здесь залегают маломощный (10–20 м) слой пород формации Виржиния, которые перекрывают железистую формацию Байвабик. Интенсивно ороговикованные сланцы Виржиния были частично содраны при внедрении интрузии, и их обломки образуют включения в перекрывающих интрузивных породах. Сланцы Виржиния, как в контакте интрузии, так и во включениях, окружены оторочкой норита (контаминированный троктолит), и к этой оторочке приурочены шпирсы богатых руд (вплоть до массивных сульфидов), обычно обогащенных медью и ЭПГ (табл. 4.6). Именно благодаря этим шпирсам в месторождении Бэббитт выделяется участок (с запасами 4.5 млн т руды), где среднее содержание Cu составляет 1.9 вес% (табл. 4.8).

У западного контакта Дулутского комплекса, имеющего меридиональное простирание, развито значительное количество мелких месторождений, сильно отличающихся от описанных выше. Они приурочены к небольшим (0.5–2 км в диаметре) трубообразным и каплеобразным интрузивным телам, которые, будучи сложенными ильменитом, магнетитом и оливином, прорезают вмещающие троктолиты. Эти интрузии выделяются как тела оксид-ультрамафитового типа (OUI-type). Mainwaring and Naldrett (1977) описали сульфидную минерализацию, развитую в одном из этих тел, в комплексе Уотерхен. Сульфиды, представленные пирротинном, халькопиритом, кубанитом и пентландитом, ассоциируют там со значительным количеством графита. Необычная черта троктолитов, вмещающих оксид-ультрамафитовое тело, – присутствие зеленой (Mg-Al) шпинели и локальное развитие кордиерита. Здесь, как и в других месторождениях, развиты многочисленные частично резорбированные включения, представляющие собой остатки ороговикованных сланцев Виржиния.

Mainwaring and Naldrett (1977) установили, что сульфиды месторождения Уотерхен имеют изотопный состав серы  $\delta^{34}\text{S}$  от +11 до +16 ‰, а в сульфидов вмещающих пород формации Виржиния  $\delta^{34}\text{S}$  составляет +18 ‰ (рис. 4.53). По данным Ripley (1981),  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов месторождения Данка Род варьирует от +0.2 до +15.3 ‰, составляя в среднем +7.5 ‰. Пирротин подстилающих пород формации Виржиния показывает аналогичный диапазон вариаций изотопного состава. Основываясь на гетерогенности изотопного состава серы и широких вариациях содержаний никеля в оливине в зоне минерализации, Ripley (1981) заключил, что сера в этом месторождении была заимствована интрузией преимущественно *in situ* и что равновесие между сульфидами и вмещающей силикатной матрицей достигнуто не было. В месторождении сера магматических сульфидов имеет более узкий ранг вариаций изотопного состава (от +6 до +13‰) и является более тяжелой по сравнению с серой непосредственно подстилающих осадочных пород (от +1 до +7 ‰). Получивший эти данные Ripley (1986) предположил, что магма достигла сульфидного насыщения на некотором удалении от месторождения и что в данном случае, в противоположность случаю Данка Род, произошла гомогенизация в ходе движения магмы.

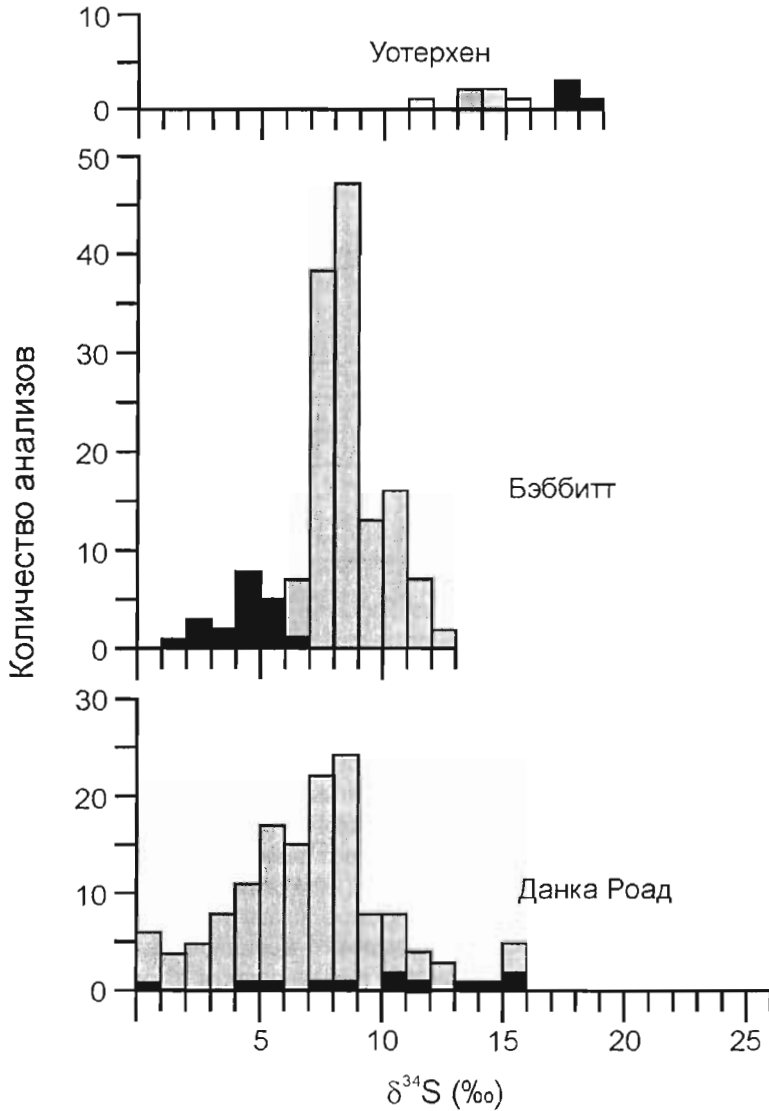


Рис. 4.53.

Изотопный состав серы в магматических сульфидов месторождений комплекса Дулут (светлая заливка) и в осадочных сульфидов вмещающих пород (темная заливка). По Mainwaring and Naldrett, 1977 (месторождение Уотерхен), Ripley, 1981 (месторождение Данка Род) и Ripley, 1986 (месторождение Бэббитт)

Ripley (1986) установил также, что  $\delta^{18}\text{O}$  в месторождении Данка Роад варьирует от 5.8 до 9.6 ‰. При этом аномальные значения ( $>8$  ‰) наблюдаются только вблизи ксенолитов вмещающих пород (на расстоянии до 3м);  $\delta^{18}\text{O}$  в самих ксенолитах составляет 8.6–11.1 ‰. В зонах, где наблюдаются аномальные значения  $\delta^{18}\text{O}$ , по оливину троктолитов развивается ортопироксен. Это позволяет предполагать, что изменение  $\delta^{18}\text{O}$  сопровождалось контаминацией кремнеземом. По аналогии с кислородом, Ripley (1986) предположил, что контаминация серой не могла происходить путем общей ассимиляции пород. Он высказал мнение, что сера входила в магму в виде летучей фазы, которая высвобождалась из пород подошвы при метаморфизме, вызванном интрузией. Это подтверждается тем, что в минерализованных интрузивных породах нередко развиваются водные минералы (биотит и амфибол) и наблюдаются пятна пегматита.

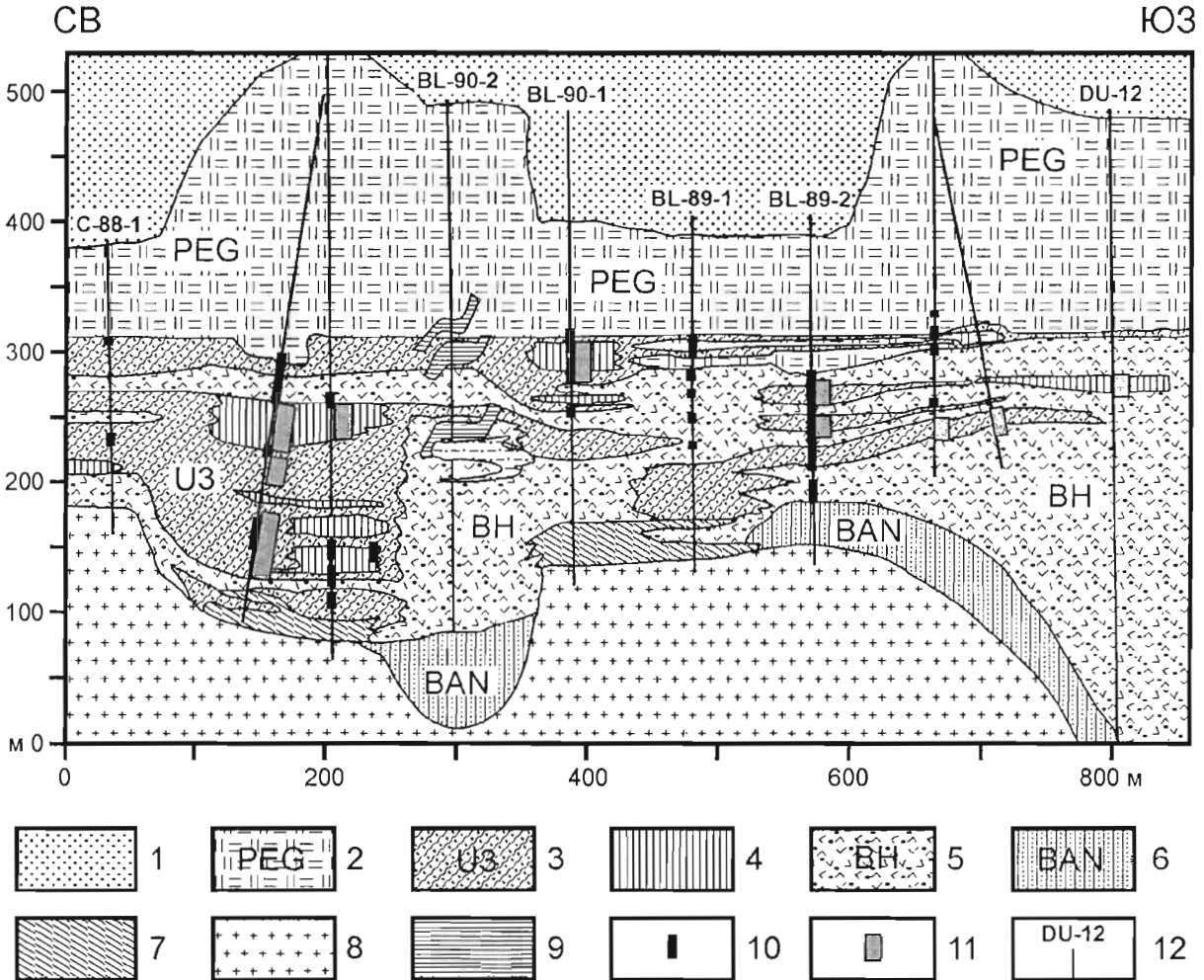


Рис. 4.54.

Обобщенный геологический разрез зоны месторождения Берч Лэйк (интрузия Саус Кавишиви), обогащенной ЭПГ (по Severson, 1994).

1 – троктолиты; 2 – пегматоидные троктолиты; 3 – пикриты с сульфидной вкрапленностью, принадлежащие ультрамафитовому телу U3; 4 – зоны, обогащенные оксидными минералами; 5 – такситовые троктолиты с сульфидной вкрапленностью; 6 – авгитовые троктолиты с сульфидной вкрапленностью; 7 – раннепротерозойские железистые кварциты; 8 – архейские граниты Джайант с Рэндж; 9 – зоны уралитизации; 10 – зоны с содержанием Pt+Pd  $>1$  г/т; 11 – зоны выделения жидкости, богатой хлором на поверхности зерна; 12 – буровые скважины и их номера. BAN, BH, PEG, U3 – геологические тела (см. рис. 4.52)

Минерализация, обогащенная ЭПГ

На рис. 4.54 показан обобщенный геологический разрез части месторождения Берч Лэйк (интрузия Саус Кавишиви), заимствованный из работы Severson (1994). В подошве интрузивного тела здесь развиты граниты Джайантс Рэндж. Нижняя контактовая зона интрузии представлена авгитовым троктолитом. Выше залегают такситовые троктолиты, которые содержат многочисленные включения пород железистой формации Байвабик, обнаженной в подошве интрузии к северо-западу (см. рис. 4.49); троктолиты переслаиваются с серией пикритовых слоев. Данный горизонт называется U3 (Ультрамафитовое тело 3, т.е. третье ультрамафитовое тело от кровли интрузии). Пикриты U3 перекрываются слоем пегматоидных габбро-троктолитов. В теле U3 бурением выявлены довольно многочисленные линзовидные зоны, богатые титанистым магнетитом. Их происхождение не ясно, но они, вероятно, могли быть образованы в результате частичного плавления крупных включений пород железистой формации Байвабик и реакции образованного расплава с троктолитовой магмой.

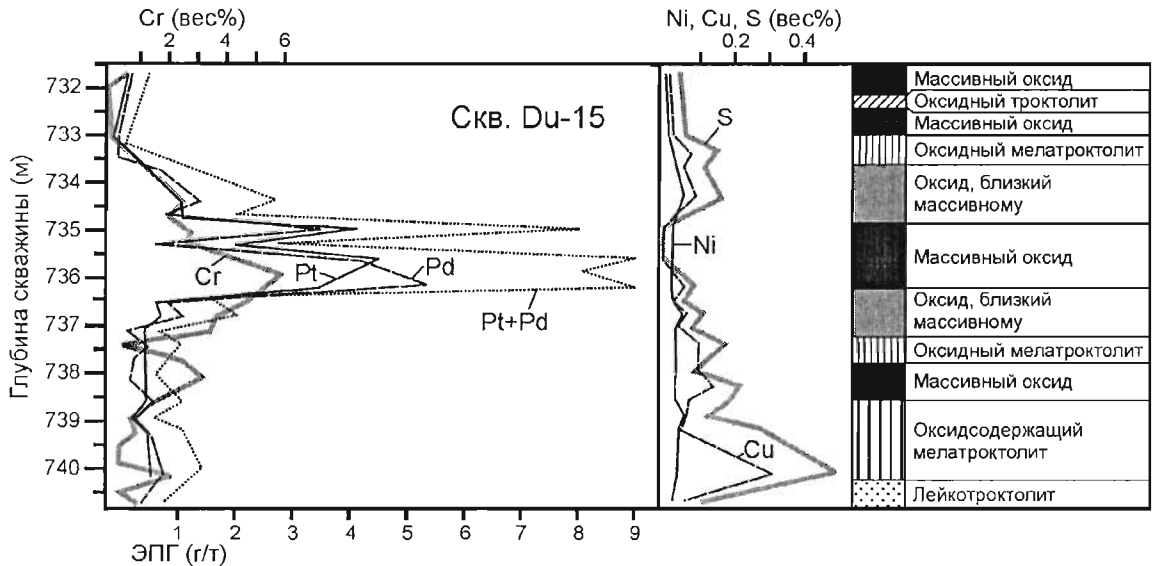


Рис. 4.55.

Распределение Pt и Pd в обогащенном оксидами интервале скважины Du-15 (месторождение Берч Лэйк, интрузия Саус Кавишиви). По Hauck et al. (1997)

Некоторые интервалы пикритов и оксидных пород показывают существенную обогащенность ЭПГ с содержанием Pt+Pd более 1 г/т (рис 4.54, 4.55). Средние содержания ЭПГ в этих породах существенно превосходят содержания в обычных вкрапленных рудах комплекса Дулут (таблица 4.9). Как видно из рис. 4.55, Pt и Pd коррелируются друг с другом и с Cr, но не показывают корреляции с Cu, Ni и S.

В ряде случаев на поверхности керна, в интервалах богатых ЭПГ и вблизи них, через некоторое время после извлечения керна появляются капельки богатой хлором жидкости или развивается коричневый налет гидратированного хлорида железа. Обнаруживается некоторая, хотя и несовершенная, корреляция между содержаниями ЭПГ и хлорида в породе. Severson (1994) предположил, что богатые хлоридом растворы вошли в интрузию из подстилающих пород, произвели выщелачивание ЭПГ из зон сульфидной минерализации у подошвы тела и затем переотложили ЭПГ выше в разрезе интрузии. В интрузии отмечено несколько зон с высокой степенью уралитизации (рис. 4.54). Они могут отвечать зонам прохождения растворов.

Поскольку зоны, обогащенные ЭПГ, являются прерывистыми, в настоящее время они не рассматриваются как экономически значимые.

4.2.3. Интрузия габбро Кристал Лэйк и связанное с ней месторождение Грэйт Лэйкс Никел

Интрузия габбро Кристал Лэйк представляет собой удлиненное, вытянутое в субширотном направлении тело Y-образной формы (разветвляющееся на западе), погружающееся к востоку под углом 15–20°. Его длина составляет, по крайней мере, 6 км, ширина (в области максимального расхождения ветвей) – 3 км и мощность – 800 м (Mainwaring, 1968; Reeve, 1969; McRae and Reeve, 1968; Eckstrand and Cogulu, 1989; Martineau, 1989; Cogulu, 1990). Ширина образующих интрузию ветвей составляет около 1 км. В поперечном сечении они имеют трогообразную форму с довольно крутым падением пород на бортах под углом ~45° (рис. 4.56).



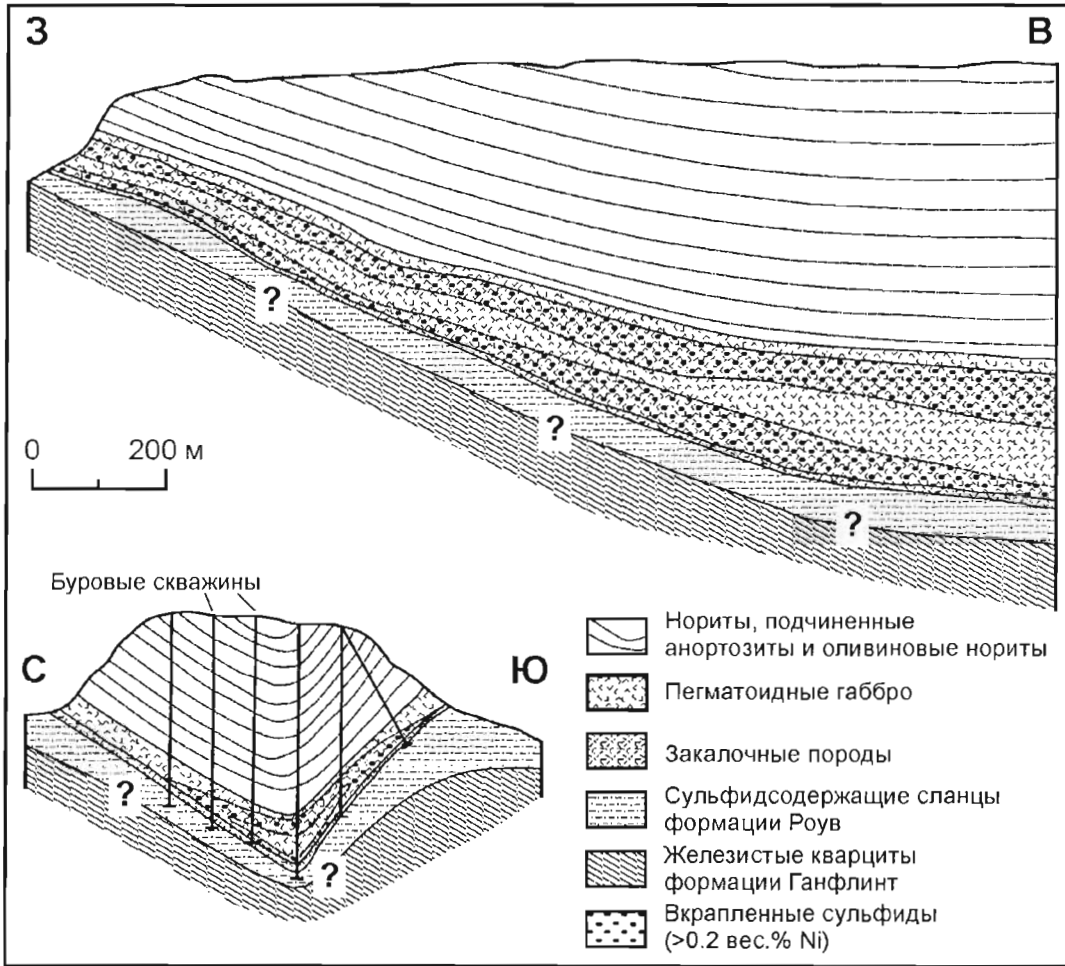


Рис. 4.56.

Обобщенные геологические разрезы (продольный и поперечный) месторождения Грэйт Лэйкс Никел в интрузии габбро Кристал Лэйк. Из работы Martineau (1989), по данным Mainwaring (1968) и Reeve (1969)

В основании интрузии, выше закалочной зоны, залегают пегматоидные габбро. Выше следуют оливин-ортопироксен-плаггиоклазовые кумулаты (нориты, подчиненные анортозиты и оливиновые нориты). Они образуют две циклически расслоенные серии. Каждая из них начинается с богатых оливином пород, которые вверх постепенно переходят в нориты.

Породы основания интрузии содержат большое количество частично расплавленных включений вмещающих пород. Зона пегматоидов, имеющая мощность от 50 до 200 м (рис. 4.56), характеризуется весьма изменчивым размером кристаллов и соответственно изменчивой структурой, и с ней ассоциирует пропласток хромитита. Пегматоидная зона включает стратиформную залежь вкрапленных сульфидов халькопирит-кубанит-пентландит-пирротинового состава. Минерализация обнаруживает отчетливую приуроченность к осевой части интрузии, где сульфиды больше концентрируются в нижней и верхней части пегматоидной зоны (рис. 4.56). Общее содержание сульфидов в рудной зоне является довольно низким, и это обуславливает общее невысокое содержание металлов в руде (табл. 4.6). Однако, сами сульфиды сильно обогащены Ni, Cu и ЭПГ (рис. 4.57), показывая, что при формировании руд были достигнуты высокие значения "R" или "N" фактора.

У своего восточного окончания интрузия Кристал Лэйк, предположительно залегающая согласно вмещающим породам (рис. 4.56), сливается с дайкой пикритов. Очень вероятно, что эта комбинация дайки и интрузии представляет собой магматический проводник, подобный минерализованному проводнику Норильского района, что, возможно, и обуславливает высокое значение "R" или "N" фактора.

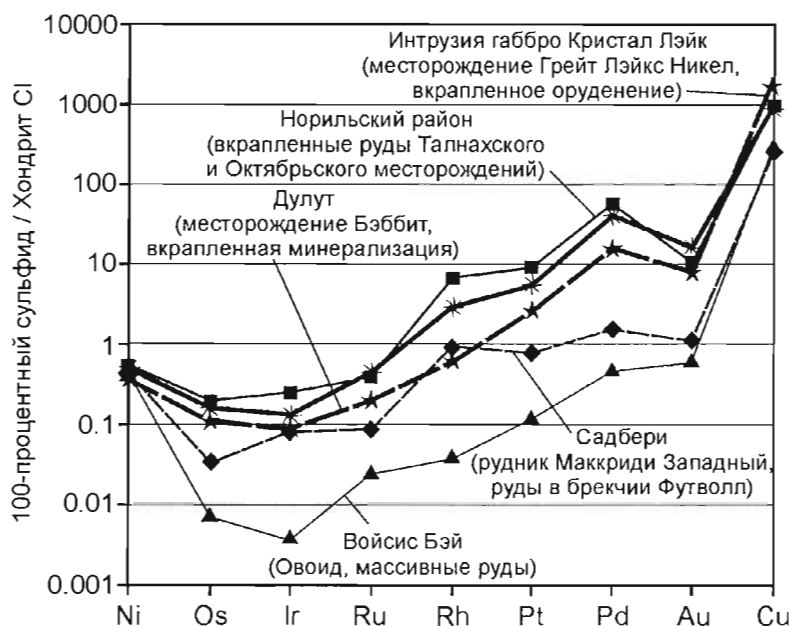


Рис. 4.57.

Средние содержания ЭПГ, Ni и Cu (нормализованные к хондриту CI) в рудах интрузии габбро Кристал Лэйк в сравнении с рудами некоторых других месторождений. Составы руд пересчитаны на 100-процентный сульфид

#### 4.2.4. Выводы, следующие из данных по минерализации Кивинован

В случае комплекса Дулут совершенно очевидно, что сульфидная минерализация развивалась в результате поглощения интрузиями внешней серы, происходящей из подстилающих или близлежащих пород формаций Виржиния и Байвабик. Вполне вероятно, именно потому, что месторождения расположены слишком близко к источнику серы, поток магмы не смог обеспечить концентрирование сульфидов до той степени, чтобы месторождения были, согласно существующим требованиям, промышленными. Дулут может являться примером магматической камеры, где происходит выделение сульфида и откуда сульфидсодержащая магма поднимается на более высокие уровни. Скопления сульфидов, достаточные для разработки, могут образовываться именно в процессе подъема сульфидсодержащей магмы и концентрирования сульфидов в магматических проводниках. Существовали ли подобные каналы-проводники в районе озера Верхнего – не вполне ясно. Интрузия Кристал Лэйк имеет многие черты, свойственные Норильским рудоносным интрузиям (форма, размер, контаминированная нижняя зона), но содержание сульфидов в ней низкое.

### 4.3. Оруденение, ассоциирующее с платобазальтовым магматизмом Кару (Южная Африка)

#### 4.3.1. Вводные сведения

При расколе Гондваны, который произошел на границе ранней и средней юры  $183 \pm 1$  млн лет назад (Duncan et al., 1997), образовались платобазальты, развитые сейчас в Южной Африке (провинция Кару), Мозамбике, а также в Антарктиде, Новой Зеландии и Австралии (провинция Феррар). Объем этих пород, включая интрузивные фации, весьма значителен. Однако, в связи с ними известно только одно проявление сколько-нибудь существенной Ni-Cu минерализации. Это небольшое месторождение Уотерфолл Годж в интрузивном комплексе Инсизва Южноафриканской провинции Кару (рис. 4.58). Запасы месторождения составляют 600 тыс. тонн руды, содержащей 0,5 вес% Ni+Cu (Scholtz, 1952).

В подошве юрских вулканических образований Южной Африки залегает мощная (около 10 км) серия терригенных осадочных пород, накопление которых происходило от раннего карбона до конца ранней юры. Разрез начинается позднепалеозойской формацией Двайка, представленной тиллитами мощностью до 1100 м. Вся вышележащая толща образована переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Она подразделяется на формации Экка, Бефорд, Молгено, Эллиот и Кларенс (Stratten, 1986).

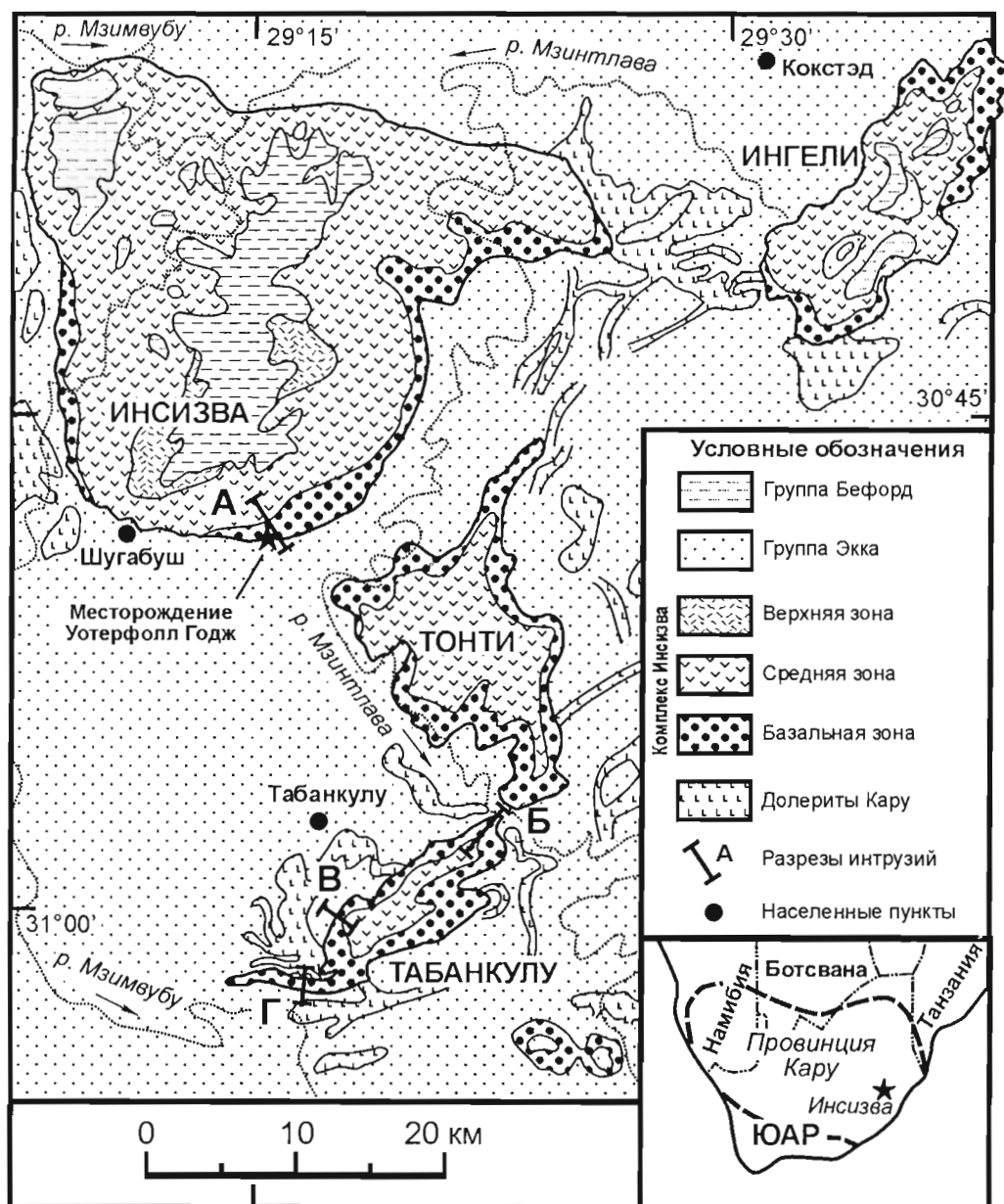


Рис. 4.58.

Геологическая карта интрузивного комплекса Инсизва, составленная по материалам Dowsett and Reid (1974), Maske (1966) и Lightfoot (1982). По Lightfoot et al. (1984)

В верхней части формации Кларенс встречаются отдельные потоки лав. Выше следуют вулканические породы, образующие формацию Дракенсберг и локально развитые группы Лебомбо и Бумбени. Формация Дракенсберг, имеющая мощность 1400 м, представлена низкотитанистыми толеитовыми базальтами, относимые к типу Лесото (Marsh and Eales, 1984). В составе группы Лебомбо, наряду с базальтами, представлены андезиты, дациты и риолиты. Группа Бумбени образована лавами и туфами, имеющими состав базальтовых андезитов, трахитов и риолитов. Возраст вулканических пород, определенный методом  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ , составляет 184–179 млн лет (Duncan et al., 1997).

Интрузивные образования провинции Кару представлены долеритовыми силлами Кару, которые являются эквивалентом базальтов Лесото, и крупными интрузивными комплексами, образованными габбро с участием пикритов (табл. 4.9). Комплекс Инсизва является одним из крупнейших среди них.

**Сравнение средних составов обогащенных ЭПГ (малосульфидных) и вкрапленных руд Дулутского комплекса (по Hauck et al., 1997)**

Тип руд	Месторождение	Кол-во проб	S (вес%)	Ni (вес%)	Cu (вес%)	Pd (мг/т)	Pt (мг/т)	Ir (мг/т)	Os (мг/т)	Au (мг/т)
Обогащенные ЭПГ (малосульфидные) руды	Берч Лэйк	9	0.16	0.13	0.08	2 510	2 762	84	57	81
Необедненные вкрапленные Э руды (Pd/Cu = 10 <sup>3</sup> – 10 <sup>4</sup> )	Данка Роад и Берч Лэйк	52	0.83	0.18	0.49	706	438	9	5	71

### 4.3.2. Геология комплекса Инсизва

Комплекс Инсизва включает четыре интрузии – Инсизва, Ингели, Тонти и Табанкулу (рис. 4.58). В геологическом разрезе все они локализованы вблизи контакта формаций Экка и Бефорд, где приурочены к тектоническим депрессиям. В работе Scholtz (1936) описаны разрезы всех четырех интрузий. Вгунпул (1957) и Lightfoot et al. (1984) представили описание интрузии Инсизва, Maske (1966) – интрузии Ингели, Lightfoot (1982) и Lightfoot and Naldrett (1984a) – интрузии Табанкулу.

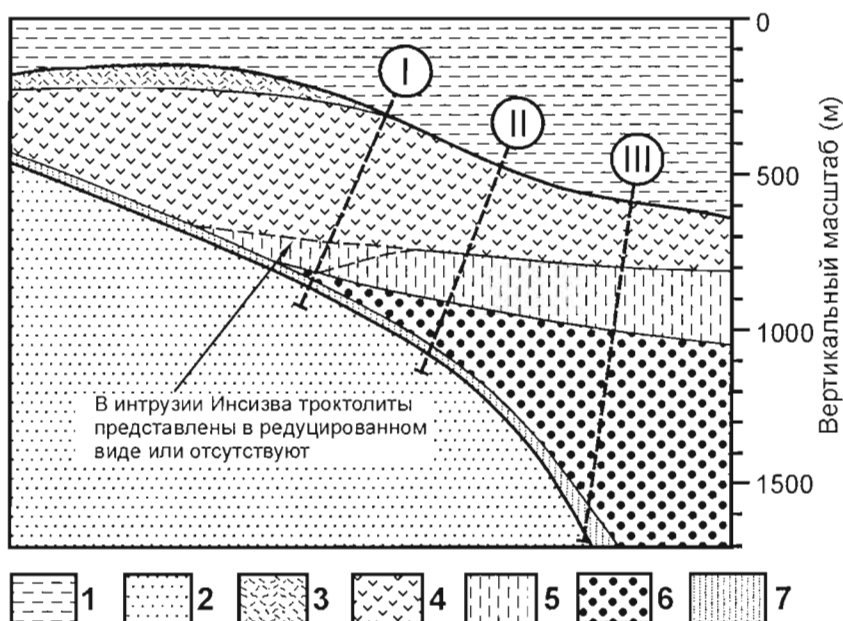


Рис. 4.59.

Предполагаемая схема соотношения интрузий Инсизва и Табанкулу до деформации и эрозии.

I – разрез южной части интрузии Инсизва; II – разрез северо-западной части интрузии Табанкулу; I

II – разрез осевой части интрузии Табанкулу вблизи предполагаемой питающей дайки.

Схема составлена без соблюдения горизонтального масштаба. По Lightfoot et al. (1984).

1-2 – вмещающие осадочные породы (1 – группа Бефорд, 2 – группа Экка);

3 – верхняя зона интрузивного комплекса Инсизва; 4 – средняя зона комплекса Инсизва;

5-7 – породы базальной зоны комплекса Инсизва (5 – троктолиты, 6 – пикриты, 7 – базальные габбро)

Scholtz (1936) подразделил разрезы интрузий на три зоны.

1. Базальная зона (или нижняя базитовая фаза) начинается маломощным горизонтом оливинового габбро. Порода состоит из кумулатного оливина, который находится в закаленной основной массе, представленной авгитом, бронзитом и плагиоклазом. Выше залегает пикритовое тело, где кумулатный оливин преобладает, интеркумулус образован авгитом, бронзитом и плагиоклазом. Разрез венчается троктолитовым телом, представленным плагиоклаз-оливиновым кумулулом с интеркумулулом бронзита и авгита.
2. Средняя зона, образованная оливиновыми, авгитовыми и бронзитовыми габбро. Эти породы представляют собой оливин-плагиоклазовые кумулаты с варьирующим количеством интеркумулатного авгита и бронзита. В некоторых горизонтах присутствует оливиновый интеркумулус.
3. Кровельная зона (или верхняя кислая фаза), представленная кварцевыми диоритами и монцонитами. Эти породы образованы кумулатным плагиоклазом с интеркумулулом кварца, калишпата, роговой обманки и биотита.

В работе Du Toit (1920) высказано предположение, что четыре интрузии комплекса Инсизва представляют собой эрозийные останцы единого ундулирующего пластообразного тела. Структурное картирование интрузии Ингели, выполненное Maske (1966), подтвердило, что эта интрузия занимает депрессию в отложениях группы Экка, но никаких свидетельств того, что магма внедрялась из питающей дайки, расположенной непосредственно под интрузией, обнаружено не было. В итоге своего исследования Maske (1966) пришел к выводу, что магма, образовавшая интрузию Ингели, внедрялась, двигаясь горизонтально со стороны интрузии Инсизва.

Уровень эрозийного среза интрузии Табанкулу является значительно более глубоким по сравнению с интрузиями Инсизва и Ингели. Lightfoot and Naldrett (1984a) предположили, что магма поступала в интрузию Табанкулу снизу по субвертикальной питающей дайке, которая обнажена в южном субширотном выступе тела (см. рис. 4.58 и 4.59).

Рассеянная сульфидная вкрапленность достаточно широко представлена в базальной и верхней (кровельной) зонах всех четырех интрузий. Однако, концентрации металлов, близкие промышленным, были установлены только у южной границы интрузии Инсизва в разрезе Уотерфолл Годж.

### 4.3.3. Геология интрузии Инсизва в районе разреза Уотерфолл Годж

Разрез Уотерфолл Годж хорошо обнажен в глубоком ущелье, прорезанном рекой. Полное описание разреза представлено в работе Вулпзыл (1957), при этом значительная часть использованных им данных, касающихся базального оливинового габбро (где локализовано сульфидное месторождение), была заимствована из более ранней работы Scholtz (1936).

В разрезе Уотерфолл Годж (рис. 4.60А) обнажены породы базальной и центральной зон интрузии Инсизва, которые падают под углом от 5° до 30° в северном направлении. Базальная зона включает базальное габбро и пикритовое тело. Мощность этой зоны составляет в обнажении 70 м, но, согласно данным горных и буровых работ (Вулпзыл, 1957), увеличивается до 320 м в 300-х метрах к северу от контакта интрузии. Увеличение мощности происходит, в основном, за счет тела пикритов. Центральная зона интрузии образована габбро, которые подразделяются на два тела. Нижнее тело представлено породами умеренной магнезиальности, в его составе выделяются два горизонта оливиновых и два горизонта бронзитовых габбро (рис. 4.60А). Верхнее тело образовано оливиновыми габбро, содержание MgO в разрезе которых в общем увеличивается снизу вверх. Породы кровельной зоны в южной части интрузии отсутствуют. Эта зона представлена в пяти километрах к северу, где сложена монцонитами. Состав пород, образующих интрузию, по латерали изменяется незначительно. Исключение составляет только приподнятая часть интрузии, включающая жилы гранофилов, известковые нодулы, жилы массивных сульфидов и сульфидную вкрапленность.

#### 4.3.3.1. Строение приконтактной части разреза и базальной зоны интрузии

Приведенное здесь описание базируется на документации старых разведочных горных выработок, выполненной П.Ч. Лайтфутом (Lightfoot et al., 1984). План горных выработок, где показано также распространение сульфидных руд, приведен на рис. 4.61. Принципиальная схема строения нижней приконтактной зоны представлена на рис. 4.62.

Породы Группы Экка, подстилающие интрузию Инсизва в разрезе Уотерфолл Годж, представлены черными неясносланцеватыми глинистыми сланцами, которые включают горизонты (мощностью 10–15 м), содержащие овальные известковые нодулы. Вблизи контакта с интрузией сланцы метаморфизованы и превращены в плотные, разбитые кливажем тонкозернистые роговики черного цвета. Известковые нодулы в роговиках сохраняются, но приобретают здесь неправильную форму. Закаленная зона, развитая

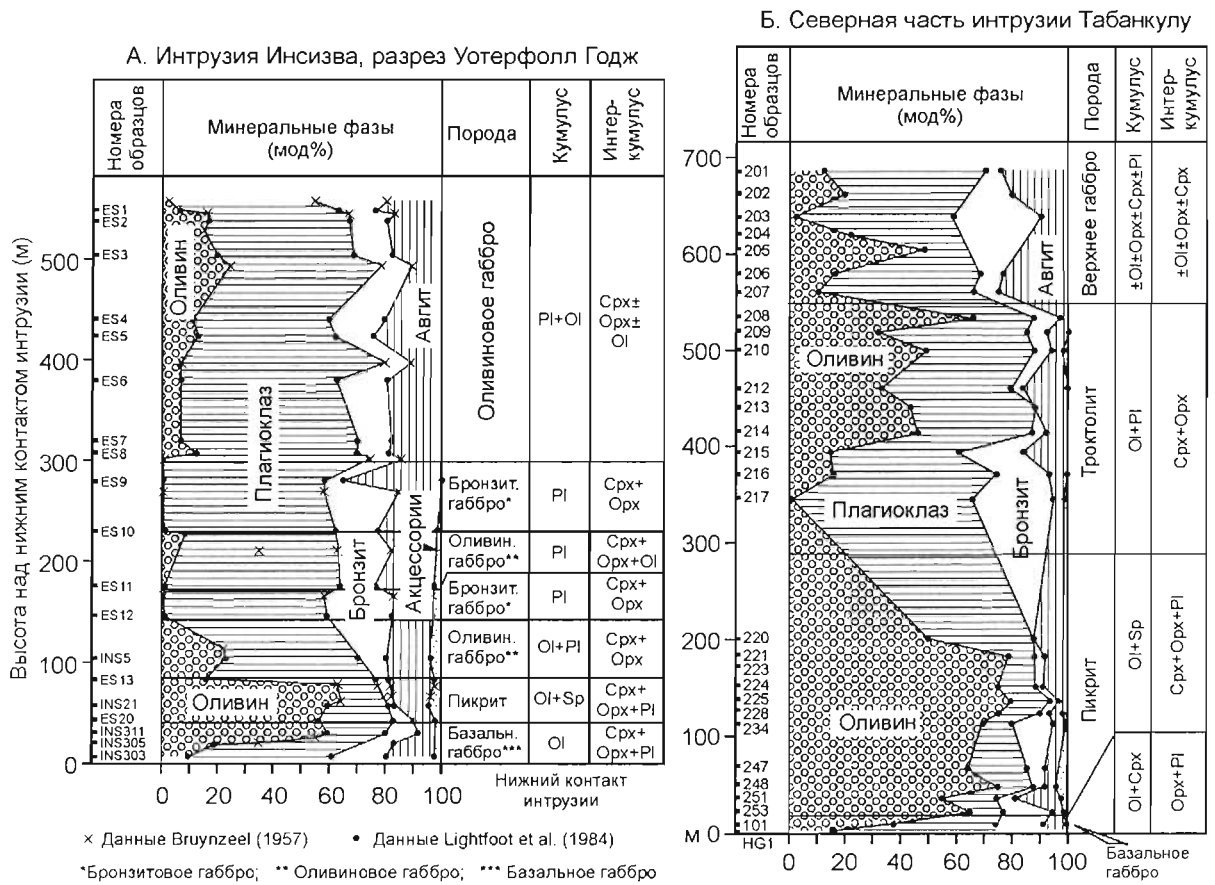


Рис. 4.60.

Вариации минерального состава пород: А – по разрезу южной части интрузии Инсизва (данные Bruynzeel, 1957 и Lightfoot et al., 1984); Б – по разрезу северной части интрузии Табанкулу (данные Lightfoot et al., 1984). Расположение разрезов показано на рис. 4.58. По Lightfoot et al. (1984)

между роговиками и базальными оливиновыми габбро, имеет мощность 0,5 м. Точное положение контакта в поле определить трудно в связи с интенсивной перекристаллизацией роговиков и тонкозернистой структурой закалочных пород. Закалочные породы плотные, черного цвета. Они содержат немного оливина (менее 1 %) и заметно большее количество мелких зерен кварца, калишпата, апатита и ильменита, которые заключены в основную массу, образованную мелкими лейстами плагиоклаза и гранулярными зернами бронзита и авгита. На расстоянии 1 м от контакта закалочные породы переходят в мелкозернистые оливиновые габбро, в которых устанавливаются структуры переохлаждения, в том числе здесь развиты отдельные скелетные кристаллы оливина. Здесь же встречаются многочисленные мелкие лейсты интеркумулатного плагиоклаза и гранулярные пироксены. Габбро содержат от 1 до 60 мод% оливина, количество которого устойчиво возрастает по мере удаления от контакта. На расстоянии 20 м от контакта оливиновые габбро переходят в пикриты, которые содержат более 60 мод% оливина, включенного в крупные уплощенные ойкокрсты пироксена и плагиоклаза. Роговики подошвы, вышележащие габбро и пикриты прорезаются жилами и шширами гранофира. В оливиновых габбро, реже в роговиках экзоконтакта развиты сульфидные жилы.

#### 4.3.3.2. Сульфидные руды

Согласно Lightfoot et al. (1984), в месторождении Уотерфолл Годж преобладают глобулярные, сетчатые и вкрапленные сульфидные руды. Они приурочены к базальному оливиновому габбро, где ассоциируют с жилами массивных руд и гранофира. Средние составы типичных руд представлены в табл. 4.6.

Месторождения, ассоциирующие с платобазальтовым магматизмом

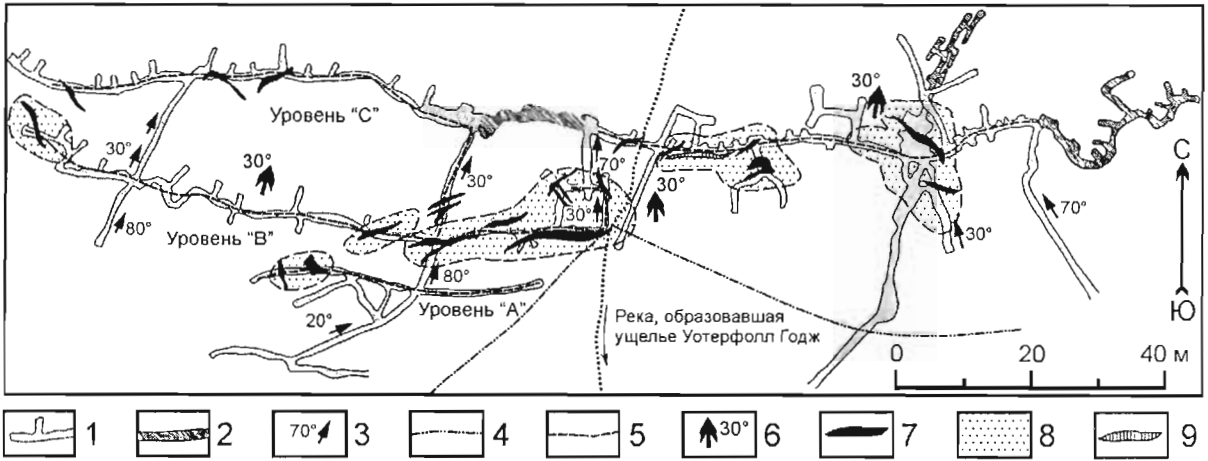


Рис. 4.61.

План старых подземных горных выработок на месторождении Уотерфолл Горж, задокументированных П.Ч.Лайтфутом, где показано распространение сульфидных руд и расположение крупной жилы гранофира. Протяженные выработки трех уровней (А, В и С), ориентированные в субширотном направлении, являются субгоризонтальными, они пройдены непосредственно у нижнего контакта интрузии Инсизва. По Lightfoot et al. (1984), с изменениями.

- 1 – подземные горные выработки; 2 – затопленные участки выработок; 3 – направление и угол наклона наклонных выработок; 4 – нижний контакт интрузии на поверхности; 5 – нижний контакт интрузии в горных выработках; 6 – направление и угол наклона контакта; 7 – сульфидные жилы; 8 – зоны интенсивной ассимиляции вмещающих пород и развития вкрапленного сульфидного оруденения; 9 – крупная жила гранофира

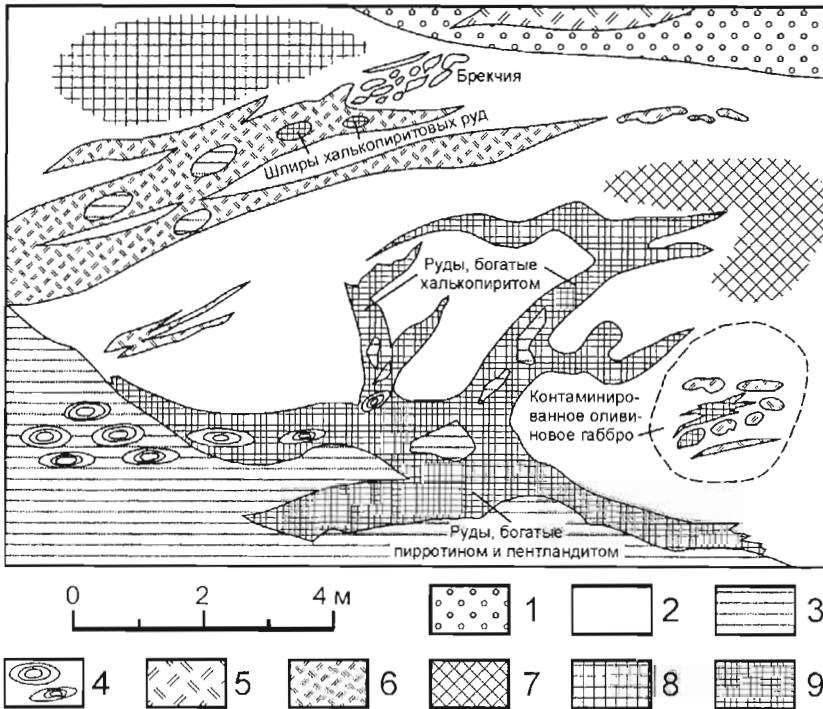


Рис. 4.62.

Принципиальная схема строения нижней приконтактной зоны интрузии Инсизва на месторождении Уотерфолл Горж (по Lightfoot et al., 1984).

- 1 – пикриты; 2 – оливниновые габбро; 3 – роговики; 4 – известковые нодулы; 5 – крупнозернистые гранофиры; 6 – мелкозернистые гранофиры; 7 – вкрапленные сульфиды; 8 – вкрапленные, глобулярные и сетчатые сульфиды; 9 – массивные сульфиды

Глобулярные руды образованы небольшими вертикально ориентированными глобулями овальной формы, размер которых варьирует от 0,5 до 3 см в длину. В нижней части глобулей преобладают сульфиды пирротин-петландитового состава, в верхней части – халькопирит<sup>27</sup>. Сетчатые руды представлены пирротинном, петландитом и халькопиритом. Их силикатная часть отвечает оливиновому габбро. Она образована плагиоклазом, бронзитом, авгитом и ильменитом с фенокритами оливина.

Массивные руды представлены пластинообразными телами, ориентированными вдоль контакта интрузии, где в составе сульфидов преобладают пирротин и петландит, и жилами обогащенных халькопиритом руд, которые рассекают оливиновые габбро (рис. 4.62). Развитые вдоль контакта жилы пирротин-петландитового состава имеют длину до 15 м (по простиранию контакта интрузии) и ширину до 4 м (в направлении падения контакта). Их мощность варьирует от 10 см до 1 м. В подземных горных выработках встречены крупные (мощностью до 1 м) вертикальные и субвертикальные жилы. Сульфиды крупных жил включают ксенолиты роговиков (0–10 %). На расстоянии 2–3-х метров выше подошвы интрузии жилы сильно сокращают свою мощность и либо выклиниваются, либо расщепляются на серию маломощных жил, которые могут прослеживаться еще на расстояние 3–4 м.

#### 4.3.3.3. Гранофиры

В базальной зоне выделяются следующие разновидности гранофиров. (1) Крупнозернистые жилы различной ориентировки, прорезающие пикриты. Они имеют размер до 20 м вдоль простирания контакта интрузии и не менее 2 м по падению; их мощность достигает 1 м. (2) Тонкозернистые жилы в базальных габбро (мощностью до 4 м), идущие параллельно контакту интрузии и резко выклинивающиеся. (3) Округлые шлировидные образования (размером от 5 до 30 см), которые либо образуют группы шлиров, либо развиваются вблизи гранофировых жил. Кроме того, гранофировый материал участвует в составе матрицы некоторых брекчий. В зонах брекчий встречаются также выделения массивных сульфидных руд неправильной формы.

#### 4.3.4. Петрография

##### Базальная зона

Lightfoot et al. (1984) выделили в составе базальной зоны разреза Уотерфолл Годж закалочные породы, базальные оливиновые габбро и пикритовое тело (рис. 4.60А). Закалочные породы – это тонкозернистый агрегат гранулированного авгита и бронзита с мелкими веерообразно расположенными лейстами плагиоклаза и редкими зернами кумулатного оливина. Оливин резорбирован, имеет пустоты и окружен каемками бронзита. Второстепенные и акцессорные минералы представлены кварцем, калишпатом, апатитом и сульфидами. Закалочные породы вверх постепенно переходят в базальные оливиновые габбро. Последние представляют собой оливин-плагиоклазовый кумулат, в котором снизу вверх увеличивается размер зерен кумулатных минералов и модальная пропорция оливина. Оливин здесь по-прежнему резорбирован и иногда имеет пустоты в ядре, что связано с быстрой кристаллизацией. Оливиновые габбро так же постепенно переходят в вышележащие пикриты – по мере того, как плагиоклаз трансформируется из кумулатной в интеркумулатную фазу и содержание оливина возрастает вплоть до 60–65 мод%. Кристаллы оливина в пикритах включены в крупные интеркумулатные зерна плагиоклаза, бронзита и авгита. Здесь встречаются также небольшие кристаллы шпинели. Зерна интеркумулатного плагиоклаза обнаруживают осциллирующую зональность.

##### Средняя зона

Средняя зона образована габбро, которые подразделяются на основе состава и соотношения кумулатных и интеркумулатных минеральных фаз. Lightfoot et al. (1984) выделили в средней зоне следующие тела (см. рис. 4.60А).

1. Нижнее оливиновое габбро, которое состоит из кумулула оливина, плагиоклаза и шпинели; в интеркумулуле представлены бронзит, авгит, биотит и сульфиды. Оливин образует фенокрисы, которые резорбированы, когда их окружает бронзит. Содержание оливина в этом теле значительно ниже, по сравнению с подстилающим пикритом. Контакт между пикритовым телом и оливиновым габбро в поле не обнажен, но Вгунзул (1957), основываясь на данных бурения, показал, что переход от базальной зоны к центральной происходит быстро, на расстоянии нескольких метров.

<sup>27</sup> Глобулярные руды интрузии Инсизва визуально напоминают овоидную сульфидную вкрапленность, развитую в пикритовых габбродолеритах рудоносных интрузий Норильского района.



2. Нижнее безоливиновое (бронзитовое) габбро, которое состоит преимущественно из кумулатного плагиоклаза. Среди пироксенов доминирует бронзит, он образует крупные интеркумулатные пластины, которые включают лейсты плагиоклаза и округлые зерна авгита.
3. Среднее оливиновое габбро, которое состоит из кумулуса плагиоклаза; интеркумулатными минералами являются бронзит, авгит и оливин. Крупные (1,5–5 мм) офитовые зерна оливина и пироксена включают мелкие (0,5–1 мм) лейсты плагиоклаза с округлыми краями.
4. Верхнее безоливиновое (бронзитовое) габбро, подобное нижнему безоливиновому габбро.
5. Верхнее оливиновое габбро, состоящее из оливин-плагиоклазового кумулуса с интеркумулусом авгита и бронзита. Оливин резорбирован и окружен широкими каемками бронзита.

#### 4.3.5. Минералогия и химический состав минералов

Минералогия интрузии Инсизва в разрезе Уотерфолл Годж была описана Bruynzyl (1957) и Lightfoot et al. (1984). Maske (1966) выполнил детальное минералогическое изучение интрузии Ингели. Eales (1980) представил первые данные микроанализа оливинов из пикритового тела разреза Уотерфолл Годж. Минералогия и химический состав минералов интрузии Табанкулу представлены в работе Lightfoot and Naldreit (1984b), где описана и аналитическая техника.

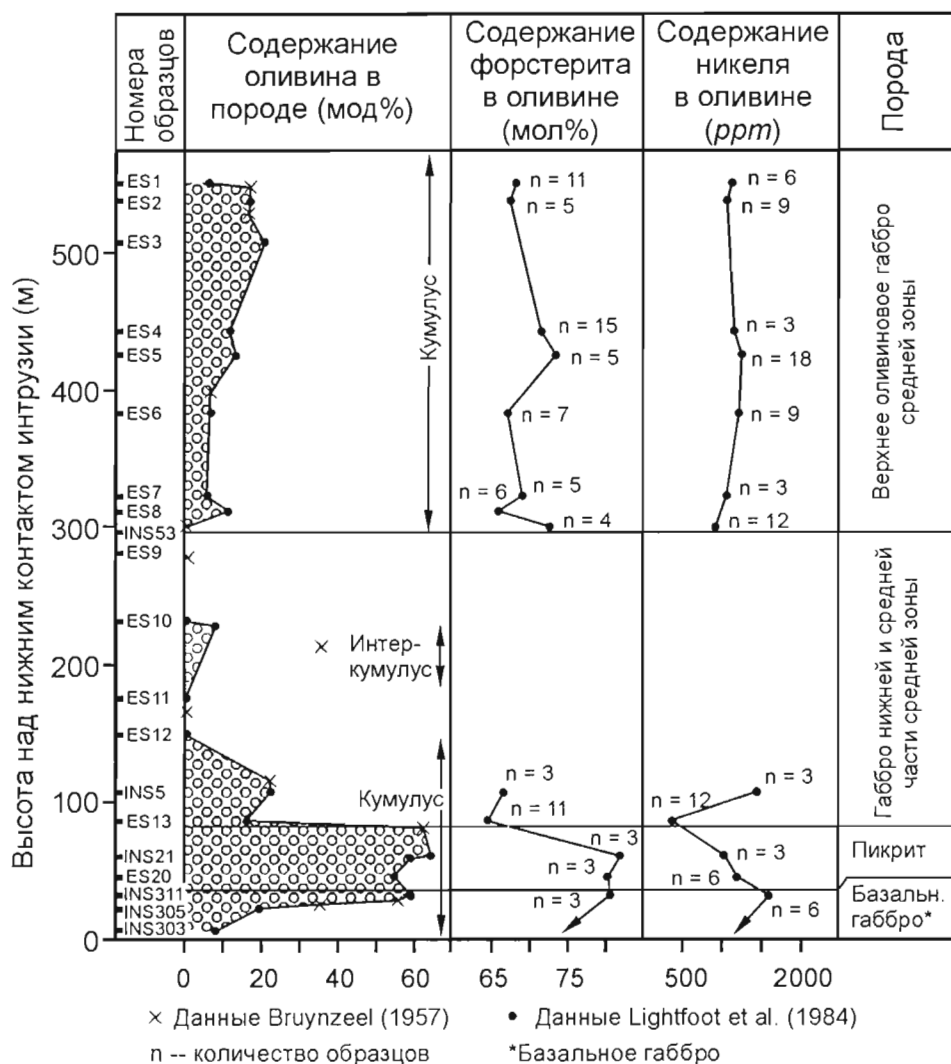


Рис. 4.63.

Вариации содержаний и состава оливина по разрезу Уотерфолл Годж интрузии Инсизва (по Lightfoot et al., 1984)

Оливин

Lightfoot et al. (1984) установили следующие закономерности изменения состава оливинов в разрезе Уотерфолл Годж (рис. 4.63).

1. От закалочных пород в основании интрузии до пикритового тела происходит быстрое увеличение содержания форстерита в оливинах от Fo<sub>76</sub> до Fo<sub>83</sub>, а также содержания никеля от 1400 до 1700 ppm. Этот тренд коррелируется с трендом увеличения содержания оливина в породах.
2. Оливины пикритового тела отличаются максимальным содержанием форстерита (Fo<sub>80-84</sub>), но они содержат только 1100–1200 ppm никеля, что заметно ниже, чем в оливинах базального габбро.
3. Наблюдается быстрое снижение содержания форстерита (от Fo<sub>80</sub> до Fo<sub>65</sub>) и никеля (от 1000 до 400 ppm) при переходе от пикритового тела к нижнему оливиновому габбро центральной зоны. Содержание никеля в оливине по разрезу нижнего оливинового габбро увеличивается от 400 до 1450 ppm, одновременно несколько увеличивается и содержание форстерита: от 65 до 68 мол%.
4. Оливины верхнего оливинового габбро центральной зоны содержат от 72 до 65 мол% форстерита и 1000–1200 ppm никеля.

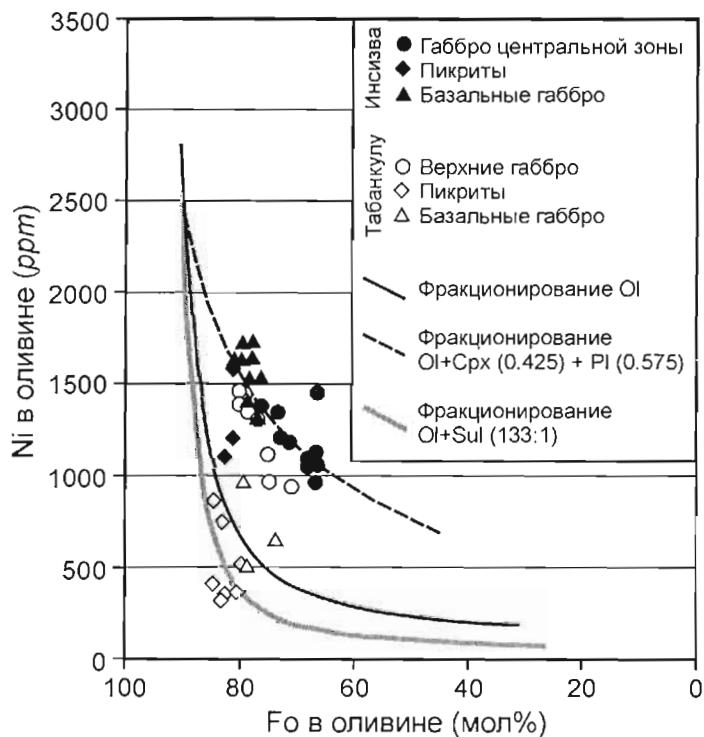


Рис. 4.64.

Ковариации содержаний никеля и форстерита в оливинах интрузий Инсизва и Табанкулу и данные моделирования состава оливина

Следуя подходу, разработанному Li and Naldrett (1999), на рис. 4.64 показаны составы оливинов из пород комплекса Инсизва и модельные кривые, отображающие изменение состава оливина в процессе фракционной кристаллизации. Расчеты, выполненные автором, свидетельствуют, что составы наиболее примитивных оливинов удовлетворяют предположению об их образовании из магмы, содержащей 9 вес% FeO, 14 вес% MgO и 450 ppm Ni. Модельные кривые показывают, что когда происходит кристаллизация одного оливина, магма (и соответственно оливины) быстро обедняются никелем. Составы оливинов интрузии Инсизва лежат правее и выше модельной кривой кристаллизации одного оливина. Составы габбро отвечают модельному тренду, когда за фракционированием 3.5 вес% оливина (что снизит содержание Fo в оливине от 90 до 89.3 мол% и Ni в жидкости от 450 до 367 ppm) последует фракционирование оливина + клинопироксена + плагиоклаза. Пропорция кристаллизующихся фаз будет отвечать отношению 0.425 (оливин + клинопироксен) : 0.575 (плагиоклаз); соотношение оливина и клинопироксена принимается равным 1:1. Принятые соотношения кристаллизующихся минеральных фаз удовлетворительно соответствуют модалным соотношениям кумулатных минералов в породах интрузии.

## Месторождения, ассоциирующие с платобазальтовым магматизмом

Составы всех оливинов из пикритового тела и, частично, из базального габбро интрузии Табанкулу ложатся вдоль модельной кривой фракционирования оливин + сульфид в пропорции 133:1.

### Плагиоклаз и пироксены

Состав плагиоклазов и пироксенов показан на рис. 4.65 и 4.66, соответственно. Составы этих минералов согласованно изменяются с изменением состава оливина, но наблюдается усложнение трендов, вызванное зональностью минералов (Lightfoot, 1982).

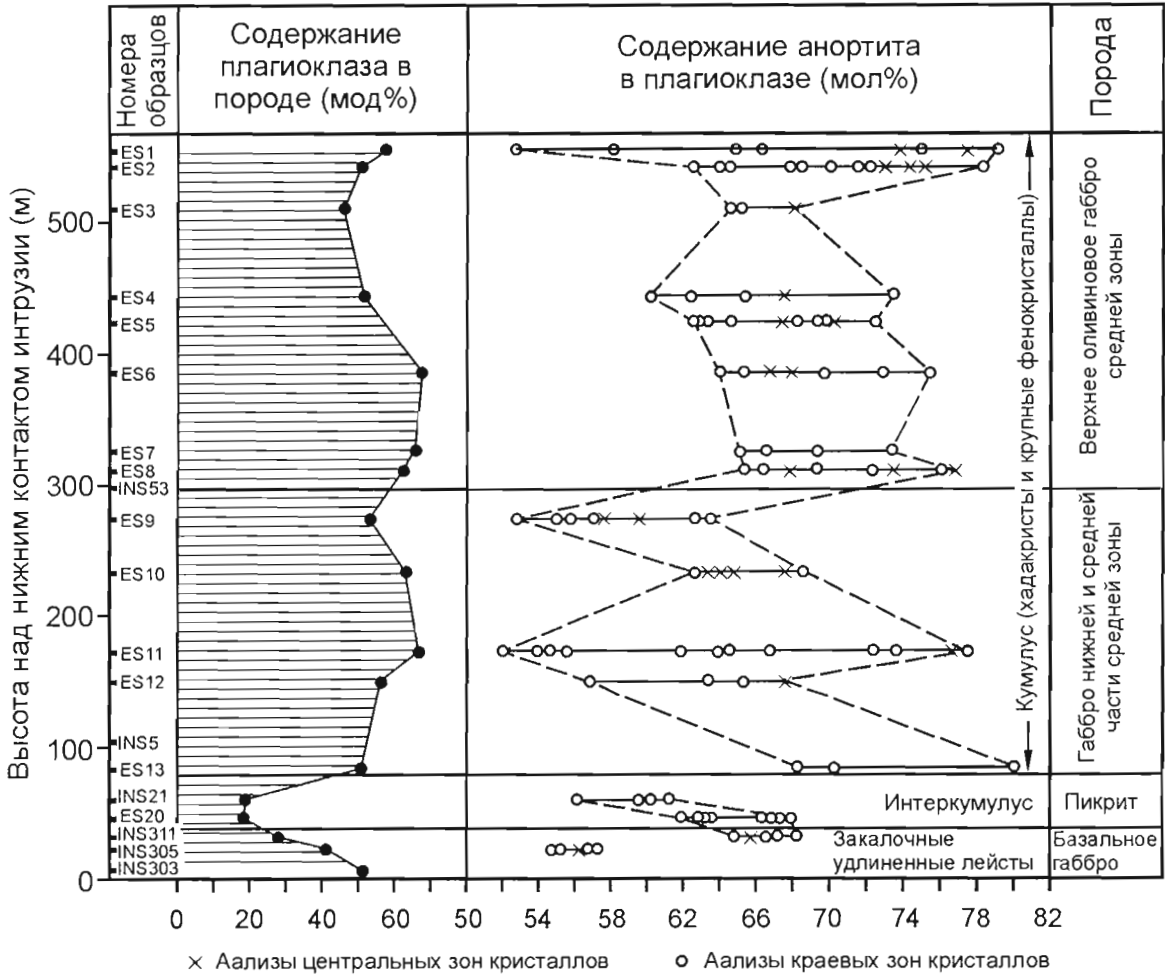


Рис. 4.65.  
Вариации содержаний и состава плагиоклаза  
по разрезу Уотерфолл Годж интрузии Инсизва (по Lightfoot et al., 1984)

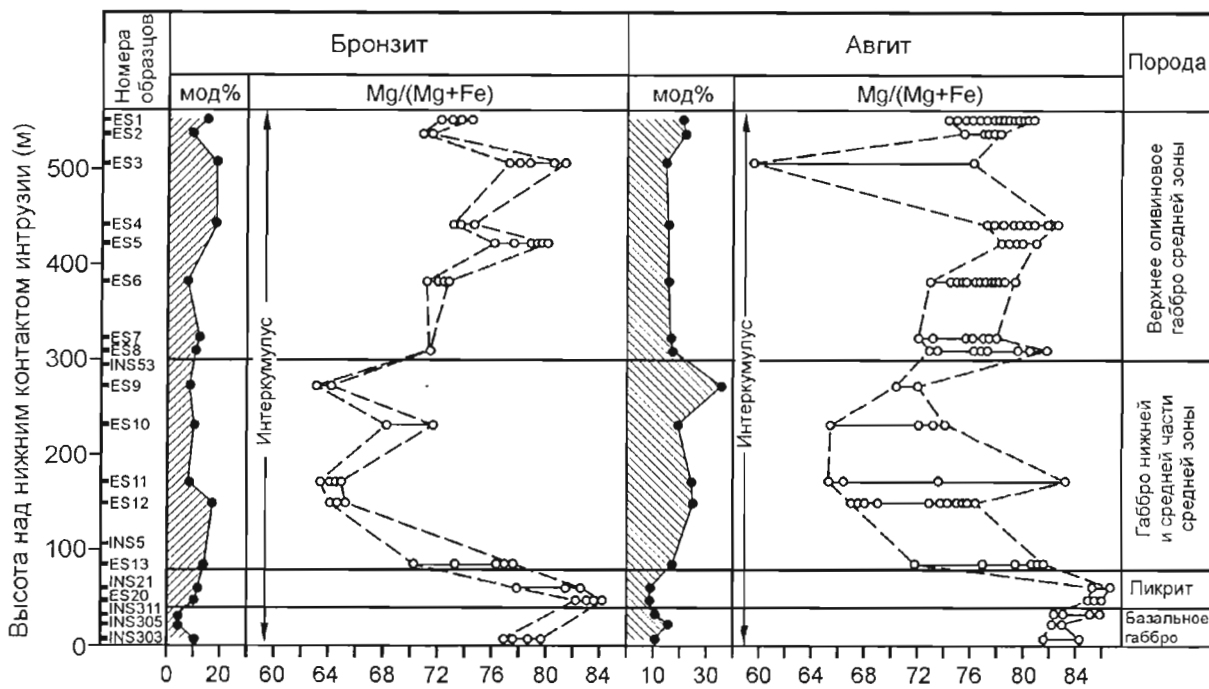


Рис. 4.66. Вариации содержаний и состава пироксенов по разрезу Уотерфолл Годж интрузии Инсизва (по Lightfoot et al., 1984)

### 4.3.6. Данные о проявлении контаминации и образовании руд месторождения Уотерфолл Годж

Учитывая данные по другим месторождениям, которые свидетельствуют, что ассимиляция вмещающих пород крайне важна для проявления сульфидной несмесимости в магме, будет интересно рассмотреть с этой точки зрения материалы по месторождению Уотерфолл Годж.

#### Полевые и петрографические данные

Полевое изучение старых горных выработок на месторождении Уотерфолл Годж привело к следующим выводам (Lightfoot et al., 1984). (1) При плавлении роговиков, развитых в подошве интрузии, образовывался гранофировый расплав, который внедрялся в базальные оливиновые габбро, где формировал жилы и шпиры гранофира, имеющие резкие контакты с окружающими габбро. (2) В результате метаморфизма карбонатных конкреций, развитых в подошве интрузии, магма, по всей видимости, обогащалась  $CO_2$ . Последнее предположение подтверждается присутствием в карбонатных нодулях волластонита, который мог быть сформирован при реакции  $CaCO_3$  с  $SiO_2$ , что вело к высвобождению  $CO_2$ . Петрографические материалы свидетельствуют, что контактовая фаза оливинового габбро обогащена кварцем и калишпатом на расстоянии до 50 см от контакта с гранофиром. В целом полевые и петрографические данные указывают, что контаминация в приподошвенной части интрузии имела место, но происходила только в непосредственной близости от тел гранофиров. Подобная контаминация не могла вызвать образование значительного количества сульфидов. Отсюда следует, что если магма интрузии Инсизва испытала значительную контаминацию, способную стимулировать сегрегацию сульфидов, то этот процесс, наиболее вероятно, протекал на глубине. Процессы "in situ" сводились только к ограниченному поглощению магмой  $CO_2$  и гранофирового расплава у подошвы интрузии.

#### Геохимические данные

В табл. 4.10 представлены данные по химическому составу пород базальной зоны интрузии Инсизва и подстилающих роговиков, в т.ч. данные по редкоземельным элементам. Если не считать образцы, отобранные в пределах 50 см от контакта интрузии, геохимические свидетельства в пользу гибридизации магмы вмещающими породами отсутствуют.

**Средние химические составы базальтов типа Лесото, долеритов Кару (по Marsh and Eales, 1985) и составы пород экзоконтакта и базальной зоны интрузии Инсизва в разрезе Уотерфолл Годж (по Lightfoot and Naldrett, 1984b)**

Порода	Базальт	Долерит	Роговик	З.П.	Б. габбро	Б. габбро	Б. габбро	Б. габбро	Б. габбро	Б. габбро	Б. габбро	Б. габбро	Б. габбро	Пикрит
№ проб	(48)*	(22)*	INS301	INS302	INS303	INS304	INS305	INS306	INS307	INS308	INS309	INS310	INS311	ES20
SiO <sub>2</sub>	51.51	51.76	68.46	53.72	49.16	48.15	48.14	47.52	47.12	48.97	47.45	46.31	45.36	43.91
TiO <sub>2</sub>	0.95	1.00	0.47	0.96	0.68	0.68	0.62	0.65	0.63	0.66	0.59	0.55	0.46	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.69	15.23	12.23	13.36	14.07	14.01	13.15	12.68	12.47	13.73	11.66	10.85	10.73	8.39
FeOT	10.95	10.90	7.91	11.77	13.21	13.21	13.27	13.30	13.67	13.11	13.08	13.83	13.94	15.45
MnO	0.16	0.20	0.10	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.19
MgO	7.02	6.86	1.46	7.07	11.88	13.02	14.90	16.43	16.73	12.94	18.58	20.86	21.74	26.98
CaO	10.69	10.57	2.47	9.01	8.42	8.09	7.49	7.38	6.98	7.89	6.74	6.15	5.83	4.09
Na <sub>2</sub> O	2.17	2.28	2.72	1.88	1.61	1.78	1.75	1.43	1.15	1.58	1.42	1.05	1.54	0.72
K <sub>2</sub> O	0.70	0.56	3.60	0.75	0.46	0.47	0.40	0.41	0.39	0.49	0.29	0.25	0.16	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.17	0.00	0.18	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.13	0.11	0.08	0.07
ППП			1.78	1.17	0.42	0.49	0.50	0.46	0.43	0.89	0.72	0.89	0.60	0.29
<b>Сумма</b>			101.20	100.05	100.25	100.23	100.55	100.59	99.90	100.59	100.78	101.03	100.62	100.44
Ba	175	213												
Rb	12.0	12.5	153.0	29.5	21.5	18.0	17.0	16.0	17.5	21.5	13.5	12.5	11.0	9.0
Sr	191	208	266	188	153	140	131	131	136	147	118	101	96	76
Y	24.4	25.7	21.5	24.6	20.9	19.4	18.1	17.5	18.1	19.6	15.7	14.6	13.2	9.3
Zr	94	97	201	90	78	70	65	64	66	72	57	51	46	33
Nb	4.8	6.3	10	8	6	5	6	6	5	6	5	5	5	4
V	241	246												
Zn	86	87												
Cu			3703	597	1525	1108	1081	602	1063	1300	243	360	602	301
Ni	94	87	2640	705	1972	1439	1551	1034	1566	1798	882	1093	1367	1010
Co	48	46												
La			27.3	14.4	10.8	10.1	9.0	9.2	9.3	10.8	8.3	6.8	7.2	
Ce				28.9	22.0	21.2	19.2	19.9	19.1	32.1	17.4	13.9	13.9	
Nd				13.5	12.3	10.7	9.8	9.9	10.5	11.9	8.4	8.0	6.5	
Sm			5.2	3.7	2.9	2.8	2.5	2.5	2.5	2.9	2.2	1.9	1.9	
Eu				1.2	1.1	0.8	0.9	0.8	0.8	0.9	0.8			
Tb				0.2	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.1	0.4	
Ho			1.6	1.0				0.6	0.7	0.8	0.8			
Yb			2.0	2.5	2.0	2.0	1.8	1.8	1.7	2.0	1.7	1.2	1.3	
Lu			0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	

Окислы и ППП – вес%, микроэлементы – ppm

\* Количество анализов. З.П. - закалочная порода; Б. габбро - базальное габбро.

Lightfoot et al. (1984) изучили изотопный состав Sr и Nd в породах интрузии Инсизва и подстилающих роговиках. Несмотря на ограниченное количество исследованных образцов (рис. 4.67), полученные ими данные позволили сделать ряд важных выводов. (1) Гранофиры имеют высокие, близкие роговикам отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и идентичный изотопный состав Nd. Это свидетельствует в пользу их образования из материала роговиков. (2) Два проанализированных образца базальных габбро сильно отличаются по содержанию MgO (7 и 20 вес%), но имеют одинаковый изотопный состав. Базальные габбро были образованы, вероятно, путем аккумуляции оливина в однородной, достаточно низкомагнезиальной магме. (3) Базальные габбро, пикриты и габбро средней зоны сильно различаются по изотопному составу. То есть, происхождение всего набора пород интрузии Инсизва (и, вероятно, Табанкулу) не может быть объяснено только фракционированием при низких давлениях. По-видимому, имело место неоднократное внедрение отдельных порций магмы в интрузивные камеры, и разные порции магматического материала испытали неодинаковую эволюцию до внедрения. Широкий разброс изотопных отношений Sr и Nd в породах интрузии Инсизва, по-видимому, дает свидетельства в пользу того, что разные порции магмы были контаминированы в разной степени.

Изотопный состав серы месторождения Уотерфолл Годж изучался Jensen (1967) и Lightfoot et al. (1984). Полученные ими значения  $\delta^{34}\text{S}$  от +4 до -4 не дают уверенных свидетельств в пользу присутствия коровой серы.

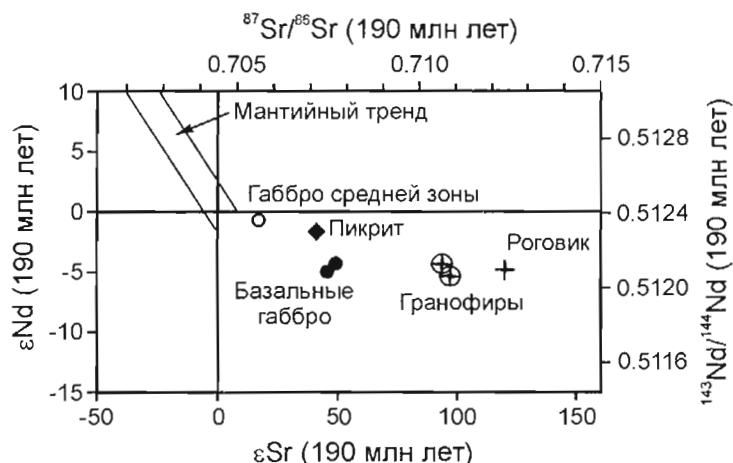


Рис. 4.67.

Диаграмма изотопных отношений Sr и Nd для пород интрузии Инсизва и подстилающих роговиков (изотопные отношения первичные, пересчитанные на возраст 190 млн лет). По Lightfoot et al. (1984), с изменениями

#### 4.3.7. Выводы, касающиеся комплекса Инсизва

Итак, магмы, образовавшие интрузивный комплекс Инсизва, испытали взаимодействие с коровыми породами, которое произошло до их внедрения в конечные интрузивные камеры. Присутствие в некоторых породах интрузии Табанкулу оливинов, обедненных никелем, показывает, что взаимодействие с коровыми породами привело к развитию сульфидной несмесимости, вызвало сегрегацию сульфидной жидкости и удаление из магмы халькофильных элементов. Эти процессы происходили до поступления магмы в конечные интрузивные камеры. Магма, внедрявшаяся через магматический проводник Табанкулу, могла быть загружена сульфидами. Исходя из сравнения с Норильским районом и месторождением Войсис Бэй (глава 6), в такой обстановке могла произойти аккумуляция сульфидной жидкости в гидродинамических ловушках магматической системы.

### 4.4. Общие заметки об условиях рудообразования в платобазальтовых областях

В течение 1990-х годов платобазальтовые провинции (включая провинцию Кивинован озера Верхнего, Кару в Южной Африке, Парана в Южной Америке и Коппермайн Ривер в Северной Канаде) стали высоко оцениваться как перспективные на Cu-Ni сульфидное оруденение. Это мнение установилось благодаря осознанию, сколь велики запасы и высоко качество Норильских руд. Автор полагает, что Норильская модель позволяет определить следующие ключевые факторы, определяющие формирование руд в платобазальтовых провинциях.

- (1) Наличие большого объема относительно примитивной ( $Mg/No = \sim 0.55$ ) магмы, включая оливинофировую магму.
- (2) Свидетельства, что некоторая часть магмы была обеднена халькофильными элементами.
- (3) Наличие источника серы во вмещающих породах. Если источник серы окислен (например, эвапориты), необходимо присутствие восстановителя во вмещающих породах (например, каменных углей).
- (4) Тектоника, в результате которой интрузии, питавшие лавы, были выведены на поверхность. Месторождения не могут образовываться в самих лавах, т.к. любой сульфид сторает (с образованием  $SO_2$ ), когда магма достигает поверхности.
- (5) Обстановка, способствующая проявлению термальной эрозии (см. рис. 4.29), которая позволяет интрузирующей магме реагировать с вмещающими породами.
- (6) Через выводящие каналы должна протекать магма, которая уже содержит несмешиваемые сульфиды; эти сульфиды концентрируются в гидродинамических ловушках внутри каналов течения.
- (7) Длительное функционирование выводящих каналов. После прохождения магмы, несущей несмешиваемые сульфиды, которые были захвачены в каналах, через те же каналы проходили новые и новые порции магмы. Поздние порции были менее обеднены халькофильными элементами по сравнению с магмой, испытавшей сегрегацию сульфида. Поздние магматические потоки контактировали с сульфидными, захваченными в выводящей системе, и обогащали их халькофильными металлами.

Интрузии комплекса Дулут рифтовой системы Мидконтинент ассимилировали серу из формации Виржиния, которая, будучи представленной сульфидсодержащими графитовыми сланцами, подстилает большую часть минерализованных интрузий. Эта формация распространена очень широко – она представлена и к югу от озера Верхнее, где известна как формация Мичигэмми, и вдоль канадской части северного берега озера Верхнее, где она называется сланцами Роув. Сланцы Роув в Канаде уменьшают мощность в северном направлении, и они отсутствуют под многими интрузиями, относящимися к магматизму Кивинован, развитыми в районе озера Нипигон. По мнению автора, шансы обнаружить месторождения Норильского типа на площадях, где сланцы Роув отсутствуют, значительно меньше, чем там, где они есть. Месторождения комплекса Дулут обычно представлены вкрапленными рудами с низким содержанием сульфидов, они не являются промышленными. Возможно, что большая часть магмы не испытала здесь существенного течения после образования несмешиваемых сульфидов. Решающим для поисков значительных концентраций руд в районе озера Верхнее будет выявление проводников, где происходило течение магмы.

По мнению автора, как уже говорилось выше, образование месторождений Норильского района произошло в результате исключительно благоприятной последовательности геологических событий. Заключительное из них – это формирование Кайеркано-Пясинской антиклинали, которая вывела к поверхности киль наиболее глубокой части вулканического бассейна. Рудоносные интрузии в районах Норильска и Талнаха располагаются именно вблизи этого кия. Если бы не было поднятия, месторождения были бы по-прежнему погребены под толщей базальтов мощностью 3 500 м.

## Месторождения Печенги (Россия)

## 5.1. Региональная геология

Печенгский район находится в пределах раннепротерозойской палеорифтовой системы, называемой в России Печенга-Варзугским осадочно-вулканическим поясом (например, Смолькин и др., 1995), а в некоторых западных работах - Полмак-Устьпонойским зеленокаменным поясом (например, Melzhuk et al., 1995). Этот пояс пересекает северо-восточную часть Фенноскандинавского (Балтийского) щита, протягиваясь вдоль Кольского полуострова на расстояние около 700 км (рис. 5.1). Он включает в себя впадины, выполненные раннепротерозойскими осадочно-вулканогенными породами (Полмакскую, Пасвикскую, Печенгскую, Имандра-Варзугскую и Усть-Понойскую), между которыми находится активизированный архейский фундамент, насыщенный дайками и прорванный гранитоидами. Заложение рифтовой системы произошло около 2.5 млрд лет назад – после внедрения и частичной эрозии расслоенных интрузий, сложенных перидотитами, пироксенитами и габброноритами (гора Генеральская, Мончеплутон, Федорово-Панские тундры). Рифтинг начался в восточной и центральной частях Имандра-Варзугской структуры и затем распространился на запад. Максимальное раздвижение рифта происходило в районе Печенгской структуры (Смолькин, 1992, 1993, 1997). В результате сжатия, произошедшего в период 1.75–1.70 млрд лет назад (преимущественно направленного на северо-запад), структуры пояса, особенно их южные зоны, претерпели интенсивные деформации и метаморфизм зеленосланцевой до амфиболитовой фации (Смолькин и др., 1995).

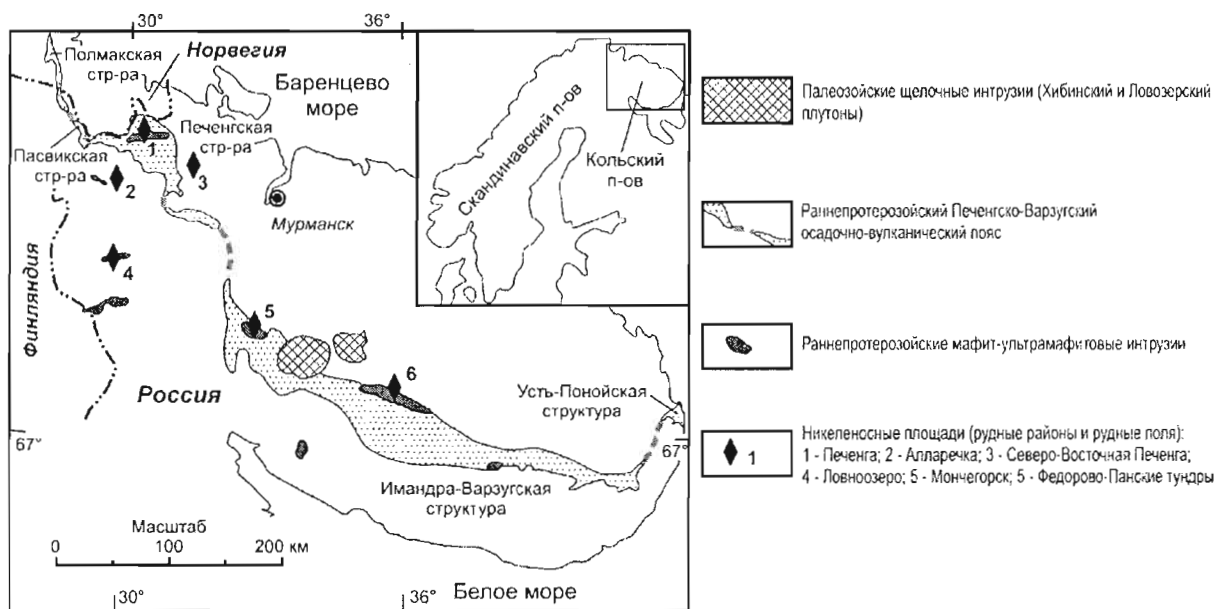


Рис. 5.1.

Обзорная карта Печенгско-Варзугского осадочно-вулканического пояса.

По Melzhuk et al. (1995), с изменениями

В пределах Печенга-Варзугского пояса и его обрамления выделяется ряд рудоносных площадей (рудных районов и рудных полей), где развиты сульфидные никелевые месторождения и рудопроявления. Они находятся преимущественно в пределах или вблизи Печенгской и Имандра-Варзугской структур. Gorbinov et al. (1985a) объединили эти месторождения в две группы, согласно их возрасту и типу материнских магматических тел. Первую группу представляют раннекарельские месторождения, имеющие возраст около 2.5 млрд лет, связанные с перидотит-пироксенит-габброноритовыми интрузиями типа горы Генеральской. К ним, в частности, относятся месторождения Аллареченской, Северо-Восточной



Печенгской и Мончегорской площадей (Яковлев и др., 1981; Gorbunov et al., 1985b). Рудоносные интрузивные тела локализованы здесь в зонах разломов либо у границ осадочно-вулканического пояса (Мончегорск), либо в гнейсах, образующих фундамент пояса (Алларечка и Северо-Восточная Печенга). Вторую группу представляют позднекарельские месторождения, имеющие возраст около 2.0 млрд. лет. Они связаны с габбро-верлитовыми интрузиями, находящимися в ассоциации с вулканическими породами ферропикритового состава. Эти месторождения, локализованные в Печенгском рудном поле, представляют особую важность и характеризуются ниже.

## 5.2. Геология Печенгской структуры

Печенгская структура подразделяется на две структурно-фациальные зоны: Северо-Печенгскую (или Северную), представляющую собою моноклираль, строение которой осложнено взбросами и взбросо-надвигами, и сильно дислоцированную Южно-Печенгскую (Южную) (рис. 5.2). В Северной зоне представлены более ранние, в Южной - более поздние осадочно-вулканогенные образования (Смолькин и др., 1995). Граница между зонами проходит по Порьяташскому разлому, который имеет северо-западное простирание, согласное простиранию данного отрезка рифтогенного пояса. Падение разлома юго-западное, крутое вблизи поверхности и более пологое на глубине, что установлено вибросейсмическими исследованиями (Пожиленко и др., 1997). В пределах Северо-Печенгской зоны большинство крупных разломов располагается субперпендикулярно или диагонально по отношению к простиранию рифта, а в пределах Южной зоны преобладают субпараллельные разломы. Строение южного обрамления структуры осложнено крупными куполовидными телами гранитоидов (рис. 5.2).

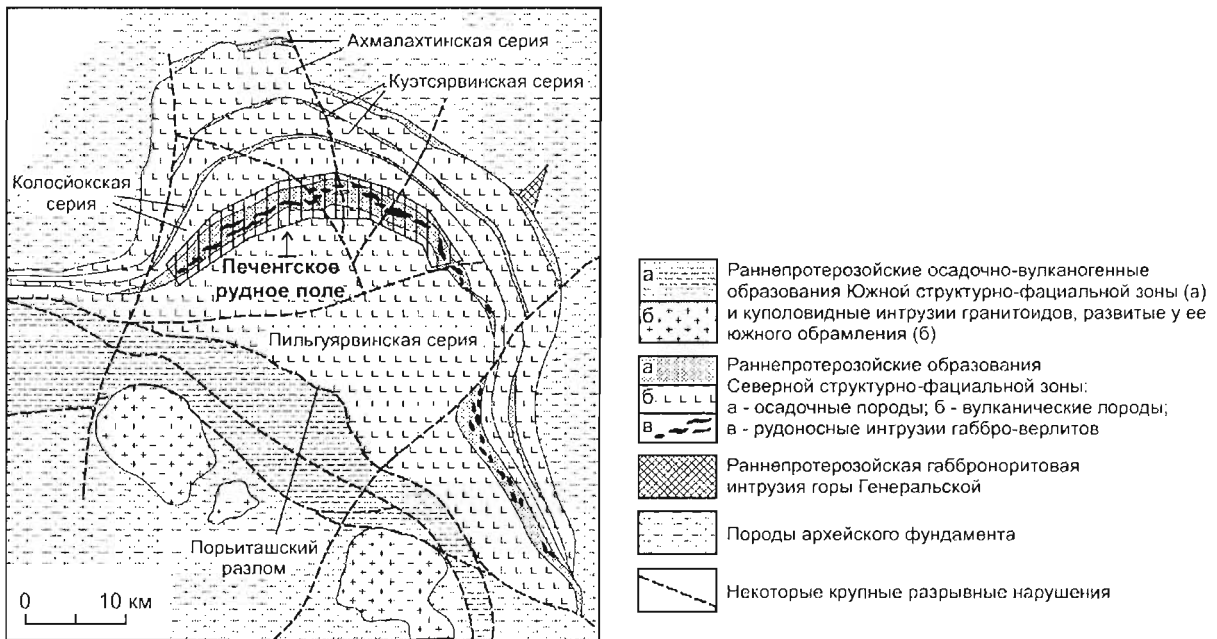


Рис. 5.2.

Карта-схема геологического строения Печенгской структуры.

По Г.И.Горбуну и Л.Папунену (1985), с упрощением и измененной легендой

В ранней российской стратиграфической схеме (Геология СССР, 1958) осадочно-вулканогенные породы Печенгской структуры были ошибочно отнесены к палеозойским образованиям и подразделялись на пять толщ. Четыре толщи, имеющие циклическое строение (осадочные породы внизу и вулканические вверху), были выделены в пределах Северной структурно-фациальной зоны. Пятая толща объединяла все образования Южной зоны. В последующие годы был установлен раннепротерозойский возраст пород. Стратиграфическое расчленение неоднократно менялось и детализировалось (см. обзор, представленный в работе В.Ф. Смолькина и др., 1995). В середине 1990-х годов, при подготовке международной Геологической карты Фенноскандии, норвежская рабочая группа (Melzhik et al., 1995) разработала легенду к карте Пасвикского и Печенгского районов, представленную на рис. 5.3. Все раннепротерозойские образования объединены в этой легенде в супергруппу Петсамо, в составе которой выделены две группы: Северопеченгская (включающая все образования Северной структурно-фациальной зоны) и Южнопеченгская

(включающая образования Южной зоны). Российские геологи (Смолькин и др., 1995; Smolkin et al., 1995 и другие работы) не поддержали эту схему, поскольку она не соответствует действующему в России Стратиграфическому кодексу. Современная российская схема расчленения разреза Северной зоны Печенгской структуры, с указанием литологии пород и мощностей свит, представлена в табл. 5.1. Российская стратиграфическая схема Южной зоны в основном соответствует представленной на рис. 5.3, но перечисленные там формации в России выделяются в ранге свит и толщ. Поскольку данная работа предназначена для российских читателей, мы используем в последующем тексте российскую стратиграфическую терминологию. Приведенное ниже описание пород преимущественно дано согласно монографии В.Ф. Смолькина и др. (1995).

Таблица 5.1

**Сопоставление некоторых стратиграфических схем  
Северо-Печенгской структурно-фациальной зоны**

Н.А. Курылева (Геология СССР, 1958)	Melzhik et al. (1995)	В.Ф.Смолькин и др. (1995)	
4-я осадочно-вулканогенная толща	Пильгуйярвинская вулканическая формация*	Пильгуйярвинская серия	Суппваарская свита. Базальты (лавы, туфы). До 1700 м
	Пильгуйярвинская осадочная формация*		Матертская свита. Базальты, в подчиненном количестве ферропикриты (лавы, туфы, лавобрекчии); горизонт пород кислого состава. До 3000 м
3-я осадочно-вулканогенная толща	Колосйокская вулканическая формация*	Колосйокская серия	Ламмасская свита. Туфы и лавобрекчии ферропикритов, реже базальтов. 10–600 м
	Колосйокская осадочная формация*		Ждановская свита. Алевропсаммитовые сульфидно-углеродистые сланцы, туфы, туффиты, лавобрекчии базальтов и ферропикритов. 800–1100 м
2-я осадочно-вулканогенная толща	Куэтсярвинская вулканическая формация*	Куэтсярвинская серия	Заполярнинская свита. Базальты (лавы, туфы, гиадокластиты), туфоагломераты, в основании рассланцованные ферропикриты. 1500–2000 м
	Куэтсярвинская осадочная формация*		Лучломпольская свита. Красноцветные терригенно-осадочные породы, сланцы. 80–150, реже до 400 м
1-я осадочно-вулканогенная толща	Ахмалахтинская вулканическая формация*	Ахмалахтинская серия	Оршайвинская свита. Базальты (лавы, туфы), реже трахиандезибазальты, дациты. 400–600 м
	Неверскруккская формация*		Пирттиярвинская свита. Трахиандезибазальты и трахибазальты, редко пикробазальты. 150–1000 м
			Кувернийокская свита. Карбонатные породы, кварциты. 0–400 м
			Маярвинская свита. Андезибазальты, реже пикробазальты, дациты и риолиты. 100–1600 м
			Телевинская свита. Конгломераты, граувакковые гравелиты и метапсамиты. 0–250 м

\* В более ранней работе (Загородный и др., 1964) эти формации описаны в ранге подсвит  
 \*\* Подразделение, выделенное в Пасвикской структуре (Melzhik et al., 1995).

## Месторождения Печенги (Россия)

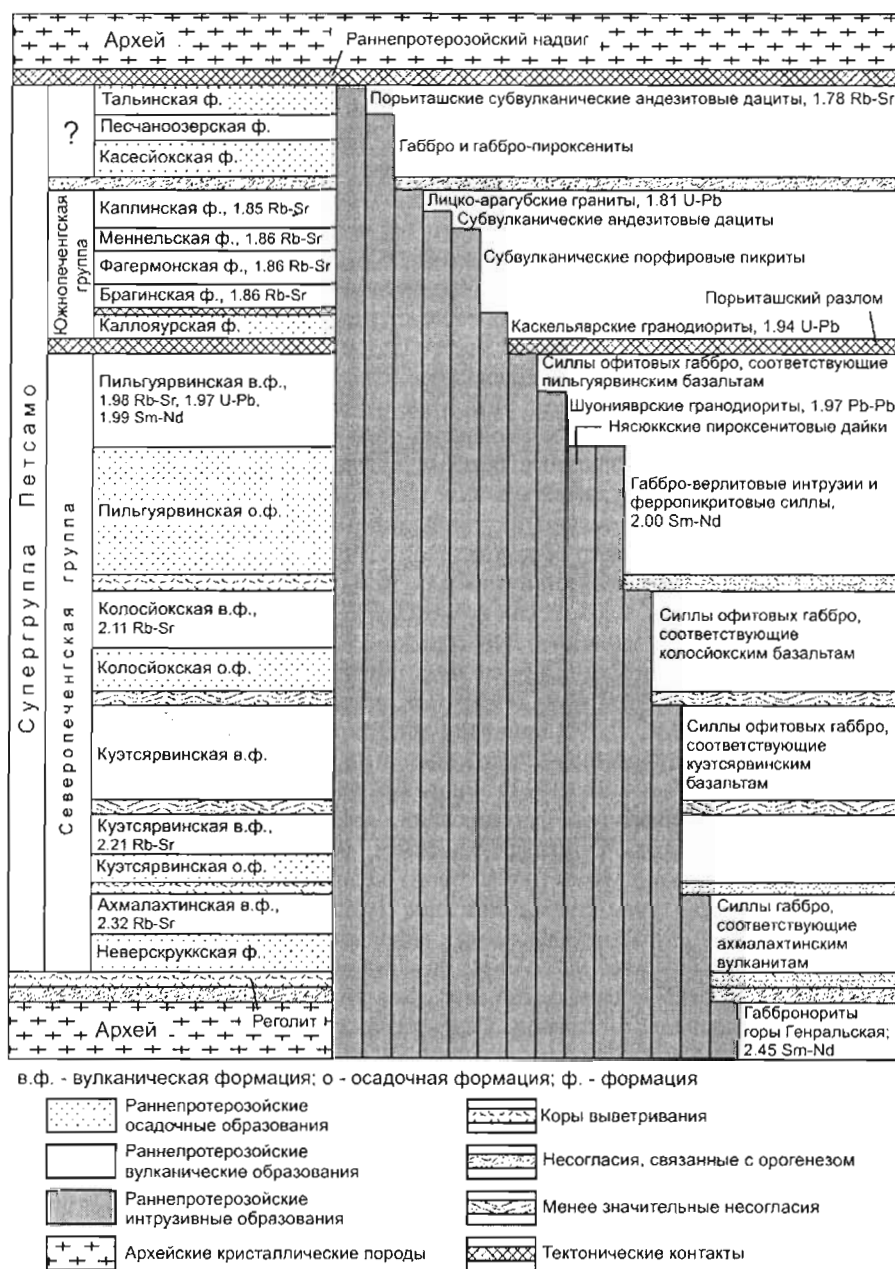


Рис. 5.3.

Схема расчленения раннепротерозойских осадочно-вулканогенных и интрузивных образований Печенгской и Пасвикской структур с указанием возраста магматических пород. По Melzhuk et al. (1995)

Общая мощность осадочно-вулканогенных образований Северо-Печенгской структурно-фациальной зоны превышает 10 000 м. В основании разреза залегают телевинские конгломераты и песчаники. Они перекрываются маярвинскими вулканитами андезибазальтового, реже дацитового состава, среди которых преобладают шаровые лавы. Выше по разрезу лежат кварциты, доломиты, красноцветные терригенные образования и лавы субщелочного, реже базальтового состава кувернийюкская, пирттиярвинской, оршоайвинской и лучломпольской свит. Породы нижней части разреза, вплоть до осадочной лучломпольской свиты, формировались в мелководных морских бассейнах или в континентальных условиях. Последующая заполярнинская свита сложена массивными и шаровыми лавами, туфами и гиадокластитами базальтов, возможно, образованными в океанических условиях или в глубоководной впадине типа Красноморского рифта. В основании свиты залегают сланцы ферропикритового состава, вероятно, развитые по лавам.

Выше развита ждановская свита, представленная метаморфизованными алевролитами, песчаниками, сланцами, туфами и туффитами базальтового, реже ферропикритового состава. Она неоднородна по разрезу и разделяется на несколько пачек, отличающихся составом и соотношением осадочных и туфогенных пород. Характерной особенностью пород является обогащенность сульфидным и углеродистым, а в ряде случаев карбонатным и фосфатным веществом. Исследователи не имеют единого мнения об условиях формирования ждановской свиты: одни из них считают, что осадки накапливались в мелководной прибрежно-морской зоне (Предовский и др., 1974), другие - в глубоководной (Негрусца, 1984). Перекрывающая ламмасская свита сложена ферропикритовыми туфами и туффитами с подчиненными интенсивно рассланцованными лавовыми потоками, содержащими 8–11 вес% MgO, 650–1600 ppm Cr, 279–850 ppm Ni. В туфах встречаются валуны гранитоидов (предположительно принесенные плавучими льдами).

В разрезе последующей матертской свиты преобладают толleitовые базальты, по составу РЗЭ близкие MORB (см. приведенный ниже рис. 5.7). В то же время, базальты заполярнинской и матертской свит отличаются от MORB по содержаниям и соотношениям других несовместимых элементов (Смолькин, 1992; Hanski, Smolkin, 1989, 1995). По мнению М.В. Минца с соавторами (1996), геохимические характеристики этих пород близки Т- и Е-MORB. Подчиненную роль в составе матертской свиты играют ферропикриты; присутствуют туфогенно-осадочные породы, содержащие сульфиды и углерод. Базальты и ферропикриты преимущественно представлены в виде лав, имеющих массивную, шаровую и варнолитовую текстуру; встречаются горизонты туфов. Ферропикритовые лавы развиты в матертской свите на пяти стратиграфических уровнях. Они часто образуют достаточно мощные расслоенные потоки, в верхней части которых развиты породы с оливиновой и пироксеновой спинифекс-структурами (Смолькин, 1992), подобными структурам, описанным в архейских коматиттах (Amdt et al., 1977). В 700–800 м выше подошвы матертской свиты залегает маркирующий горизонт пород кислого состава, которые содержат бомбы ферропикритов и мелкие обломки гранитоидных пород с древним цирконом. Породы аномально обогащены кремнеземом (до 80–87 %), Zr (до 740 ppm) и легкими редкими землями, имеют сильно варьирующие отношения  $Na_2O/K_2O$  (0.01–7). Их природа остается спорной. Первоначально они рассматривались как туфы и лавы кварцевых порфиров (Загородный и др., 1964; Предовский и др., 1974). В 1990-е годы отдельные исследователи (Смолькин, 1992) описывали их как туфосилициты с массивной, брекчьевидной, грубо- и тонкослоистой текстурой, формирование которых обусловлено подводным выветриванием ферропикритовых вулканитов. Суппваарская свита, венчающая разрез Северной структурно-фациальной зоны, сложена лавами и туфами базальтового состава.

Мощность пород Южной структурно-фациальной зоны составляет 2 500–3 000 м. Залегаящая на севере каллоюрская свита сложена метаморфизованными туфогенными породами, углистыми и углитокарбонатными сланцами, metabазальтами. Далее на юг развиты metabазальты с подчиненными андезибазальтами и пикробазальтами брагинской - менельской свит. Они сменяются андезит-дацит-риолитовыми вулканитами каплинской толщи. Вдоль южной границы Печенгской структуры распространены вулканомиктовые серицитовые сланцы и метатуфогенные породы касейокской толщи. По мнению М.В. Минца с соавторами (1996), породы брагинской - менельской свит близки океаническим толщам Т-MORB, а образования каплинской толщи могут быть сопоставлены с островодужными сериями.

В Печенгской структуре развиты многочисленные интрузии разнообразного состава (см. рис. 5.3, где приведены также данные о возрасте пород). Большинство интрузий Северной зоны - это габбровые силлы, комагматичные мафитовым лавам всех четырех осадочно-вулканических циклов.

Широко развиты комагматы ферропикритовых лав матертской свиты. Они образуют силлы ферропикритов, дайки, представленные оливиновыми ферродолеритами, перидотитами и оливиновыми габбро (Смолькин, 1992; Смолькин и др., 1995), а также дифференцированные тела габбро-верлитового состава, с которыми связано сульфидное Cu-Ni оруденение. Силлы ферропикритов и дайки оливиновых ферродолеритов секут сланцы ждановской свиты. Дайки перидотитов и оливиновых габбро образуют систему субпараллельных мощных тел в северном обрамлении Печенгской структуры. Подавляющее большинство рудоносных габбро-верлитовых интрузий локализовано в осадочных породах ждановской свиты. Лишь отдельные из них, несущие незначительное оруденение, встречаются в верхах вулканогенной заполярнинской свиты.

Ждановская свита, контролирующая размещение рудоносных интрузий, ранее часто называлась в литературе "продуктивной толщей". Эта свита развита и в Печенгской, и в соседней Пасвикской структуре, но в Печенгском районе ее мощность выше, и между ждановской и матертской свитами здесь местами появляется ламмасская свита, отсутствующая в Пасвикской структуре (рис. 5.4).

Габбро-верлитовые интрузии развиты вдоль всей полосы выходов ждановской свиты в Печенгской структуре (рис. 5.2), они встречаются и в соседнем Пасвикском районе (рис. 5.4). Однако, интрузии, несущие существенное оруденение, известны только в центральной части Печенгской структуры, там, где ждановская свита имеет наибольшую мощность и наиболее богата осадочными сульфидами. Эта площадь выделяется российскими геологами в качестве Печенгского рудного поля (рис. 5.2).

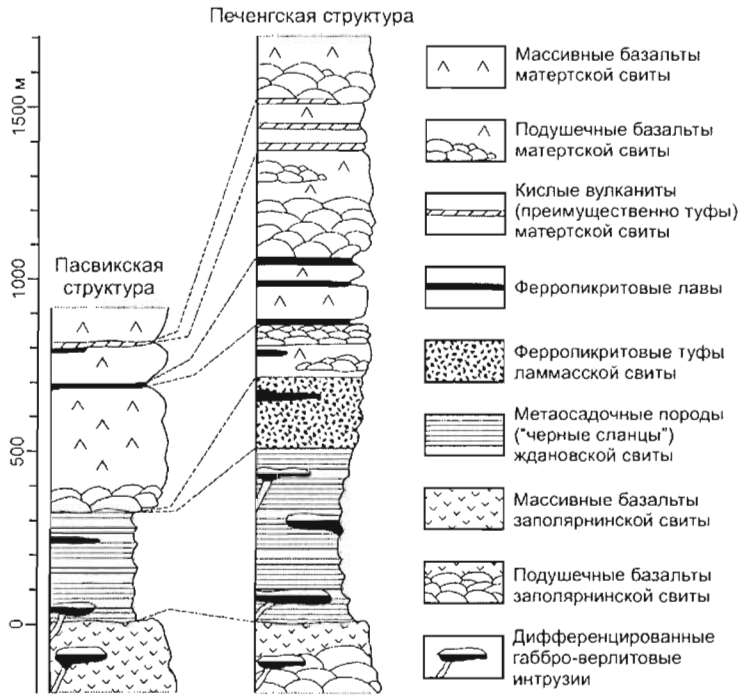
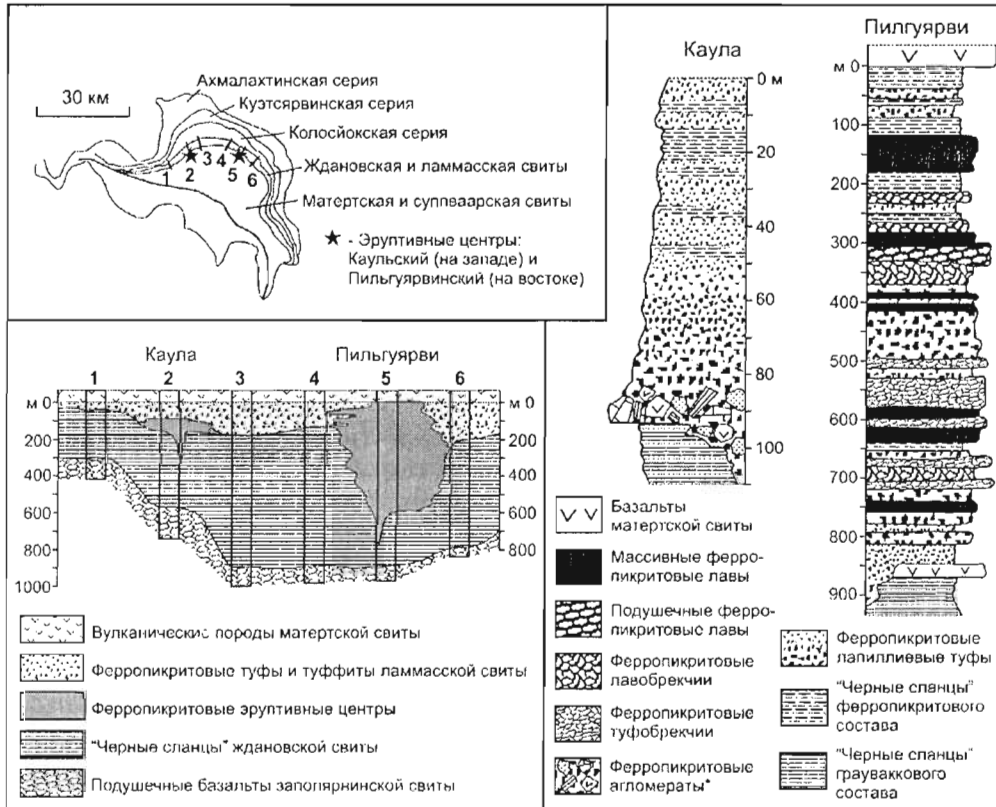


Рис. 5.4.

Разрезы стратиграфического интервала локализации рудоносных интрузий в Пасвикской и Печенгской структурах. По Melezhik and Sturt (1994), с измененной легендой



\*Агломераты включают обломки черных сланцев, базальтов, известняков и кварцитовидных песчаников

Рис. 5.5.

Расположение и вертикальные разрезы Каульского и Пильгуйярвинского центров феррохромитового вулканизма. По Melezhik and Sturt (1994), с измененной легендой

В западной и восточной частях Печенгского рудного поля предполагается наличие двух эруптивных центров ферропикритового вулканизма, названных Каульским и Пильгуярвинским (рис. 5.5). Они были сформированы на заключительной стадии отложения пород ждановской свиты - в начале образования ламмасской свиты (Скуфьин, Федотов, 1989; Melezhik et al., 1994). В расположенном на западе Каульском центре мощность пород, интерпретируемых в качестве эруптивных, составляет 100 м. В основании разреза залегают ферропикритовые агломераты. Они включают угловатые обломки пород, развитых в подстилающих толщах Северо-Печенгской структурно-фациальной зоны: черных сланцев и диагенетических карбонатных конкреций ждановской свиты, а также базальтов, фосфорсодержащих известняков и кремнистых сланцев нижежащих свит. Выше агломератов лежит вулканическая брекчия, матрица которой образована ферропикритовым лапиллиевым туфом. Брекчия постепенно переходит вверх в черные сланцы ферропикритового состава. В Пильгуярвинском эруптивном центре представлена толща ферропикритовых лав и туфов мощностью 600 м.

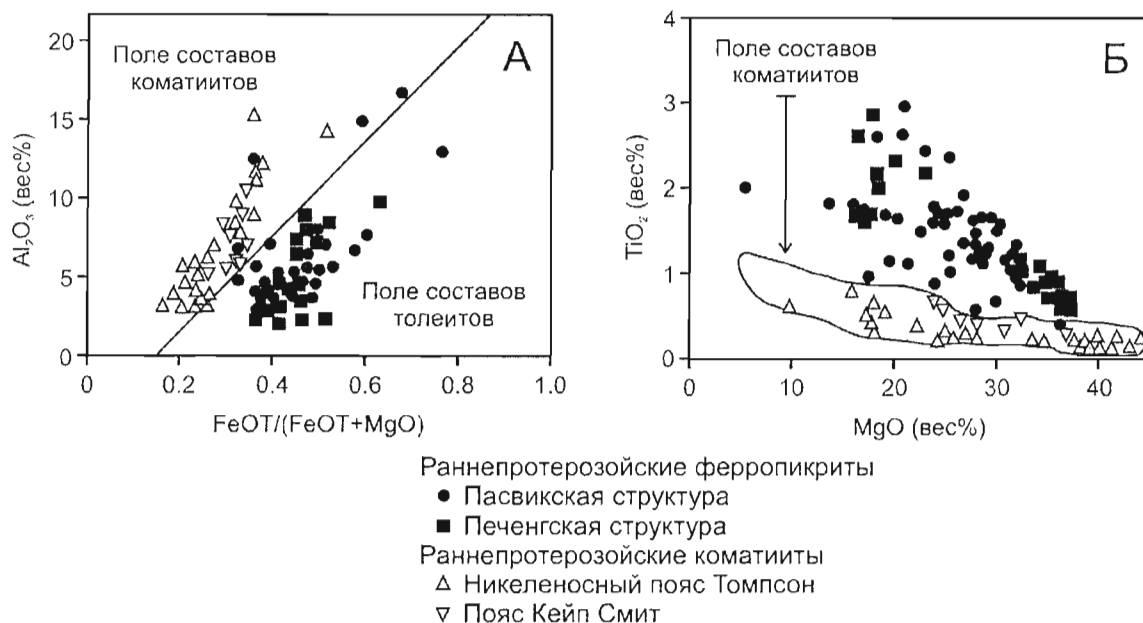


Рис. 5.6.

Сопоставление химических составов ферропикритовых лав Пасвикской и Печенгской структур с составами раннепротерозойских коматиитов Канады на диаграммах  $Al_2O_3 - FeOT/(FeOT + MgO)$  и  $TiO_2 - MgO$ . По Hanski (1992)

### 5.3. Геохимия ферропикритовых пород

А.А. Предовский с соавторами (1971), основываясь на петрохимических данных, показали, что ферропикритовые лавы, хотя они и чередуются в разрезе с толеитовыми базальтами, генетически самостоятельны и связаны с иным мантийным источником, не имеющим отношения к источнику толеитов.

Hanski and Smolkin (1989) первыми назвали магнезиальные вулканические породы ферропикритами, указав, что они содержат 15–16 вес% FeOT. Ферропикриты характеризуются также высокими содержаниями  $TiO_2$ , низкими  $Al_2O_3$  (табл. 5.2) и, соответственно, низкими отношениями  $Al_2O_3/TiO_2$  и  $Al_2O_3/(FeO/FeO+MgO)$  (рис. 5.6). Они обогащены несовместимыми элементами и имеют крутые профили РЗЭ (рис. 5.7). Отношение  $La/Yb$ , нормализованное к хондриту, составляет в этих породах  $>10$ . Названные особенности резко отличают ферропикритовые породы от коматиитов (рис. 5.6), а также от базальтов, с которыми они ассоциируют в разрезе (рис. 5.7).

Кроме Печенгского района, ферропикриты и комагматичные интрузии были обнаружены в западной части Имандра-Варзугской структуры (Смолькин, Дайн, 1985). Это свидетельствует, что крупный источник магматического материала, обогащенный Fe, занимал в то время большую площадь под Кольским полуостровом.

**Средние и средневзвешенные химические составы ферропикритовых лав и габбро-верлитовых интрузий Печенгской и Пасвикской структур (вес%). По Melzhik et al. (1994a)**

	Составы лав						Составы интрузий				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	43.86	43.71	45.97	44.96	46.29	43.11	41.88	41.14	43.03	45.13	38.53
TiO <sub>2</sub>	1.99	1.83	2.57	2.31	1.99	2.01	2.99	1.81	2.07	2.07	1.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.97	8.12	7.68	6.39	7.18	7.73	6.81	6.22	6.37	7.21	3.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.09	3.02	н.о.	н.о.	н.о.	17.63	3.33	7.33	н.о.	н.о.	18.26
FeO	11.83	12.24	14.99	15.73	15.23	н.о.	12.83	9.96	17.85	16.77	н.о.
MnO	0.17	0.18	0.21	0.21	0.23	0.21	0.18	0.21	0.219	0.22	0.21
MgO	14.79	15.28	17.39	19.92	18.67	15.04	15.61	19.33	22.61	18.66	23.07
CaO	11.35	9.06	10.51	9.47	9.16	6.17	10.68	6.53	5.95	8.96	4.09
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.39	0.17	0.41	0.32	0.72	0.77	0.93	0.91	0.27	0.02
K <sub>2</sub> O	0.11	0.19	0.07	0.07	0.18	0.19	0.65	0.43	0.33	0.09	0.03
H <sub>2</sub> O+	4.69	4.76	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.09	н.о.	н.о.	н.о.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н.о.	0.31	0.24	0.22	0.32	0.17	н.о.	н.о.	0.11	0.19	0.16
S <sub>общ</sub>	0.04	0.11	н.о.	н.о.	н.о.	0.11	0.37	0.31	н.о.	н.о.	0.04
CO <sub>2</sub>	0.52	0.39	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.36	н.о.	н.о.	н.о.
Cr (Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	н.о.	0.094	(0.10)	(0.20)	(0.15)	(0.36)	н.о.	н.о.	(0.36)	(0.28)	(0.22)
Ni (NiO)	0.11	0.064	(0.1)	(0.11)	(0.27)	0.11	(0.06)	0.15	(0.21)	(0.15)	0.16
Cu	0.02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.02	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	0.01
Co	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	0.01
ППП	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	6.31	5.68	4.02	н.о.	н.о.	н.о.	9.24

н.о. – компонент не определялся

- 1 – средний состав пикритовых лав Печенгского района, n = 7 (Предовский и др., 1971);
- 2 – средний состав пикритовых лав Печенгского района, n = 10 (Предовский и др., 1987);
- 3 – средний состав нижних закалочных зон пикритовых потоков Печенгского района (Brugmann et al., 1991);
- 4 – средневзвешенный состав пикритовых лав Печенгского района, n = 16 (Brugmann et al., 1991);
- 5 – средний состав пикритовых лав Печенгского района, n = 68 (Brugmann et al., 1991);
- 6 – средний состав ферропикритовых лав района Пасвик, n = 3 (Melezhik and Sturt, 1994);
- 7 – средний состав никеленосных интрузий Печенгского района (Папушис, 1952);
- 8 – средневзвешенный состав никеленосных интрузий Печенгского района, n = 88 (Предовский и др., 1971);
- 9 – средневзвешенный состав никеленосных интрузий Печенгского района, n = 163 (Brugmann et al., 1991);
- 10 – средний состав нижних закалочных зон никеленосных интрузий Печенгского района (Brugmann et al., 1991);
- 11 – средний состав дифференцированных интрузий района Пасвик, n = 33 (Melezhik and Sturt, 1994)

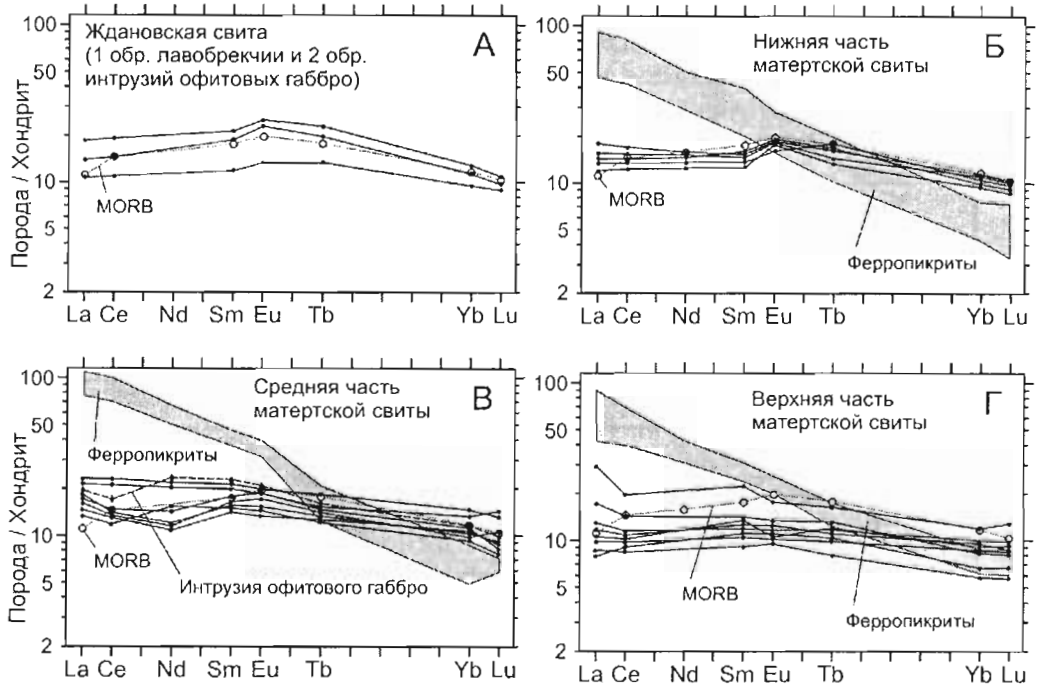


Рис. 5.7.

Спектры редкоземельных элементов (нормализованные к составу хондрита) для базальтовых и ферропикритовых пород ждановской и матертской свит в сравнении с базальтами MORB. По Smolkin et al. (1995), с измененной стратиграфической номенклатурой

#### 5.4. Свидетельства коагматизма ферропикритовых вулканитов и рудоносных габбро-верлитовых интрузий

Коагматизм вулканических ферропикритов и рудоносных габбро-верлитовых интрузий хорошо подтвержден минералогическими, геохимическими и геохронологическими данными.

В вулканических породах, силлах и дайках ферропикритового состава и в дифференцированных габбро-верлитовых интрузиях установлен общий для них специфический минеральный парагенезис. Эта ассоциация минералов включает: железистый оливин, титанистый авгит, титанистый амфибол (керсутит), титанистый биотит, основной плагиоклаз, титанистый хромит, ульвошпинель (установлена в ферропикритах), титаномагнетит и ильменит (Смолякин, 1977, 1992; Смолякин и др., 1995).

Подобие химических составов ферропикритовых лав и рудоносных интрузий иллюстрируется таблицей 5.2. Те и другие породы обогащены несовместимыми элементами и имеют сходные изотопные характеристики со значениями  $\epsilon Nd$  около +1.5 и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  около 0.7032 (Смолякин и др., 1995).

Уже первые определения возраста, полученные Pb–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr и Re–Os методами, показали, что ферропикриты и габбро-верлиты имеют сопоставимый возраст около 2 млрд лет (Hanski et al., 1990). В настоящее время получены более точные данные: U–Pb возраст интрузивных габброидов равен  $1980 \pm 10$  млн лет (Смолякин, Баянова, 1999), Sm–Nd возраст ферропикритов -  $1980 \pm 40$  млн лет (Смолякин и др., 1995), Sm–Nd возраст даек перидотитов и оливиновых габбро -  $1956 \pm 20$  млн лет (Huhma et al., 1996).

#### 5.5. Габбро-верлитовые интрузии

С.Л. Зак с соавторами (1982) писали, что к началу 1980-х годов в Печенгском рудном поле было известно 226 габбро-верлитовых интрузий и 25 из них включали сульфидные никелевые месторождения и рудопроявления.

Подавляющее большинство интрузий, как говорилось выше, локализовано в туфогенно-осадочных породах ждановской свиты. Несколько тел залегает в вулканитах заполярнинской свиты, где их расположение контролируется Колосийским разломом (рис. 5.8). Внедрение интрузий происходило неоднократно, при этом наиболее ранними являются интрузии, секущие вулканиты заполярнинской свиты (Смолякин и др., 1995). По мнению В.Ф.Смолякина, высказанному в цитированной работе, наиболее богатое оруденение несут интрузивные тела, сформированные при завершении ферропикритового вулканизма.



## Месторождения Печенги (Россия)

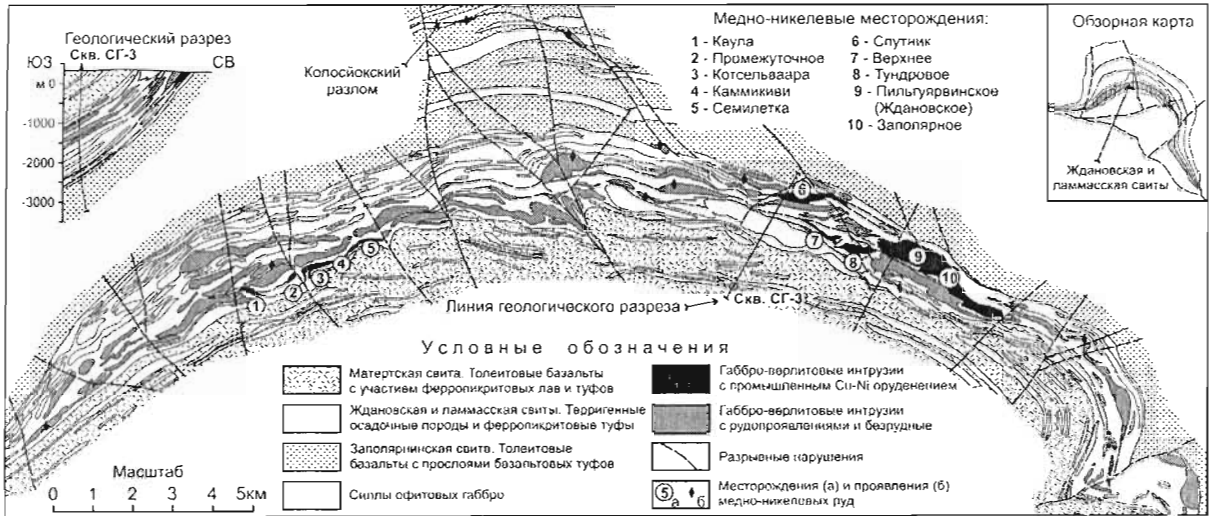


Рис. 5.8.

Схематическая геологическая карта Печенгского рудного поля. По Г.И.Горбунову и др. (1999), с упрощением и измененной легендой

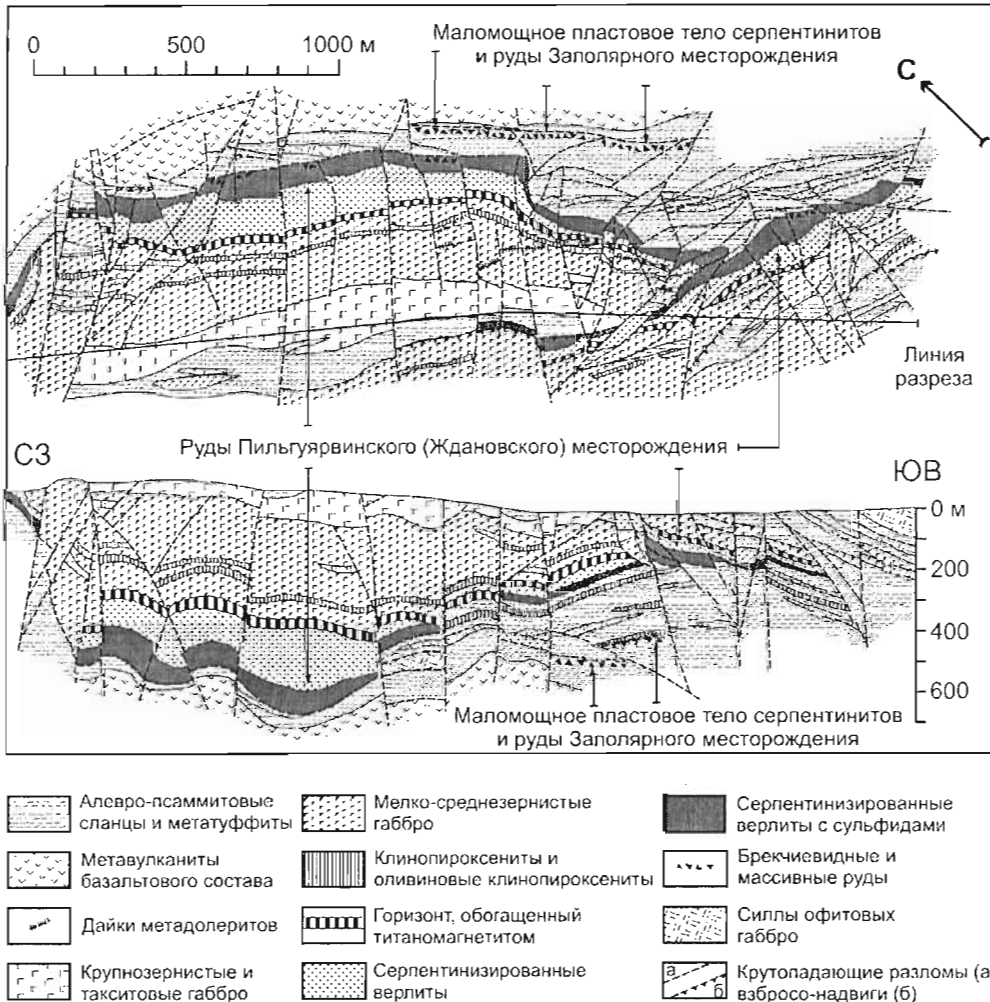


Рис. 5.9.

Схематическая геологическая карта и продольный геологический разрез Пильгьярвинской интрузии. По В.Ф.Смолякину (1977), с упрощением

## Средние химические составы главных дифференциатов и средневзвешенные составы габбро-верлитовых интрузий Печенгской структуры (по В.Ф.Смолякину, 1992)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
n	51	42	19	25	12	21	12	23	163	290
SiO <sub>2</sub>	36.40	37.13	39.53	46.25	40.31	44.56	49.65	44.70	42.70	42.85
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.95	1.35	1.49	4.45	3.66	2.58	2.05	2.05	1.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.46	3.16	4.58	4.59	6.52	11.90	13.49	7.13	6.32	6.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.16	8.42	6.66	2.60	5.91	4.20	3.01	3.46	3.85	4.81
FeO	7.41	8.58	10.74	10.31	14.61	11.65	10.68	13.51	14.25	11.45
MnO	0.20	0.20	0.19	0.17	0.19	0.18	0.19	0.22	0.20	0.15
MgO	32.09	28.20	23.02	15.73	10.18	6.66	3.30	18.48	22.44	22.76
CaO	1.22	2.65	5.13	14.90	13.44	9.93	6.85	8.87	5.91	7.44
Na <sub>2</sub> O	0.77	0.10	0.13	0.46	0.63	2.37	4.05	0.27	0.89	1.33
K <sub>2</sub> O	0.11	0.11	0.09	0.24	0.50	0.60	1.90	0.09	0.34	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.07	0.11	0.10	0.11	0.15	0.43	0.19	0.11	0.03
H <sub>2</sub> O+	8.00	9.00	6.24	2.40	2.50	3.37	2.94			
CO <sub>2</sub>		0.29	0.65	0.27	0.11	0.22	0.31			
S <sub>общ</sub>		0.33	0.40	0.27	0.48	0.40	0.13	0.55	0.37	0.40
Cr	3490	3420	2670	1370	410	70	70	1915	2460	1985
V	120	170	170	170	810	230	60	220	220	220
Ni	2820	2200	2800	500	800	200	200	1140	1650	1650
Co	190	200	200	100	70	90	50	120	190	190
Cu	320	200	1200	200	80	100	40	340	190	190

Примечания: n – количество анализов. Содержания породообразующих окислов и серы приведены в вес%, содержания рудогенных элементов – в ppm. Составы 8–10 пересчитаны с удалением воды

- 1 – серпентинизированный верлит, богатый компонентами оливина;
- 2 – серпентинизированный верлит;
- 3 – карбонат-талк-хлоритовый серпентинит;
- 4 – амфиболитизированный оливиновый клинопироксенит;
- 5 – амфиболитизированный плагиоклинопироксенит;
- 6 – соскюритизированное габбро;
- 7 – ортоклазовое габбро;

- 8 – средний состав зон закалок интрузий;
- 9 – средневзвешенный состав интрузий по данным химического состава пород (содержания FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> приведены с учетом состава первичных минералов);
- 10 – средневзвешенный состав интрузий, рассчитанный на основе реконструированного количественно-минералогического состава пород.

Составы рассчитаны для интрузий, полные разрезы которых пересечены буровыми скважинами (преимущественно в Печенгском рудном поле, в меньшей мере – на востоке Пасвикской структуры)

В пределах Печенгского рудного поля интрузии занимают площадь 19.1 км<sup>2</sup>, что составляет 25% площади выходов вмещающей туфогенно-осадочной толщи. Мощность интрузий варьирует от 10 до 600 м, протяженность по простиранию – от 100 до 3 000 м и более. По падению они иногда прослеживаются на расстояние до 1000 м без признаков выклинивания. Преобладают тела мощностью 10–50 м и протяженностью 100–500 м (Смолякин и др., 1995). Интрузии имеют форму линз, круто падающих на юго-запад, согласно залеганию вмещающих пород (см. геологический разрез на рис. 5.8). Строение интрузий очень часто осложнено взбросо-надвидами и поперечными крутопадающими разломами (взбросами, реже сбросами).

Разрез дифференцированных интрузий начинается с нижней закалочной зоны, сложенной метаморфизованными мелкозернистыми клинопироксенитами и оливиновыми клинопироксенитами. Выше залегает оливиновый кумулат, который перекрывается маломощным клинопироксенитовым горизонтом (иногда содержащим титаномagnetитовые руды). Далее следуют габбро с массивной, такситовой или полосчатой текстурой. В отдельных, наиболее мощных интрузиях выше них залегают ортоклазовые габбро.

## Месторождения Печенги (Россия)

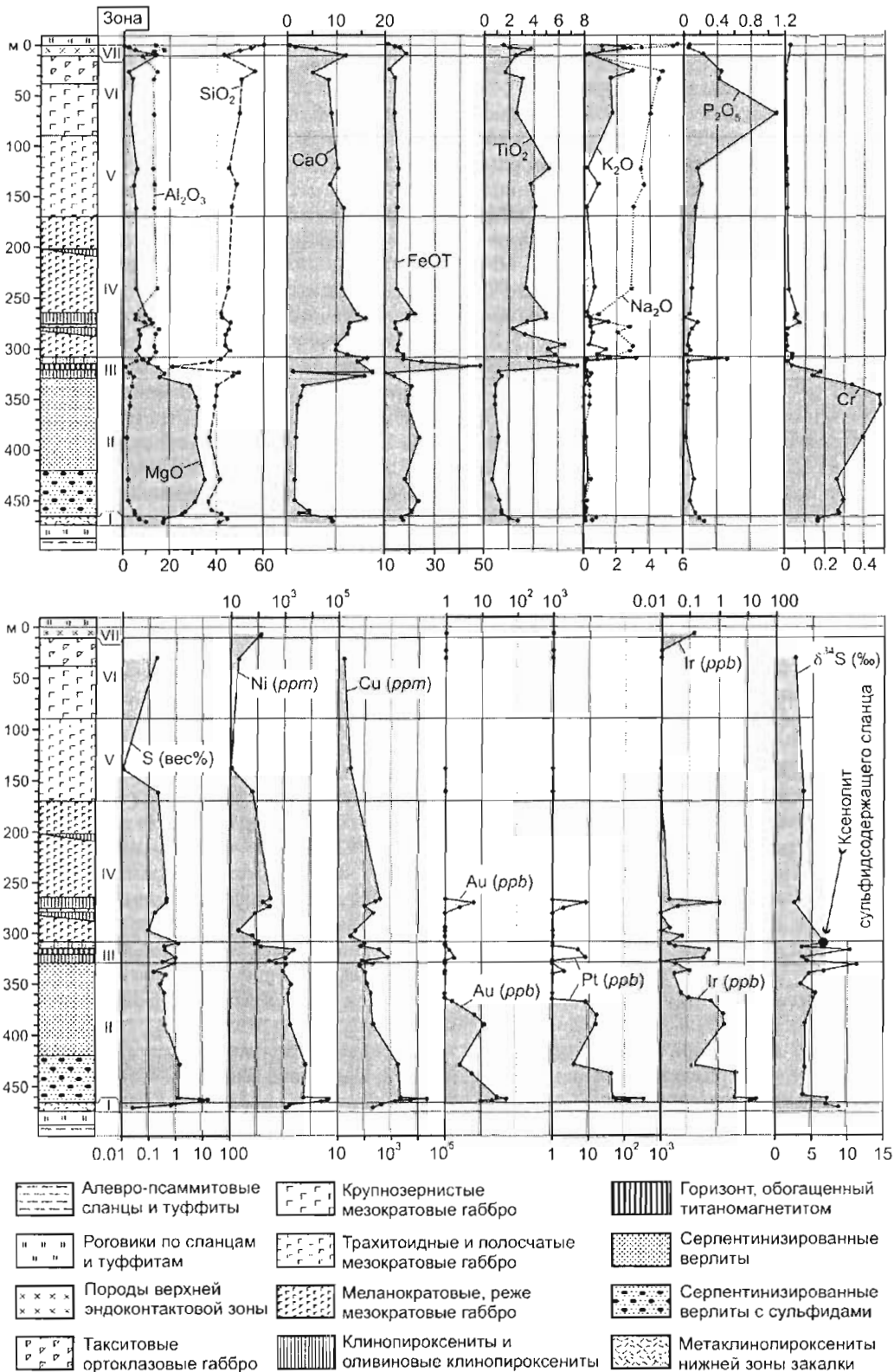


Рис. 5.10.

Обобщенный вертикальный разрез Пильгуйярвинской интрузии. На верхней диаграмме показаны вариации породообразующих окислов и хрома (вес%), на нижней диаграмме – вариации рудогенных элементов и изотопного состава серы. По материалам В.Ф. Смолькина (1977, 1992), В.Ф. Смолькина и др. (1995). Содержания породообразующих окислов пересчитаны с удалением воды

Верхняя приконтактная зона гетерогенна. Она представлена кварцевыми диоритами, диоритами и габбро с инъекциями клинопироксенитов (Смолькин и др., 1995). Средние химические составы главных дифференциатов и средневзвешенный состав интрузий приведены в табл. 5.3. Значительная часть интрузий сложена только ультраосновными породами.

Ведущими первичными минералами интрузий являются хромистая шпинель, оливин, клинопироксен, титаномагнетит и плагиоклаз (минералы перечислены в порядке их кристаллизации). Ортопироксен отсутствует. Интрузивные породы претерпели разнообразные метаморфические преобразования, при этом перидотиты превращены в серпентиниты и тальк-хлорит-карбонат-серпентиновые породы, пироксениты - в хлорит-актинолитотвые сланцы, а габбро интенсивно сосюритизированы.

Вмещающие породы на контакте с интрузиями большей частью ороговикованы и превращены в пятнистые и узловатые сланцы.

Крупнейшей рудоносной интрузией является Пильгуярвинская (рис. 5.9), расположенная в восточной части Печенгского рудного поля вблизи одноименного эруптивного центра. В.Ф. Смолькин (1977) подразделил разрез интрузии на семь зон (рис. 5.10). Расположенная внизу зона I, сложенная мелкозернистыми метаклинопироксенитами, отвечает закалочным образованиям. Выше лежащая зона II представляет собой оливин-хромит-сульфидный кумулат, где в интерстициях развиты клинопироксен, амфибол, плагиоклаз и ильменит. Эти породы содержат 27–35 вес.% MgO. Они большей частью интенсивно замещены серпентином или хлоритом, тальком и карбонатом. К нижней части зоны II приурочены вкрапленные руды. Зона III - это переходная зона, которая внизу представлена мелкозернистыми клинопироксенитами и оливковыми клинопироксенитами, сменяющимися вверх оливин-титаномагнетитовым, а затем титаномагнетит-клинопироксеновым кумулатом (аккумулятивный здесь титаномагнетит содержит 12–16 вес.% TiO<sub>2</sub>). В верхней части зоны III присутствуют ороговикованные ксенолиты вмещающих пород. Зона IV образована меланократовыми оливинсодержащими габбро с линзами клинопироксенитов. Зоны V и VI сложены габброидами такситовой текстуры, включая крупнозернистые разновидности. Вверху зоны VI представлены ортоклазовые габбро. Породы верхней приконтактной зоны VII, анализы которых приведены на рис. 5.10, снизу вверх включают: пироксенит, габбро, диорит и кварцевый диорит. Породы Пильгуярвинской интрузии секутся дайками долеритов и, реже, оливиновых ферродолеритов, а также многочисленными метаморфически-гидротермальными жилами: диопсид-антигоритовыми, диопсид-гранат-везувияновыми, серпентин-асбестовыми и антигоритовыми.

В Печенгском рудном поле встречаются ферропикритовые силлы, которые по степени кристалличности и дифференциации более близки лавовым потокам, чем описанным выше интрузивным телам. Они не имеют хорошо выраженных зон закалок и зон ороговикования, в них отсутствуют пегматондные породы и нет крайних дифференциатов – богатых оливином верлитов и ортоклазовых габбро. В верхней части некоторых тел сохраняются реликты измененных стекол (Смолькин, 1992; Hanski, 1992). Геологи часто не отличают такие тела от лав, особенно если нет наблюдений контактов, а контакты часто являются тектоническими. Отдельные силлы содержат сульфидные руды. Один из таких силлов, залегающий в верхах ждановской свиты, был обнаружен в восточной части рудного поля в районе Киерджипори (вблизи месторождения Верхнее, показанного на рис. 5.8). Г.И. Горбунов и др. (1989) описали его как лавовый поток, но впоследствии В.Ф. Смолькин (1992) обнаружил апофизы, отходящие от этого магматического тела в перекрывающие слабоороговикованные сланцы. Он пришел к выводу об интрузивной природе тела. В основании сила Киерджипори, имеющего мощность 3.2 м, залегают массивные сульфиды (0.45 м), перекрытые вкрапленными рудами (1 м). Другой силл, тоже залегающий в верхах ждановской свиты и содержащий вкрапленные руды, был выявлен в западной части рудного поля в районе месторождения Каммикиви (Hanski, 1992; Hanski and Smolkin, 1995). Разрез этого силла показан на приведенном ниже рис. 5.13.

## 5.6. Сульфидное оруденение

### 5.6.1. Общие сведения

Г.И. Горбунов и др. (1999) выделяют в Печенгском рудном поле два рудных узла: Западный (Каульский) и Восточный (Пильгуярвинский). В их пределах сосредоточены все промышленные месторождения (рис. 5.8). Согласно цитируемым авторам, все месторождения рудного поля по своим масштабам (с учетом ранее отработанных первоначальных запасов) подразделяются на гигантские (более 7 млн т суммы Ni+Cu), крупные (от 250 тыс т до 1 млн т), средние и небольшие (200–250 тыс т). Уникальным является одно месторождение - Пильгуярвинское (ранее известное как Ждановское); "преобладающая часть остальных месторождений", показанных на рис. 5.8, относится к крупным.

Месторождения Западного рудного узла, которые были образованы преимущественно богатыми рудами, к настоящему времени практически выработаны. В данное время активно разрабатываются два месторождения Восточного рудного узла: Пильгуярвинское, сложенное на 97 % вкрапленными рудами, и Заполярное, представленное богатыми (брекчиевидными и сплошными) рудами.

## Месторождения Печенги (Россия)

Рудные тела преимущественно располагаются вблизи подошвы интрузий - дифференцированных габбро-верлитовых и сложенных серпентинитами. Руды, как правило, имеют тектонические контакты с подстилающими туфогенно-осадочными породами. Размер рудных тел варьирует в широких пределах (от 0.2–1.0 до 100 м по мощности и от 5–10 до 1500 м по простиранию), что зависит от мощности материнских интрузий и от особенностей тектоники. По текстурным особенностям руды подразделяются на сплошные, брекчиевидные, густовкрапленные и крапленные. Кроме того, встречаются так называемые “серые” руды. Пространственно они тесно связаны с густовкрапленными и представляют собой породу, в которой оливин (нацело) и клинопироксен (частично) замещены сульфидами, сохраняя свою кристаллическую форму. Силикатные минералы в этих рудах представлены тальком, хлоритом, карбонатом, антигоритом и тремолитом. “Серые” руды были преимущественно развиты в Западном рудном узле, но встречаются и в Пильгуйрвинском месторождении Восточного рудного узла.

Строение рудных тел в вертикальном разрезе является асимметричным, что типично для магматических Cu–Ni месторождений (Горбунов, 1968). В основании залегают сплошные руды с массивной, пятнистой или полосчатой текстурой, имеющие мощность от 1 до 10 м. В случае тектонических контактов рудных тел в их приподошвенной зоне представлены брекчиевидные руды, количество сульфидов в которых может достигать 80 %. Выше сплошных руд находится зона прожилково-крапленного и крапленного оруденения, мощность которой варьирует от нескольких метров до 100 м. Переходы между сплошными и крапленными рудами обычно резкие, а между крапленными рудами и пустыми перидотитами - постепенные. Очень часто Cu–Ni сульфиды слагают отщепленные тела в виде маломощных жил, секущих вмещающие породы, которые отходят от интрузий на расстояние до 400 м по латерали. Такие руды иногда контролируются крупными тектоническими зонами. Уникальным является месторождение Заполярное, приуроченное к маломощному пластовому телу серпентинитов. Оно образовано богатыми рудами (брекчиевидными и сплошными), доля которых резко преобладает над интрузивными породами. Размещение этого тела контролируется разломом, ориентированным субпараллельно подошве Пильгуйрвинской интрузии (рис. 5.9).

Таблица 5.4

### Химические составы руд Печенгского рудного поля, представленные в работе Brugmann et al. (2000)

Месторождение	Образец	Тип руды	S вес%	Ni вес%	Cu вес%	Pd ppb	Pt ppb	Rh ppb	Ru ppb	Ir ppb	Os ppb	Au ppb	(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os) ppb
М-ние Каула (З.р.у.)	26	С	26.00	7.07	3.99	304	148	30	72	23	51	95	3.1
	28	Б	17.20	5.00	4.28	268	233	22	48	17	17	216	6.1
М-ние Котсельваара (З.р.у.)	Котсел-2	В	14.30	3.77	4.21	960	717	14	2	6	2	26	167.7
	Котсел-1	В	10.40	5.28	2.51	560	417	12	3	9	4	10	61.1
М-ние Ортоайви (З.р.у.)	Ортоайви 2	В	16.30	3.80	1.53	366	288	13		6	4	100	65.4
	Ортоайви 1	В	10.50	5.53	2.05	1248	1198	21	2	11	4	31	143.9
Рудоносный силл Каммикви, скв. Пет/1 (З.р.у.)	Кам 45.1	Вк	16.42	3.69	4.09	659	380	16		9	6	50	69.3
	Кам 44	В	13.46	5.07	2.03	1116	678	15	6	9	5	162	89.7
	Кам 42.8	В	12.36	4.66	1.55	699	525	17		9	6	59	81.6
	Кам 41.5	В	10.94	3.73	1.20	750	373	11		9	4	59	86.4
Пильгуйрвинское (Ждановское) месторождение (В.р.у.)	236-1	Б	8.50	3.81	0.81	197	74	13	32	19	29	394	3.4
	256-1	В	11.20	2.20	0.14	297	124	17	49	16	37	10	4.1
	37/3	В	8.20	3.93	2.10	437	323	22	26	20	44	49	8.4
	65	Сер.	14.30	3.77	0.50	57	55	17	24	16	22	20	1.8
Рудоносный силл Киерджиפורи (В.р.у.)	С-2904/542	С	32.40	2.27	1.23	1182	732	18	6	5	4	10	127.6
Ксенолит сульфидсодержащего сланца, встреченный в средней части разреза Пильгуйрвинской интрузии (обр. 116-2)			13.50	0.15	0.05	18	15	3		1	2	1	

(З.р.у.) – Западный рудный узел; (В.р.у.) – Восточный рудный узел  
С – Сплошная, Б – Брекчиевидная, В – Вкрапленная, Сер. – “Серая”

## Месторождения Печенги (Россия)

Руды, как и в большинстве мировых медно-никелевых месторождений, состоят преимущественно из пирротина, пентландита и халькопирита. Второстепенными минералами являются пирит, магнетит, виоларит, сфалерит, борнит, кубанит, маккинавит, валлерит и минералы ЭПГ. Примеры химического состава руд приведены в табл. 5.4.

Метаморфические процессы существенно изменили облик и состав руд. Часть сульфидов была заменена магнетитом, а часть была переотложена в гидротермальные жилы (диопсид-везувиян-гранатовые и серпентиновые). Среди новообразованных сульфидов преобладают кобальтсодержащие пирротин и пентландит (Смолякин, Абзалов, 1990).



Рис. 5.11.

Изотопный состав серы в рудах, интрузивных и вмещающих осадочных породах Печенгского рудного поля. По Melezhik et al. (1994)

### 5.6.2. Изотопный состав серы в рудах и вмещающих породах

Изотопный состав серы в Печенгских рудах изучался Л.Н. Гриненко и др. (1967), в рудах, вмещающих интрузивных породах и ферропикритовых лавах - Л.Н. Гриненко и В.Ф.Смолякин (1991), в туфогенно-осадочных породах - Melezhik et al. (1994). На рис. 5.11 представлены данные названных исследователей, обобщенные в работе Melezhik et al. (1994).

В Западном рудном узле Печенгского рудного поля руды месторождений Каула, Котсельваара, Каммикиви и вмещающие их интрузивные породы имеют значения  $\delta^{34}\text{S}$ , близкие хондриту (от -3 до +6 ‰). В Восточном рудном узле (интрузии Киердживори и Пильгуйярви, руды Пильгуйярвинского месторождения) изотопный состав серы более тяжелый (от +1 до +8.5 ‰ с максимумом между +2 и +6 ‰). Abzalov et al. (1995) и Abzalov and Both (1997) получили результаты, близкие представленным на рис. 5.11.

Л.Н.Гриненко и В.Ф.Смолякин (1991) предполагали, что изотопный состав серы в рудах и вмещающих интрузивных породах обусловлен различной степенью контаминации либо архейскими (преимущественно кислыми) породами, либо вмещающими туфогенно-осадочными образованиями, обогащенными пиритом и пирротинном. Они установили, что наибольшая степень контаминации наблюдается у контактов интрузивных пород с вмещающими породами и ксенолитами.

Melezhik et al. (1994) считают, что в туфогенно-осадочных породах ждановской свиты, как показано на рис. 5.11, присутствует несколько разновидностей сульфидов: 1) седиментационные и ранние диагенетические, имеющие  $\delta^{34}\text{S}$  от -4 до +4 ‰; 2) диагенетические сульфиды средней стадии, характеризующиеся разбросом значений  $\delta^{34}\text{S}$  при максимуме <0 ‰; 3) позднедиагенетические сульфиды с наиболее тяжелой серой, где  $\delta^{34}\text{S}$  варьирует от 0 до >20 ‰. По их мнению, интрузии Западного рудного узла ассимилировали богатые серой вмещающие породы на раннедиагенетической стадии развития осадочных пород, в результате чего состав серы в интрузиях и рудах оказался близким хондритовому. В Восточном рудном узле интрузии внедрялись в уже консолидированные осадочные породы и захватывали позднедиагенетические сульфиды, обогащенные тяжелой серой.

Abzalov et al. (1995) и Abzalov and Both (1997) представили иную интерпретацию. Они считают, что сульфиды с широко варьирующими значениями  $\delta^{34}\text{S}$  (от -1 до +20 ‰), образующие рассеянную вкрапленность в породах ждановской свиты Восточного рудного узла, являются биогенными и образовывались из  $\text{SO}_4^{2-}$  морской воды. В Западном рудном узле в осадочной толще развиты тела массивных и густовкрапленных сульфидов, где величина  $\delta^{34}\text{S}$  меняется в узком пределе: от -1 до -4. Эти тела ассоциируют с эксгалационными осадками, обогащенными Ni и Cr, локализованными вблизи Каульского эруптивного центра, и несут ювенильную серу. Ссылаясь на отсутствие свидетельств существенной коровой контаминации рудоносных интрузий в Западном рудном узле, Abzalov et al. (1995) и Abzalov and Both (1997) предположили, что сера западных месторождений тоже является ювенильной. В Восточном рудном узле развиты более крупные интрузии, которые имели достаточно термальной энергии, чтобы мобилизовать сульфиды, содержащиеся во вмещающих осадочных породах. Это и послужило причиной более тяжелого изотопного состава серы в восточных интрузиях и связанных с ними рудах. Заметим, однако, что мнение Abzalov et al. (1995) и Abzalov and Both (1997) об отсутствии существенной коровой контаминации интрузий Западного рудного узла не подтвердилось данными по изотопному составу Os (см. дискуссию ниже).

### 5.6.3. Вариации Ni, Cu и ЭПГ и Re-Os изотопная система руд и рудоносных интрузий

Согласно материалам, представленным в работе Г.И. Горбунова и Х. Папунена (1985), содержания никеля в сплошных и брекчиевидных рудах Печенги достигают 10–12 вес%, составляют менее 6 вес% в густовкрапленных рудах и не превышают 1.5 вес% в бедновкрапленных. Помимо Ni, руды содержат промышленные концентрации Cu и Co. Содержания Cu варьируют от десятых долей процента до 13 вес% в сплошных рудах и до 4–6 вес% в брекчиевидных и густовкрапленных. В сплошных рудах установлены содержания Co до 0.25 вес%. Руды Печенги бедны ЭПГ (Дистлер и др., 1999).

Комплексные данные о химическом составе руд приведены в работе Brugmann et al. (2000). Они представлены в нашей табл. 5.4, а также на рис. 5.12 - в виде многокомпонентных диаграмм, где содержания металлов в 100-процентном сульфиде нормализованы к хондриту CI. Количество анализов, выполненных Brugmann et al. (2000), весьма невелико, так что эти данные должны интерпретироваться с осторожностью. Нельзя не обратить внимание, что содержания Ni в рудах, приведенные в табл. 5.4, далеко не достигают цитированных выше значений, названных Г.И. Горбуновым и Х. Папуненом (1985).

Месторождения Печенги (Россия)

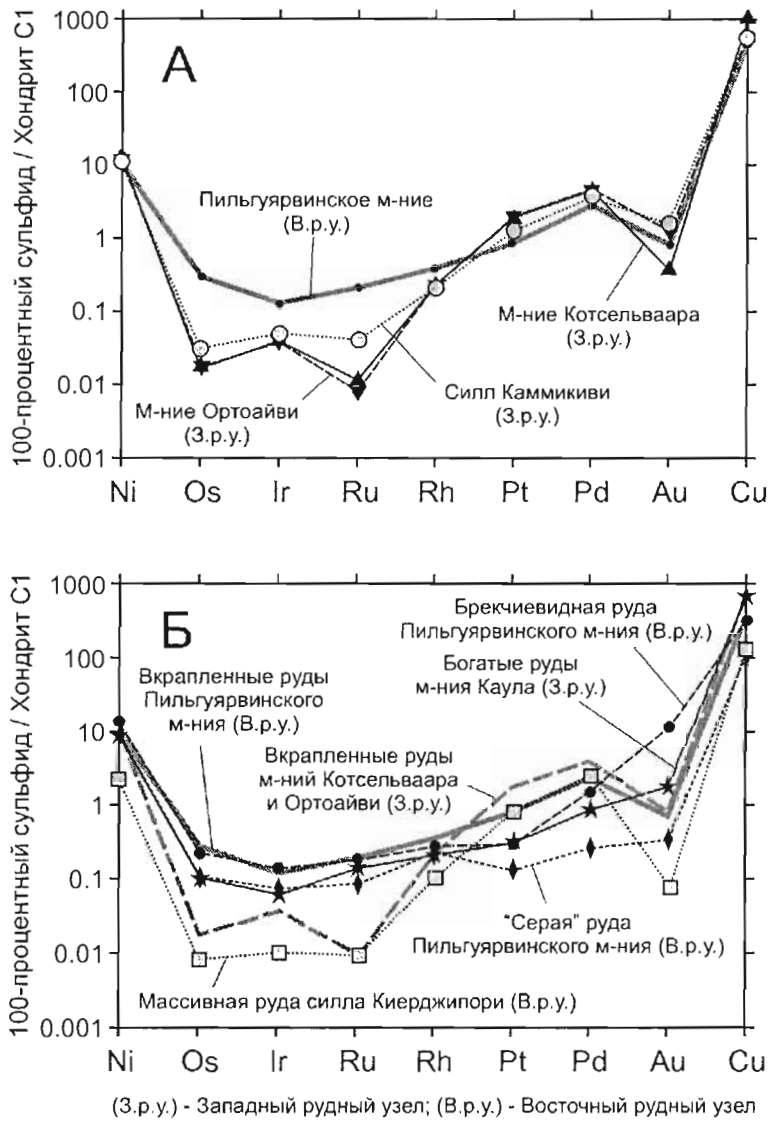


Рис. 5.12.

Средние содержания ЭПГ, Au, Ni и Cu (нормализованные к хондриту CI) во вкрапленных рудах (А) и в рудах других типов (Б) в некоторых месторождениях и рудопроявлениях Печенгского рудного поля.

Составы руд пересчитаны на 100-процентный сульфид. По материалам Brugmann et al. (2000), представленным в табл. 5.4

Как отмечалось в главе 2, состав сульфидных руд определяется тремя главными факторами: составом силикатной магмы, из которой сегрегировались сульфиды, R-фактором и степенью фракционирования сульфидной жидкости в ходе ее кристаллизации. На рис. 5.12А можно видеть, что проанализированные вкрапленные руды Западного рудного узла (месторождений Котсельваара, Ортоайви<sup>28</sup> и рудоносного силла Каммикиви) имеют близкие друг другу профили металлов с низкими содержаниями Ru, Ir и Os, повышенными концентрациями Pt и Pd. Отношение  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  составляет 102 для руд Котсельваара, 107 - для Ортоайви и 48 - для Каммикиви. Руды Пильгуярвинского месторождения, находящегося в Восточном рудном узле, показывают существенно более плоский профиль ЭПГ; отношение  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  составляет там 6.2. Во всех вкрапленных рудах наблюдаются негативные аномалии Au, что, вероятно, обусловлено гидротермальным выщелачиванием золота в ходе изменения вмещающих ультрамафитовых пород.

<sup>28</sup> Непромышленное месторождение Ортоайви находится между месторождениями Каммикиви и Семилетка, показанными на рис. 5.8



Среди массивных и брекчиевидных руд (рис. 5.12Б) руды силла Киерджибори имеют достаточно крутой профиль с низкими содержаниями Ru, Ir и Os и высокими Pt и Pd;  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os) = 128$ . Другие изученные руды показывают значительно более плоские профили:  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  составляет 4.2 для богатых руд месторождения Каула, 3.4 для брекчиевидных и 1.8 для "серых" руд Пильгуярвинского месторождения. Abzalov and Both (1997) сообщали, что это отношение составляет 2.0 для сплошных руд месторождения Котсельваара (Западный рудный узел) и 2.6 для сплошных руд месторождений Спутник и Верхнее (Восточный рудный узел). Brugmann et al. (2000) показали, что подобные низкие отношения  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  характерны не только для руд, но и для пород с незначительным содержанием сульфидов из тех же интрузий. Ранее в работе Walker et al. (1997) было показано, что интрузия Пильгуярви имеет значения  $\gamma Os < 50$ , тогда как интрузии Ортоайви, Котсельваара и силл Каммикиви, расположенные в Западном рудном узле, характеризующиеся более высокими отношениями  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$ , имеют  $\gamma Os > 100$ . Этот факт объяснялся тем, что три последние интрузии и силл ассимилировали больше осадочного материала с радиогенным Os, где  $\gamma Os > 300$ . Brugmann et al. (2000) предложили другое объяснение. Они предположили, что различия в соотношениях ЭПГ в интрузивных породах и рудах связаны с фракционированием ультраосновной магмы, при котором содержания Ru, Ir и Os снижаются, а содержания Pt и Pd возрастают. В магме, которая имела более низкие начальные содержания Os,  $\gamma Os$  будет заметно выше, чем в других магмах при ассимиляции одного и того же количества радиогенного Os из вмещающих осадочных пород.

Вероятно, что на состав руд воздействовали и иные факторы помимо фракционирования. Это особенно ярко проявлено в силле Каммикиви, где  $\gamma Os$  в безрудных породах составляет около 20, а в сульфидах в основании силла около 250 (Walker et al., 1997). Таким образом, безрудные породы были сформированы магмой, содержащей меньше радиогенного (корового) Os по сравнению с магмой, из которой образовались сульфиды. В процессе развития интрузии магма, сегрегировавшая сульфиды, по-видимому, была выдавлена свежей магмой, содержащей меньшую примесь коровых компонентов. Согласно данным Brugmann et al. (2000), отношения  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  в породах верхней части силла Каммикиви составляют около 7, тогда как в подстилающих вкрапленных рудах - в среднем 48. В разрезе рудной зоны отношения  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  увеличиваются от 69 в ее верхней части до 86 вблизи основания рудной зоны и затем снижаются до 21 непосредственно у подошвы руд (табл. 5.4). Как говорилось в главе 2, главным процессом при фракционировании сульфидного расплава является кристаллизация *mss*. Ru, Ir и Os совместимы с *mss*, они удаляются в кристаллический осадок, тогда как Pt и Pd, совместно с Au и Cu, накапливаются в остаточной жидкости. Таким образом, существенные вариации отношения  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  могут быть связаны с фракционированием сульфидного расплава. В случае силла Каммикиви остаточная сульфидная жидкость, образованная при фракционировании, по-видимому, выгеснялась вниз.

## 5.7. Модель происхождения сульфидных руд

Главными факторами, которые следует учесть в модели генезиса руд Печенгского рудного поля, будут следующие:

1. Руды связаны с дифференцированными габбро-верлитовыми интрузиями. Эти тела, согласно геохимическим данным, были сформированы из той же магмы, что и потоки ферропикритовых лав, развитые в толще толеитовых базальтов выше осадочных пород, вмещающих рудоносные интрузии.
2. В Печенгском рудном поле установлены два эруптивных центра ферропикритового вулканизма. Все интрузии, несущие промышленное оруденение, расположены вблизи этих центров.
3. Рудоносные интрузии развиты в осадочных породах ждановской свиты, которая мощнее и богаче сингенетичными сульфидами, по сравнению с тремя другими осадочными толщами, залегающими ниже по разрезу Северо-Печенгской структурно-фациальной зоны.
4. В центральной части и вблизи верхнего контакта некоторых рудоносных интрузий содержатся ксенолиты вмещающих туфогенно-осадочных пород. Это свидетельствует об активном взаимодействии магмы с вмещающими породами.
5. Re-Os изотопные данные указывают, что значительная часть Os, содержащегося в рудах, происходит из корового источника.
6. Различие величин  $\gamma Os$  в рудах разных интрузий указывает, что одни интрузии поглотили больше корового Os, чем другие.
7. Некоторые интрузии, такие как рудоносный силл Каммикиви, имеют более высокие значения  $\gamma Os$  в рудах по сравнению с бедными сульфидами породами. Это может свидетельствовать, что через интрузии протекала свежая магма и выдавливала остатки магмы, из которой были образованы сульфиды.
8. Данные по изотопному составу серы указывают, что в Восточном рудном узле (в районе Пильгуярви) в интрузии вошла сера, явно не являющаяся ювенильной. Для Западного рудного узла (район Каула) вопрос о природе серы остается дискуссионным. Вместе с тем, изотопный состав Os свидетельствует, что западные интрузии поглотили не меньше, а, может быть, больше корового материала, чем восточные.

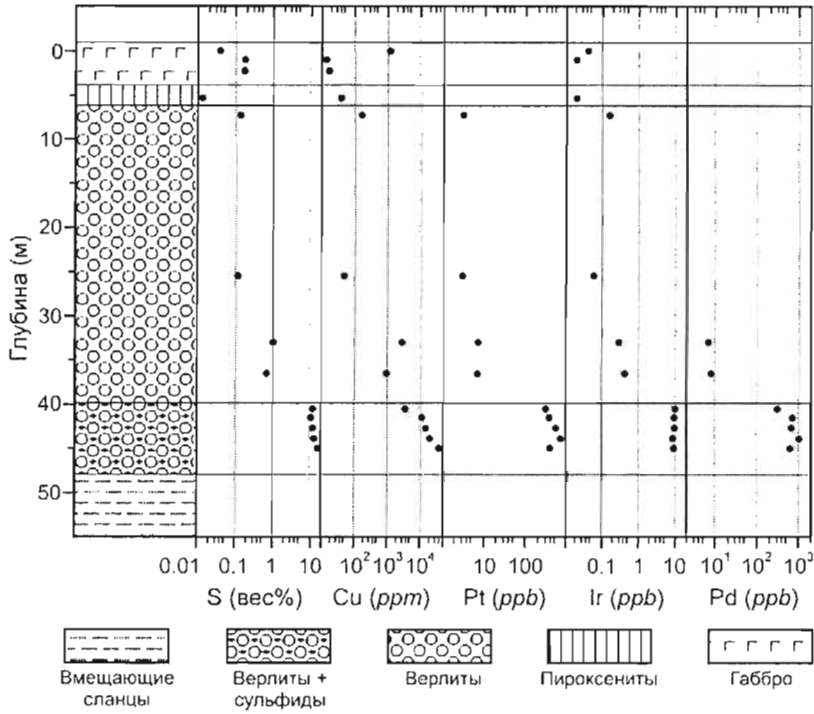


Рис. 5.13.

Вариации содержаний серы и некоторых халькофильных элементов по разрезу рудоносного силла Каммикиви (скв. Pet/1). По Brugmann et al. (2000)

Приведенные данные лучше всего объясняются следующей моделью. Ферропикритовая магма из уникального мантийного источника, находившегося под западной частью Печенгско-Варзугской палеорифтовой системы, поднималась к поверхности в районе Печенги во время накопления вулканических пород пильгуярвинской серии. Эта магма образовывала дифференцированные интрузии и силлы в основании пильгуярвинской серии (в осадочной ждановской свите) на уровне, соответствовавшем гидростатическому давлению магмы. В ходе внедрения магма реагировала с вмещающими сульфидсодержащими осадочными породами, захватывала сульфиды и коровый радиогенный Os. Из магмы сегрегировались несмешиваемые сульфиды, которые концентрировали халькофильные металлы и оседали к основанию интрузивных тел. В некоторых местах образовывались бассейны массивных сульфидов, в других – вкрапленные руды. Иногда (может быть, в большинстве случаев) свежая магма продолжала проходить через интрузии после образования сульфидов и выдавливала ранние порции магмы вверх. Выдавленная магма выходила на поверхность и образовывала лавовые потоки.

Развитие рифтовой системы привело к формированию океанического бассейна. На поздних стадиях его эволюции были образованы островодужные вулканические породы, развитые в Южно-Печенгской структурно-фациальной зоне, к югу от Порьятгашского разлома. В ходе дислокаций, связанных с закрытием океана, породы, выполняющие Печенгскую структуру (включая ждановскую свиту, где залегают рудоносные интрузии), испытали сжатие. Это привело к ремобилизации руд, локализованных у основания интрузий. В результате образовались брекчиевидные руды, а также руды, распространившиеся в осадочную толщу в латеральном направлении от залежей массивных сульфидов, приуроченных к подошве интрузий.

# Месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)

## 6.1. История открытия и разведки

Летом 1993 года сотрудники компании “Diamond Fields Resources Ltd” (DFR) Альберт Чизле (Albert Chislett) и Крис Вербицкий (Chris Verbiski) проводили шлиховое опробование с целью поисков минералов-спутников алмазов на западе провинции Лабрадор, в 45 километрах к юго-западу от поселка Нэйн. На вершине одного из холмов, названного впоследствии холмом Открытия, они обнаружили железную шляпу с голубой побелалостью, характерной для окислов меди. Эта находка послужила основанием для постановки буровых работ. К октябрю 1994 года компания DFR пробурела в районе Холма Открытия 5 скважин. Одна из них пересекла зону богатой сульфидной минерализации мощностью 71.0 м (мощность истинная) со средним содержанием никеля 2.23 вес%, меди 1.47 вес% и кобальта 0.12 вес%. Выявленная зона включала залежь массивных и прожилковых руд мощностью 41.2 м со следующими средними содержаниями металлов: Ni - 2.96 вес%, Cu - 1.89 вес%, Co - 0.16 вес%. Дальнейшее бурение, проведенное компанией DFR в январе - июле 1995 года, привело к выявлению рудных тел “Овоид” и “Миниовоид” с запасами руды 31.7 млн тонн при среднем содержании никеля 2.83 вес%, меди 1.68 вес% и кобальта 0.12 вес%. В октябре 1995 года было сделано другое важное открытие - обнаружена зона “Восточного Погружения”, тоже включающая существенное оруденение. В августе 1996 года месторождение было приобретено компанией “INCO Ltd”, которая продолжила разведочные работы. В 2000 г. установленные запасы и потенциальные ресурсы месторождения Войсис Бэй составили 136.7 млн. тонн руды, содержащей 1.59 вес% Ni, 0.85 вес% Cu и 0.06 вес% Co.

## 6.2. Общая геология

Геология района, где находится месторождение Войсис Бэй, представлена в работах Ryan (1990, 1996, 2000), Ryan et al. (1995) и Kerr and Ryan (2000). Геология месторождения описана Naldrett et al. (1996b, 1997), Ryan (1996), Li and Naldrett (1999), Lightfoot and Naldrett (1999) и Evans-Lamswood et al. (2000). Петрохимия и геохимия рудоносной интрузии охарактеризованы в работах Lambert et al. (1999, 2000), Ripley et al. (1999, 2000), Li et al. (2000), Li and Naldrett (2000), Naldrett et al. (2000a) и Amelin et al. (2000). Минералогия сульфидных руд описана Naldrett et al. (2000b).

Месторождение Войсис Бэй связано с одноименной позднепротерозойской интрузией, имеющей возраст 1334 млн лет, которая пересекает зону коллизии между расположенной к западу раннепротерозойской провинцией Черчилл и находящейся на востоке архейской провинцией Нэйн (рис. 6.1). Провинция Черчилл сложена гранат-силлиманитовыми, сульфидсодержащими и графитсодержащими кварц-полевошпатовыми парагнейсами, известными под названием гнейсы Тасунэк, с подчиненными эндербитовыми ортогнейсами (массивными и полосчатыми), которые имеют возраст 1910–1912 млн лет. Провинция Нэйн сложена чередующимися ортогнейсами гранитного, среднего и мафитового состава, минеральные ассоциации которых принадлежат ретроградному ряду гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. В небольшом количестве представлены кварциты. Зона коллизии между архейскими и раннепротерозойскими образованиями имеет восточное погружение. Ее возраст составляет 1850 млн лет. С наиболее поздними подвижками в зоне коллизии, произошедшими 1730–1750 млн лет назад, связано формирование сдвига Абловиак (Van Krapendonk, 1996).

Как архейские, так и раннепротерозойские образования пересекаются многочисленными интрузиями позднепротерозойского плутонического комплекса Нэйн<sup>29</sup>, который представлен телами анортозитов, гранитов, ферродиоритов<sup>30</sup>, сиенитов, монционитов и троктолитов, имеющих возраст 1350–1290 млн лет (Ryan, 2000). Граниты образуют самостоятельные интрузии (граниты Макавинек Лэйк) и входят в сложные тела, представленных гранитами, сиенитами и монционитами. Последние, объединяемые в субкомплекс Войсис Бэй, являются наиболее молодыми представителями комплекса Нэйн. На площади,

<sup>29</sup> Для российского читателя непривычно, что одни и те же географические названия даны для разных геологических образований: архейская супергруппа Нэйн и позднепротерозойский плутонический комплекс Нэйн; ассоциация гранитов, сиенитов и монционитов Войсис Бэй и интрузия троктолитов Войсис Бэй. Однако, это обычная практика североамериканских геологов.

<sup>30</sup> На площади, показанной на рис. 6.1, ферродиориты не представлены.

## Месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)

показанной на рис. 6.1, выделяются две троктолитовые интрузии: Войсис Бэй (рудноносная) и Мушуа, где сульфидное оруденение не выявлено. Ранее эти две интрузии рассматривались как части единого тела троктолитов (Ryan et al., 1995), но новые данные убедительно доказывают их самостоятельность. Amelin et al. (1999) датировали интрузию Войсис Бэй 1334 млн лет, а Li et al. (2000) установили, что интрузия Мушуа имеет возраст 1317–1313 млн лет. Кроме того, обе интрузии достаточно ясно различаются по геохимии и изотопным характеристикам (см. ниже).

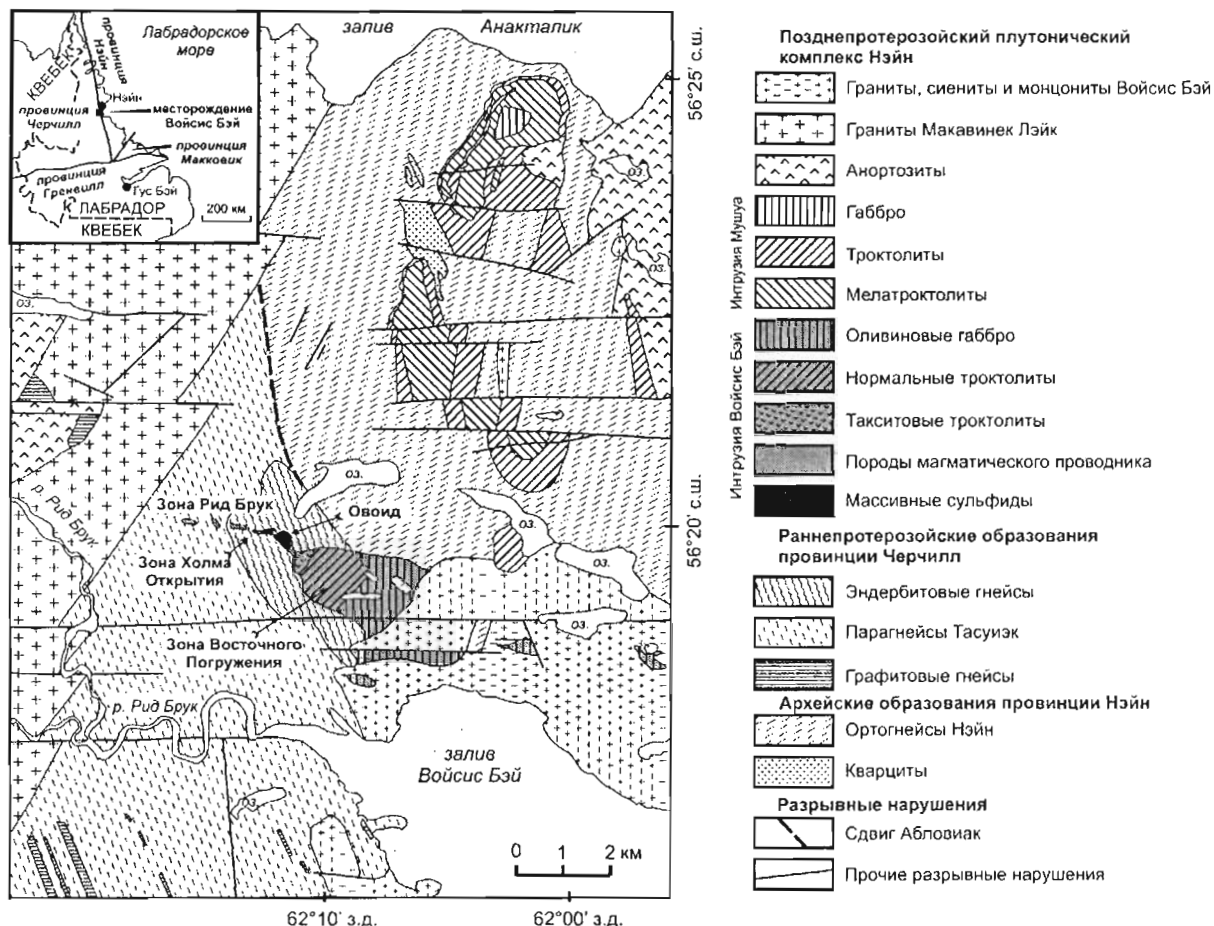


Рис. 6.1.

Геологическая карта района Войсис Бэй (по Ryan, 2000 и материалам компании INCO Ltd, с изменениями)

### 6.3. Строение интрузии Войсис Бэй

Интрузия Войсис Бэй подразделяется на пять зон (рис. 6.2), которые перечисляются и описываются в направлении с востока на запад. 1. Верхняя камера интрузии (зона Восточного Погружения), сложенная оливиновыми габбро, нормальными троктолитами и такситовыми троктолитами. 2. Овоид, который представляет собой подошву зоны Восточного Погружения, обнаженную на поверхности. 3. Миниовоид, расположенный непосредственно к западу от Овоида, но являющийся отдельным телом, представляющим, по-видимому, раздвиг магматического проводника. 4. Зона Холма Открытия, где обнажен магматический проводник - питающий канал камеры Восточного Погружения. 5. Зона Рид Брук, представляющая собой западное продолжение магматического проводника, который уходит на 2.5 км к западу от Овоида, имея крутое падение в южном направлении. Согласно данным бурения, магматический проводник на западе зоны Рид Брук внизу расширяется и переходит в нижнюю интрузивную камеру.

## Месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)

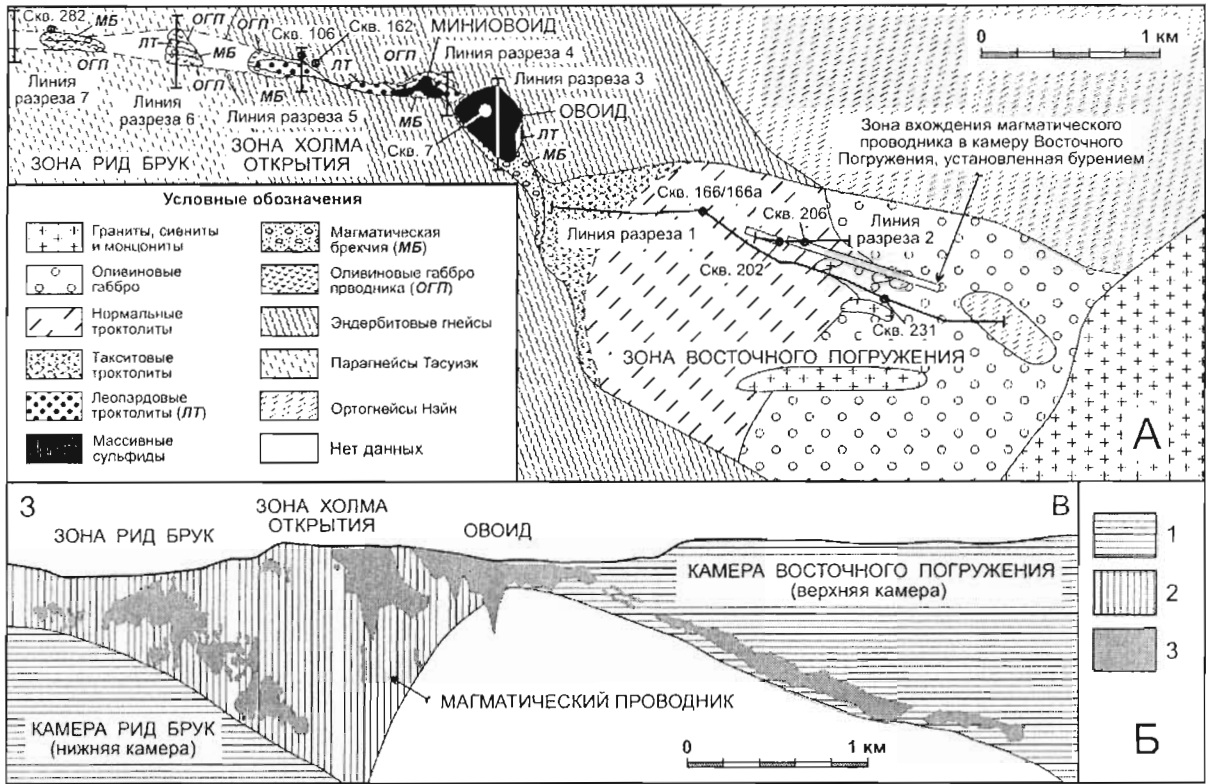


Рис. 6.2.

А - геологическая карта интрузии Войсис Бэй (по Li and Naldrett, 1999, с изменениями); Б - обобщенный субширотный геологический разрез - проекция интрузии Войсис Бэй на вертикальную плоскость (по Lightfoot and Naldrett, 1999, с изменениями).

Условные обозначения к геологическому разрезу: 1 - тела габбро-троктолитов (магматические камеры); 2 - ассоциация пород магматического проводника; 3 - сульфидные руды

### 6.3.1. Зона Восточного Погружения

Камера Восточного Погружения (рис. 6.2) обнажена на поверхности в виде тела троктолитов и оливиновых габбро, интродуцированного гранитами, сиенитами и монцонитами субкомплекса Войсис Бэй. По данным бурения, подошва камеры погружается на юго-восток под углом  $25^\circ$  (рис. 6.2Б, 6.3). В основании тела залегают магматические брекчии, которые включают многочисленные обломки гнейсов и более редкие обломки нескольких разновидностей ультрамафитовых пород: мелатроктолитов, верлитов и дунитов. Магматические брекчии перекрываются такситовыми троктолитами (varied-textured troctolites), структура которых варьирует от крупнозернистой пегматоидной до среднезернистой (см. описание ниже). Выше залегают нормальные троктолиты, имеющие однородную среднезернистую структуру, затем – оливиновые габбро. Практически весь разрез такситовых троктолитов содержит сульфидную вкрапленность. Количество сульфидов в верхней части горизонта составляет первые проценты, в нижней части (мощностью 40–60 м) увеличивается до 10–15 мод%, местами до 20 мод% и выше. Сульфидная минерализация развита также в магматических брекчиях, где представлена в виде вкрапленности, гнезд и отдельных линз массивных сульфидов.

В подошве камеры Восточного погружения, в ее северной части, бурением установлена зона вхождения в камеру питающего магматического проводника. Расположение зоны показано на рис. 6.2А, ее разрез показан на рис. 6.4. Проводник входит в камеру с севера, имея юго-восточное погружение, согласное погружению подошвы камеры. По всей видимости, в нескольких сотнях метров севернее от входа проводника в камеру он приобретает крутой наклон с общим падением к югу, подобный наклону, установленному в зонах Овоида, Минниовоида, Холма Открытия и Рид Брук (рис. 6.5). Очень вероятно, что в некоторых местах питающий проводник был перекрыт крупными блоками ультрамафитовых пород и не функционировал.



Рис. 6.3.

Геологический разрез Зоны Восточного Погружения по линии 1 (по Li and Naldrett, 1999, с изменениями). Расположение линии разреза показано на рис. 6.2А

Вблизи вхождения в камеру Восточного Погружения питающий проводник имеет меньшую мощность, чем в зонах Миниовоида и Холма Откровения, но сложен аналогичными породами. Верхняя часть пластины образована неминерализованными “оливиновыми габбро проводника”. У их контакта с вмещающими гнейсами развиты либо закалочные образования, либо зона, где смешаны обломки троктолитов и гнейсов (троктолит-гнейсовый меланж). Вниз по разрезу в оливиновых габбро появляются сульфиды, и эти породы местами сменяются обильно минерализованными леопардовыми троктолитами. Леопардовая текстура последних обусловлена присутствием интерстиционных сульфидов и развитием поздних ойкокрисов авгита, которые при своем росте раздвигали сульфиды<sup>31</sup>. Облик породы определяется черными пятнами авгита в желтоватой основной массе, богатой сульфидами. Содержание сульфидов в леопардовом троктолите может достигать 50 %. В некоторых скважинах леопардовые троктолиты подстилаются массивными сульфидами, залегающими на них с резким контактом, ниже развиты минерализованные магматические брекчии. Магматические брекчии нередко отделены от подстилающих гнейсов маломощной зоной бедной сульфидами мелкозернистого феррогаббронорита.

Naldrett et al. (1996b) показали, что массивные сульфиды встречаются в основании тела Восточного Погружения как внутри магматического проводника, так и в самой камере на расстоянии до 100 метров к югу от входа проводника. Было отмечено, что непосредственно у входа проводника магматические брекчии в камере отсутствуют или имеют незначительную мощность. По направлению к центру камеры (на юг) их мощность сначала быстро увеличивается, а затем столь же быстро сокращается. Представляется, что магматические брекчии формируют некоторый барьер, и массивные сульфиды лучше всего развиты у входа проводника в камеру перед этим барьером (рис. 6.6).

<sup>31</sup> Леопардовая текстура наблюдалась только в породах магматического проводника и развитых в непосредственной близости от него.

Месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)

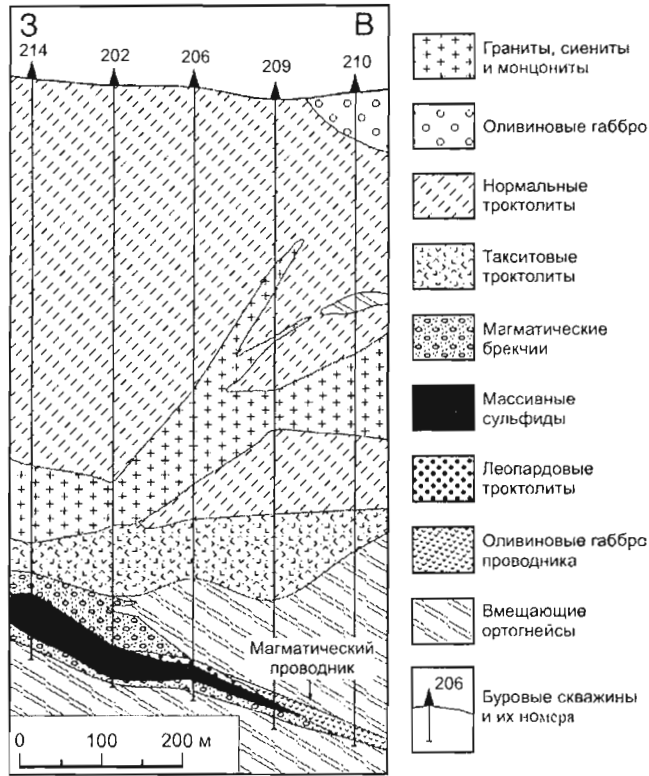


Рис. 6.4.

Геологический разрез по линии 2, проходящий через зону входа магматического проводника в интрузивную камеру Восточного Погружения (по Li and Naldrett, 1999, с изменениями). Расположение линии разреза показано на рис. 6.2А

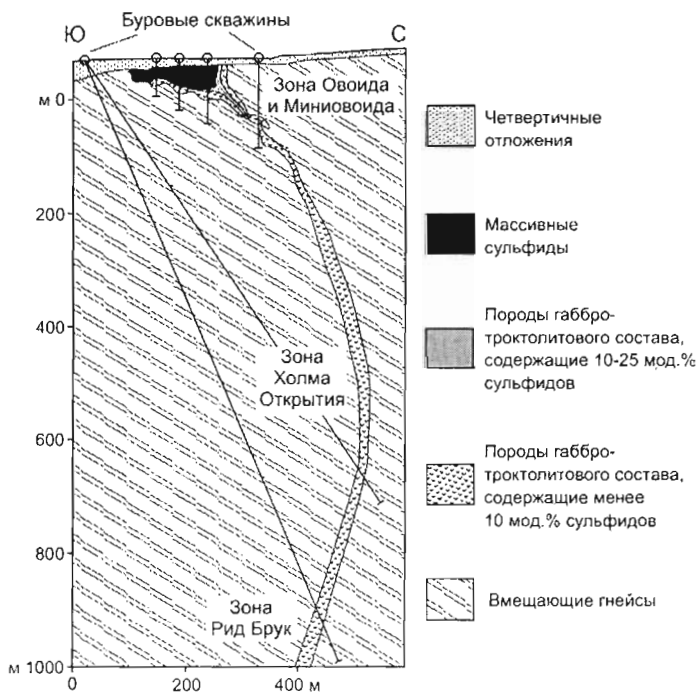


Рис. 6.5.

Обобщенный геологический разрез, отображающий морфологию магматического проводника в зонах Овоида, Миниовоида, Холма Открытия и Рид Брук (по Evans-Lamswood et al., 2000, с изменениями)

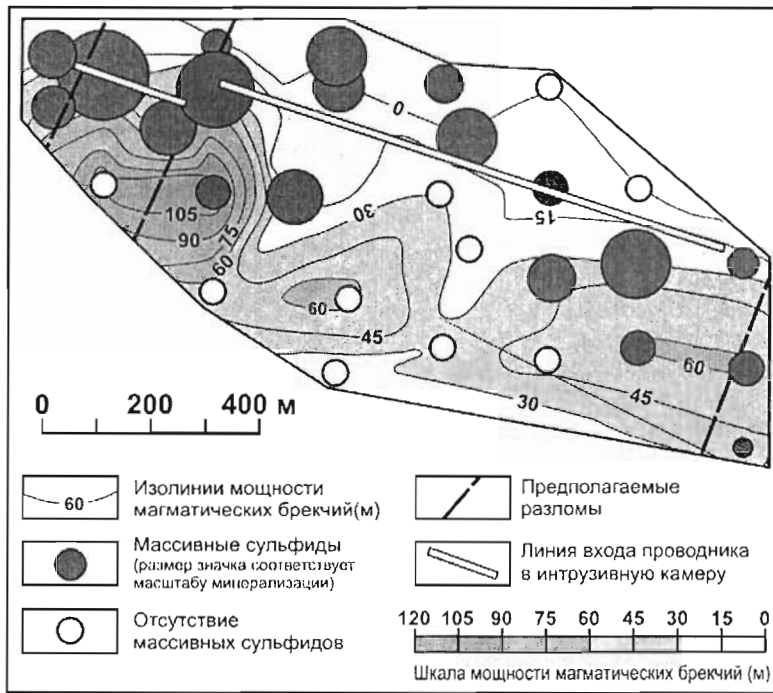


Рис. 6.6.

Зависимость распространения массивных сульфидов от мощности магматических брекчий у входа питающего проводника в камеру Восточного Погружения (план). По Naldrett et al. (1996b), с изменениями. Расположение зоны входа проводника в камеру показано на рис. 6.2А

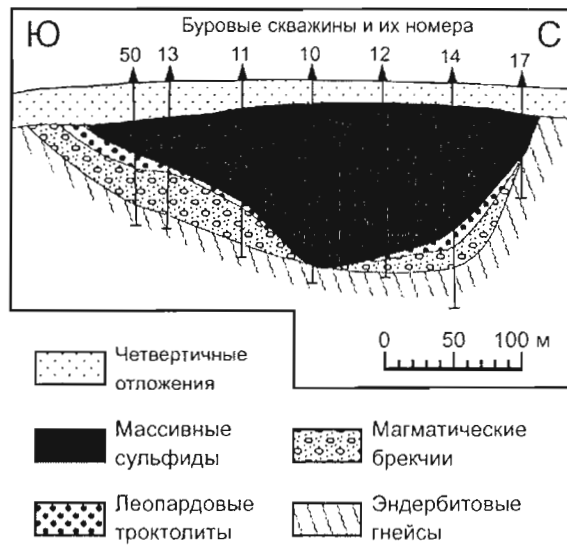


Рис. 6.7.

Геологический разрез Овоида по линии 3 (по Li and Naldrett, 1999, с изменениями). Расположение линии разреза показано на рис. 6.2А

### 6.3.2. Овоид и Миниовоид

Овоид образован массивными сульфидами, имеющими мощность до 110 м, которые подстилаются варьирующими по мощности леопардовыми троктолитами и магматическими брекчиями (рис. 6.7). Форма залежи чашевидная. Массивные руды перекрыты четвертичными отложениями (мощностью 10–20 м), представленными гравием. Непосредственно к западу от Овоида располагается Миниовоид, который представляет собой раздув магматического проводника, обнаженного в зоне Холма Открытия. Вблизи



поверхности, там где локализован Миннивоид, магматический проводник погружается на север под углом  $40^\circ$ . Разрез Миннивоида вполне типичен для магматического проводника. В основании тела залегают магматические брекчии, выше – леопардовые троктолиты, вверху - оливиновые габбро проводника. Участок Миннивоида отличается только присутствием мощной залежи массивных сульфидов, которая расположена между магматическими брекчиями и леопардовыми троктолитами (рис. 6.8).

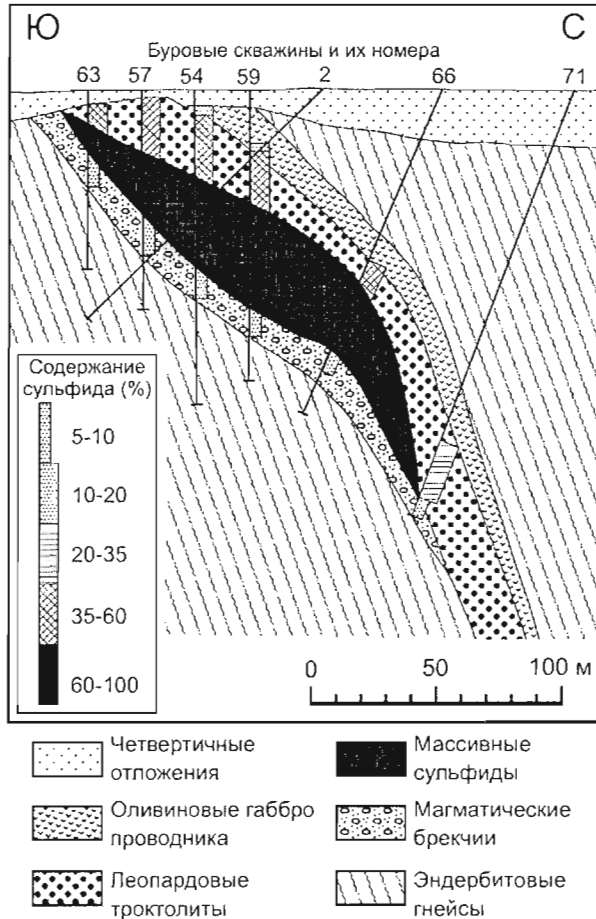


Рис. 6.8.

Геологический разрез Миннивоида по линии 4 (по Li and Naldrett, 1999, с изменениями).

Расположение линии разреза показано на рис. 6.2А

### 6.3.3. Зона Холма Открытия

Интрузия представлена здесь пластиной магматического проводника, мощность которой варьирует от 10 до 100 метров. Падение тела изменяется от северного (под углом около  $40^\circ$ ), наблюдаемого вблизи поверхности, до южного (под крутыми углами), фиксируемого на глубине. Там, где угол наклона пластины составляет менее  $70^\circ$ , ее разрез подобен разрезу, наблюдаемому в окрестностях зоны Восточного Погружения: внизу залегают магматические брекчии, затем - леопардовые троктолиты и оливиновые габбро проводника (рис. 6.9). Массивные сульфиды встречаются только в расширенных частях проводника. Они представляют собой линзы, ориентированные согласно наклону пластины, имеющие восточное склонение по простиранию.

### 6.3.4. Зона Рид Брук

В зоне Рид Брук магматический проводник падает на юг под углом более  $70^\circ$ . Закономерной смены пород в разрезе здесь не наблюдается. Магматические брекчии, которые в зоне Восточного Погружения и в зоне Холма Открытия развиты только в приподошвенной части тела, в зоне Рид Брук могут встречаться в любой части разреза пластины. В некоторых местах внутри подводящей пластины развиты

массивные сульфиды (рис. 6.10). Иногда они встречаются и в виде линз во вмещающих гнейсах (рис. 6.11), удаляясь до 20 метров от тела проводника. В глубокой части зоны Рид Брук магматический проводник расширяется и переходит в нижнюю интрузивную камеру (рис. 6.11), которая сложена богатыми плагиоклазом троктолитами (лейкотроктолитами) и такситовыми троктолитами.

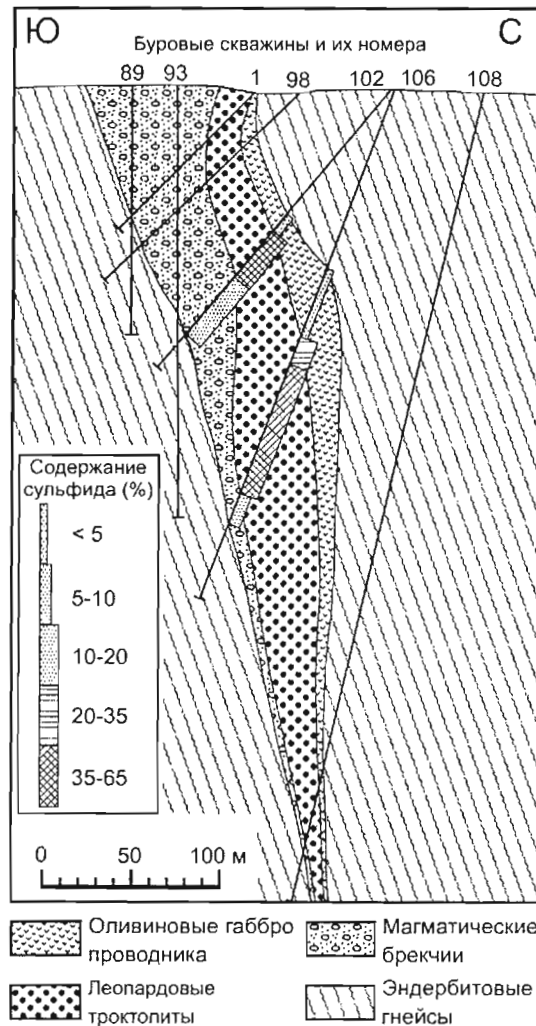


Рис. 6.9.

Геологический разрез зоны Холма Открытия по линии 5 (по Li and Naldrett, 1999, с изменениями). Расположение линии разреза показано на рис. 6.2А

## 6.4. Петрография

Породы интрузии Войсис Бэй классифицированы в соответствии с рекомендациям подкомиссии Международного союза геологических наук (IUGS) по систематике магматических пород, представленной в работе Streckeisen (1976). Терминология, касающаяся кумулуса, применяется согласно Irvine (1982).

### Оливинные габбро и лейкотроктолиты

Оливинные габбро, включающие несколько маломощных (10–30 м) слоев нормального габбро, составляют верхнюю часть разреза интрузивной камеры зоны Восточного Погружения. Эти породы представляют собой оливин-плагиоклазовый кумулат, содержащий 50–70 мод% плагиоклаза и 15–30 мод% оливина. Плагиоклаз обычно образует идиоморфные и субидиоморфные таблитчатые кристаллы длиной от 5 до 20 мм. Зерна оливина имеют эллипсоидную форму и размер 5–10 мм. Интерстиционные минералы.

## Месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)

составляющие менее 20 мод% породы, представлены роговой обманкой и биотитом с небольшим количеством сульфидов. Регулярно встречается авгит (10–20 мод% породы), который обычно образует крупные ойкокрсты, включающие зерна оливина и плагиоклаза. Реакционные каемки ортопироксена у границ зерен оливина для оливинового габбро не характерны. Серпентинизация оливина наблюдается редко, она развивается только у контакта с более молодыми гранитами Войсис Бэй.

Лейкотроктолиты нижней камеры в зоне Рид Брук имеют такое же процентное соотношение оливина и плагиоклаза, как и оливиновые габбро зоны Восточного Погружения. Однако, ойкокрсты авгита развиты здесь в меньшей степени, они обычно составляют менее 5 мод% породы. Реакционные каемки ортопироксена вокруг кристаллов оливина в лейкотроктолитах более обычны, чем в оливиновых габбро.

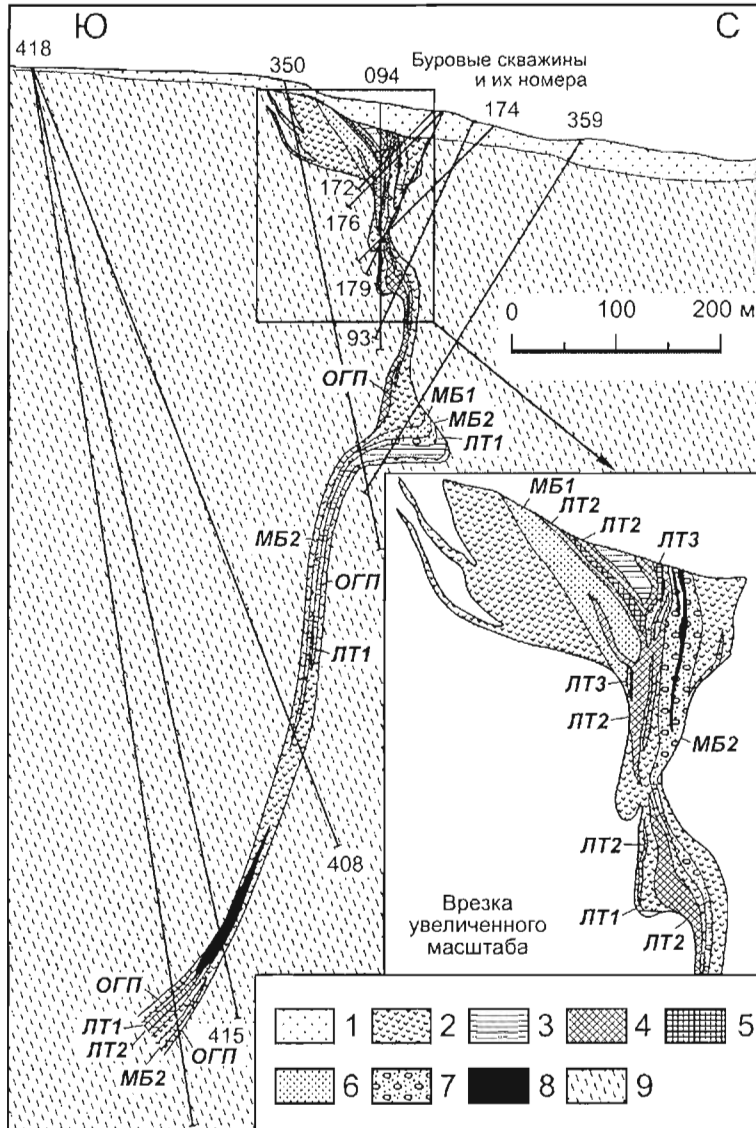


Рис. 6.10.

Геологический разрез зоны Рид Брук по линии 6 (по Li and Naldrett, 1999, с изменениями).

Расположение линии разреза показано на рис. 6.2А.

- 1 - четвертичные отложения; 2 - оливиновые габбро проводника (ОГП); 3–5 - леопардовые троктолиты: 3 - с содержанием сульфидов 10–25 мод% (ЛТ1), 4 - с содержанием сульфидов 25–50 мод% (ЛТ2), 5 - с содержанием сульфидов 50–75 мод% (ЛТ3); 6–7 - магматические брекчии: 6 - с содержанием сульфидов менее 10 мод% (МБ1), 7 - с содержанием сульфидов 10–25 мод% (МБ2); 8 - массивные сульфиды; 9 - парагнейсы Тасуиэк

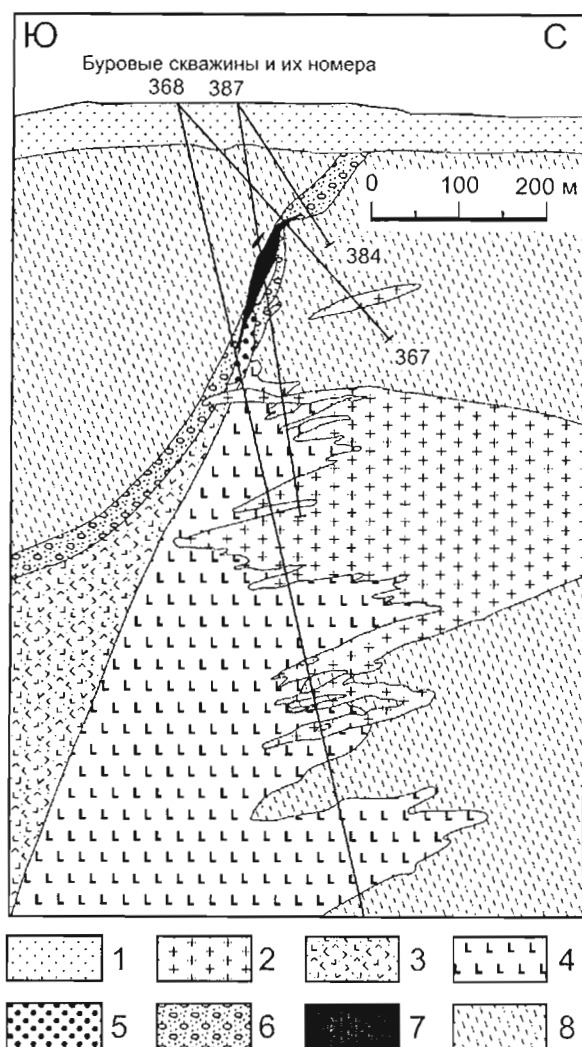


Рис. 6.11.

Геологический разрез зоны Рид Брук по линии 7 (по Li and Naldrett, 1999, с изменениями).

Расположение линии разреза показано на рис. 6.2А.

- 1 - четвертичные отложения; 2 - граниты, сиениты и монзониты; 3 - такситовые троктолиты (менее 10 мод% сульфидов); 4 - лейкотроктолиты (менее 10 мод% сульфидов); 5 - леопардовые троктолиты (10–25 мод% сульфидов); 6 - магматические брекчии (менее 10 мод% сульфидов); 7 - массивные сульфиды; 8 - парагнейсы Тасуизэк

### Оливиновые габбро проводника

Оливиновые габбро проводника представляют собой кумулат плагноклаза ± оливина, содержащий больше интеркумулатных минералов (30–50 мод%), чем лейкотроктолиты или оливиновые габбро. 40–50 мод% породы образовано идиоморфными и субидиоморфными кристаллами плагноклаза. Их длина составляет 2–10 мм, они беспорядочно ориентированы и образуют раму интеркумулатных минералов. Имеется небольшое количество оливина и авгита (менее 10 мод% каждого); эти минералы часто образуют ойкокристаллы, включающие зерна плагноклаза. В интеркумулусе развиты: гиперстен (5–10 мод%), роговая обманка (8–15 мод%), биотит (до 15 мод%), ильменит (около 5 мод%) и мелкие (менее 1 мм) гипидноморфные лейсты плагноклаза (до 15 мод%). Сrostки гранулярных кристаллов гиперстена и интеркумулатного плагноклаза образуют центры, обрастающие агрегатами роговой обманки и биотита. Роговая обманка имеет коричневатозеленый цвет, в отличие от зеленоватокоричневой роговой обманки, развитой во всех других типах пород. Большинство зерен оливина серпентинизировано вдоль трещинок отдельности. Некоторые зерна кумулатного плагноклаза рассекаются микропрожилками серицита.

### Нормальные троктолиты

Нормальный троктолит - это однородный среднезернистый троктолит. Он состоит из кумулатного оливина (20–40 мод%) и кумулатного плагиоклаза (40–65 мод%), лейстовидные зерна которого имеют длину 5–10 мм. Лейсты плагиоклаза ориентированы беспорядочно и нередко частично включены в оливин. В некоторых местах зерна оливина выглядят как ойкокрсталлы. Ойкокрсты авгита в нормальных троктолитах редки. Нередко развито небольшое количество ортопироксена (менее 5 мод%) - в виде реакционных каемок вокруг зерен оливина. Роговая обманка, имеющая зеленовато-коричневый цвет, составляет менее 5 мод% породы; она часто образует эпитаксильные нарастания на ортопироксене и оливине. До 8 мод% породы составляет биотит, который является интерстиционным минералом и во многих местах тесно ассоциирует с оксидами и сульфидами. Обычным оксидным минералом является ильменит, который, как правило, составляет 2–5 мод% породы. Изредка встречается титаномагнетит - в ассоциации с ильменитом. В верхней части тела нормальных троктолитов встречено несколько слоев мощностью 0.5–1.5 м, образованных ильменитом. Ильменит в этих слоях находится в мирмецитовых сростках с небольшим количеством авгита.

### Такситовые троктолиты

Такситовые троктолиты (varied-textured troctolites) отличаются от нормальных троктолитов тем, что они содержат до 25 объемных % включений гнейсов и шпирь сульфидов. Размер зерен плагиоклаза варьирует от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в длину. Крупные зерна плагиоклаза иногда включают кристаллы гипидноморфного оливина. Со шпирями сульфидов часто ассоциируют пегматитовые лейстообразные зерна плагиоклаза, имеющие длину более 15 мм. Каймы ортопироксена вокруг оливина встречаются чаще, биотит и апатит более обилён в этих породах, чем в нормальных троктолитах. С другой стороны, ойкокрсты авгита менее обычны. Авгит часто замещается тремолитом, особенно в местах, где он непосредственно контактирует с сульфидами. Некоторые кристаллы оливина, - те, которые окружены каемками ортопироксена, замещаются илдингситом. Многие другие зерна оливина серпентинизированы вдоль трещин. Биотит обычно встречается вокруг включений гнейсов, в меньшей степени - вокруг шпиров сульфидов. Интерстиционный ильменит здесь менее обилён, чем в нормальных троктолитах. Магнетит, редкий в нормальных троктолитах, в такситовых троктолитах более обычен; он часто ассоциирует с включениями гнейсов и шпирями сульфидов.

### Леопардовые троктолиты

Леопардовые троктолиты наблюдаются только внутри магматического проводника и в камере Восточного Погружения в непосредственной близости от места входа проводника. Они содержат до 50 мод% интерстиционных сульфидов и включают ойкокрсты авгита, содержание которых обычно составляет менее 5 мод%, но иногда достигает 15 мод% породы. Содержание кумулуса плагиоклаза варьирует от 40 до 60 мод%, кумулуса оливина - от 20 до 30 мод%. Реакционные каемки ортопироксена вокруг оливина редки. Такие интерстиционные минералы, как роговая обманка и биотит, здесь значительно менее обильны, чем в оливиновом габбро проводника. Там, где увеличивается содержание сульфидов, ойкокрсты авгита в леопардовых троктолитах исчезают; минерализация приобретает характер интерстиционных сульфидных руд.

### Магматические брекчии

Магматические брекчии широко развиты в основании разреза интрузивной камеры Восточного Погружения (во многих прежних публикациях они назывались базальными брекчиями) и в составе магматического проводника (они назывались брекчиями проводника). Эти образования содержат более 25 объемных % обломков пород и различное количество сульфидов. Силикатная матрица брекчий имеет троктолитовый состав. Породные включения подразделяются на три типа: 1) обломки гнейсов (наиболее обычны парагнейсы Тасуизэк); 2) ультрамафитовые породы (они встречаются только в некоторых местах); 3) бедные сульфидами троктолиты (редки). Обломки троктолитов имеют размер несколько сантиметров в поперечнике и неправильную форму, часто с острыми краями. Троктолиты испытали только незначительное изменение, которое выразилось в серпентинизации оливина и серицитизации плагиоклаза. Обломки ультрамафитовых пород (это, главным образом, мелатроктолиты, верлиты и дуниты) тоже имеют неправильную форму, но их размер достигает десятков сантиметров. Оливин во включениях ультрамафитовых пород часто очень сильно серпентинизирован. Включения гнейсов имеют меньший размер - от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Края обломков резорбированы. Обломки часто имеют линейную ориентировку, особенно в местах, где в составе матрицы доминируют

## Месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)

сульфиды. Имеются надежные сведения о том, что между включениями гнейсов и вмещающей троктолитовой магмой происходили химические реакции. Степень проявления реакций в целом увеличивается от зоны Рид Брук через зону Холма Открытия до зоны Восточного Погружения. Эти реакции, начинающиеся с образования типичных гранат-кордиерит-гиперстеновых роговиков с матрицей, состоящей из двух полевых шпатов и биотита, были описаны Li and Naldrett (2000) и обсуждаются ниже.

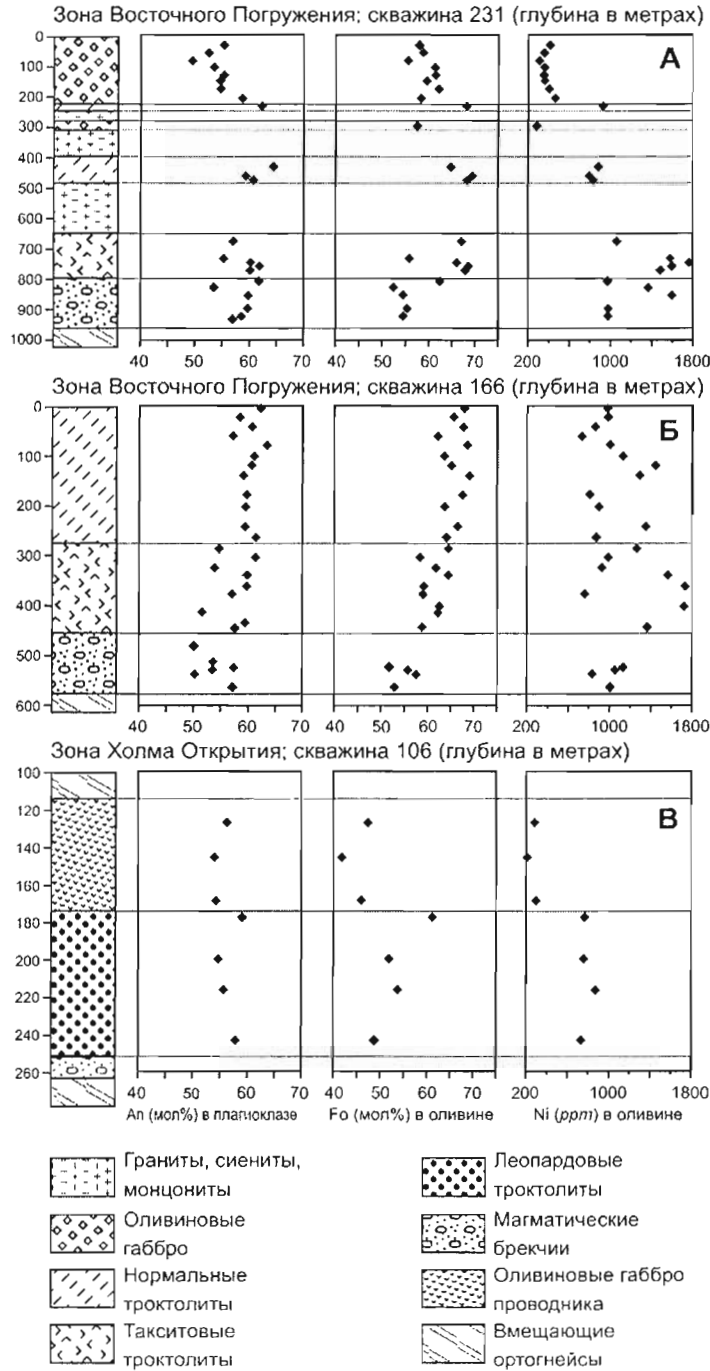


Рис. 6.12.

Вариации состава плагиоклаза и оливина по разрезам камеры Восточного Погружения по скважинам 231 и 166 (А, Б) и по разрезу магматического проводника в зоне Холма Открытия по скважине 106 (В). По Li and Naldrett (1999). Расположение скважин показано на рис. 6.2А

Морфология сульфидных выделений в магматических брекчиях довольно разнообразна. Здесь представлены: 1) зоны и прожилки интерстиционных сульфидов – окружающие породные включения и секущие; 2) шлиры неправильной формы; 3) прожилки массивных сульфидов, которые пересекают различные компоненты брекчий.

### Феррогаббронориты

Феррогаббронориты – это тонкозернистые некумулятивные породы, состоящие из гранулярного пироксена (менее 10 мол%, главным образом клинопироксен), зеленовато-коричневой роговой обманки (25–40 мол%), мелких лейст плагиоклаза (30–40 мол%), биотита (10–15 мол%) и ильменита (5–10 мол%). Феррогаббронориты обычно являются массивными породами, но иногда обнаруживают полосчатость течения, особенно в местах, где присутствуют сульфиды.

## 6.5. Состав оливина и плагиоклаза

Ниже обсуждаются вариации состава оливина и плагиоклаза на основе данных микроанализа (wavelength dispersive microprobe analysis), полученных Li and Naldrett (1999).

### 6.5.1. Вариации состава оливина и плагиоклаза по разрезу интрузии

#### Зона Восточного Погружения

На рис. 6.12А, Б показаны вариации состава оливина и плагиоклаза в оливиновых габбро, нормальных троктолитах, такситовых троктолитах и магматических брекчиях зоны Восточного Погружения по скважинам 231 и 166. Содержание форстерита (Fo) в оливине и анортита (An) в плагиоклазе, в общих чертах, увеличивается снизу вверх от базальной магматической брекчин до нормального троктолита, обнаруживая положительную корреляцию. В оливиновом габбро содержание обоих компонентов снижается, и здесь же наблюдается хорошо выраженное снижение содержания Ni в оливине (до значений менее 530 ppm, по сравнению с 900–1700 ppm в оливинах нормального троктолита, имеющих близкое содержание Fo).

#### Зона Холма Открытия

На рис. 6.12В приведены данные по расположенной в зоне Холма Открытия скважине 106. В леопардовых троктолитах содержание Fo в оливине увеличивается снизу вверх от 48 до 62 мол%; в оливиновом габбро проводника оно варьирует от 42 до 48 мол%. Содержание Ni в оливине оливинового габбро проводника много ниже, чем в подстилающем леопардовом троктолите (150–300 ppm против 600–800 ppm).

#### Зона Рид Брук

В зоне Рид Брук оливины оливинового габбро проводника тоже обеднены Ni (менее 250 ppm, по сравнению с 600–700 ppm в смежных магматических брекчиях). Содержание Fo в оливине лейкотроктолитов мало изменяется с глубиной, оно колеблется около 60 мол%, но содержание Ni в оливине в общем снижается снизу вверх от 800 до 500 ppm. В такситовых троктолитах вблизи их сопряжения с питающим проводником представлены две генерации оливина, значительно различающиеся по содержанию Ni. Генерация оливина, обедненная Ni, подобна представленной в подстилающих лейкотроктолитах, а необедненная генерация подобна оливинам такситовых троктолитов камеры Восточного Погружения.

### 6.5.2. Зависимость между содержанием форстерита и никеля в оливинах различных пород

Диаграмма, показывающая зависимость между содержанием Fo и Ni в оливинах, представлена на рис. 6.13. Оливины включений ультрамафитовых пород образуют крутой тренд, где содержания Ni снижаются от 2600 ppm при Fo<sub>80</sub> до 1300 ppm при Fo<sub>73</sub>. Оливины лейкотроктолитов, оливиновых габбро и оливиновых габбро проводника показывают более пологий тренд со снижением Ni от ~900 ppm при Fo<sub>65</sub> до весьма низких концентраций (около 100 ppm) при Fo<sub>41</sub>. Оливины нормальных троктолитов, такситовых троктолитов и магматических брекчий (брекчин на рисунке не показаны) не дают систематического тренда; их составы образуют облако, где Fo варьирует от 72 до 52 мол% и Ni от 1800 до 700 ppm. Содержания Fo в оливинах трех последних разновидностей пород закономерно снижаются от нормальных троктолитов (обычно Fo<sub>73-62</sub>) через такситовые троктолиты (Fo<sub>68-58</sub>) до магматических брекчий (Fo<sub>60-53</sub>). Оливины леопардовых троктолитов – пород, большинство которых содержит 30 и более процентов сульфидов, - показывают тренд увеличения Ni со снижением Fo; Ni увеличивается от ~500 ppm при Fo<sub>69</sub> до 800 ppm при Fo<sub>41</sub>.

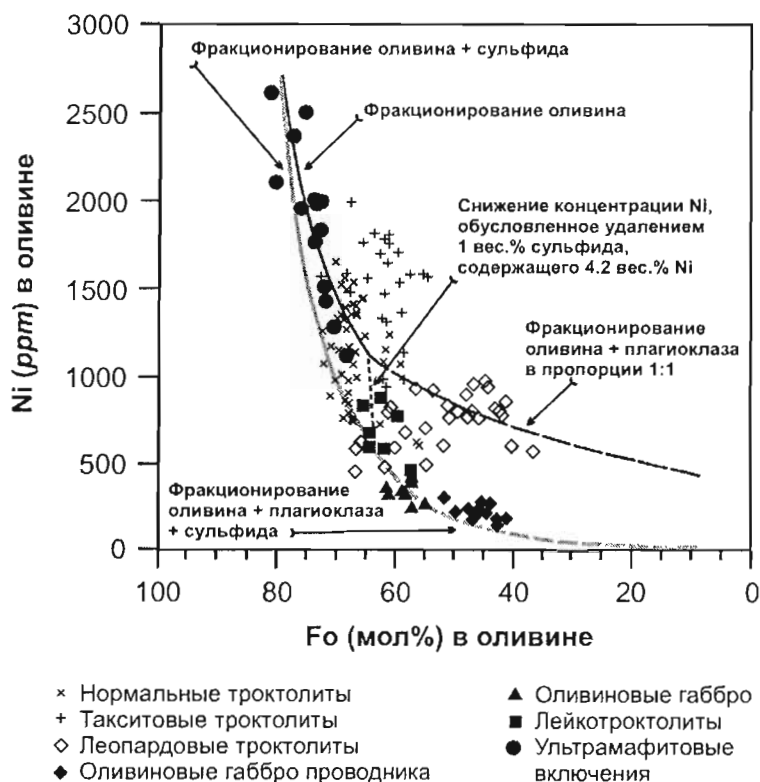


Рис. 6.13.

Ковариации содержаний никеля и форстерита в оливинах различных пород интрузии Войсис Бэй и кривые моделирования состава оливина (разъяснение приводится в тексте). По Li and Naldrett (1999)

На рис. 6.13 приведена также серия модельных кривых, показывающих ковариации содержаний Ni и Fo в оливине при кристаллизации магмы. Расчеты выполнены с использованием коэффициента разделения никеля между оливином и силикатным расплавом  $D_{Ni}^{O/Liq} = 9$ . Соотношение железа и магния (как весовое, так и мольное) принято согласно зависимости Roeder and Emslie, 1970:  $(FeO/MgO)_{Ol}/(FeO/MgO)_{Liq} = 0.3$ . Черной сплошной линией показан тренд, построенный исходя из предположения, что кристаллизация началась с выделения оливина, содержащего 2600 ppm Ni при Fo<sub>80</sub>, и оливин был единственной кристаллизующейся фазой. Этот тренд согласуется с составом оливинов из включений ультрамафитовых пород. Такие составы будут образовываться пока не закристаллизуется 20 вес% магмы. Расчет дальнейшего тренда (до уровня 40-процентной кристаллизации), показанный черной прерывистой линией, сделан исходя из предположения, что совместно с оливином кристаллизовался плагиоклаз (в пропорции 1:1). Как видно из рис. 6.13, эта модельная кривая расположена значительно выше составов лейко- и оливинных габбро и оливинных габбро проводника. Нахождение здесь некоторых составов леопардовых троктолитов разъясняется ниже.

Li and Naldrett (1999) показали, что данные по лейко- и оливинным габбро объяснимы в случае, если после 20-процентной кристаллизации с выделением оливина фракционирующая магма достигла сульфидного насыщения (возможно, в результате взаимодействия с окружающими парагенезисами Тасуизк). При достижении насыщения из магмы выделился 1 вес% сульфида, что привело к резкому снижению содержания Ni в магме (и в равновесном оливине при Fo<sub>65</sub>). Далее магма выделяла оливин, плагиоклаз и сульфид в соотношении (оливин + плагиоклаз)/сульфид = 50/1. Данному тренду, показанному на рис. 6.13 серой пунктирной линией, подчиняются составы большинства оливинов из лейко- и оливинных габбро и оливинных габбро проводника. Отклонение некоторых составов вправо может быть объяснено взаимодействием оливина с захваченной интеркумулатной жидкостью (см. главу 10).

Многие из образцов леопардовых, такситовых и нормальных троктолитов содержат значительное количество сульфидов. Li and Naldrett (1999) привели данные, показывающие, что широкий разброс составов оливинов в этих породах (в том числе нахождение некоторых составов леопардовых троктолитов на модельной линии фракционирования Ol + Pl) является следствием переуравновешивания фаз при взаимодействии оливина с сульфидами. Этот процесс рассматривается в главе 10.



Тот факт, что содержание Fo в оливинах нормальных и такситовых троктолитов является более высоким по сравнению с ранее образованными лейкотроктолитами, оливиновыми габбро, оливиновыми габбро проводника и некоторыми породами ультрамафитовых включений, представляет убедительное свидетельство, что через магматическую систему интрузии Войсис Бэй проходила более чем одна порция свежей магмы (см. раздел 6.8).

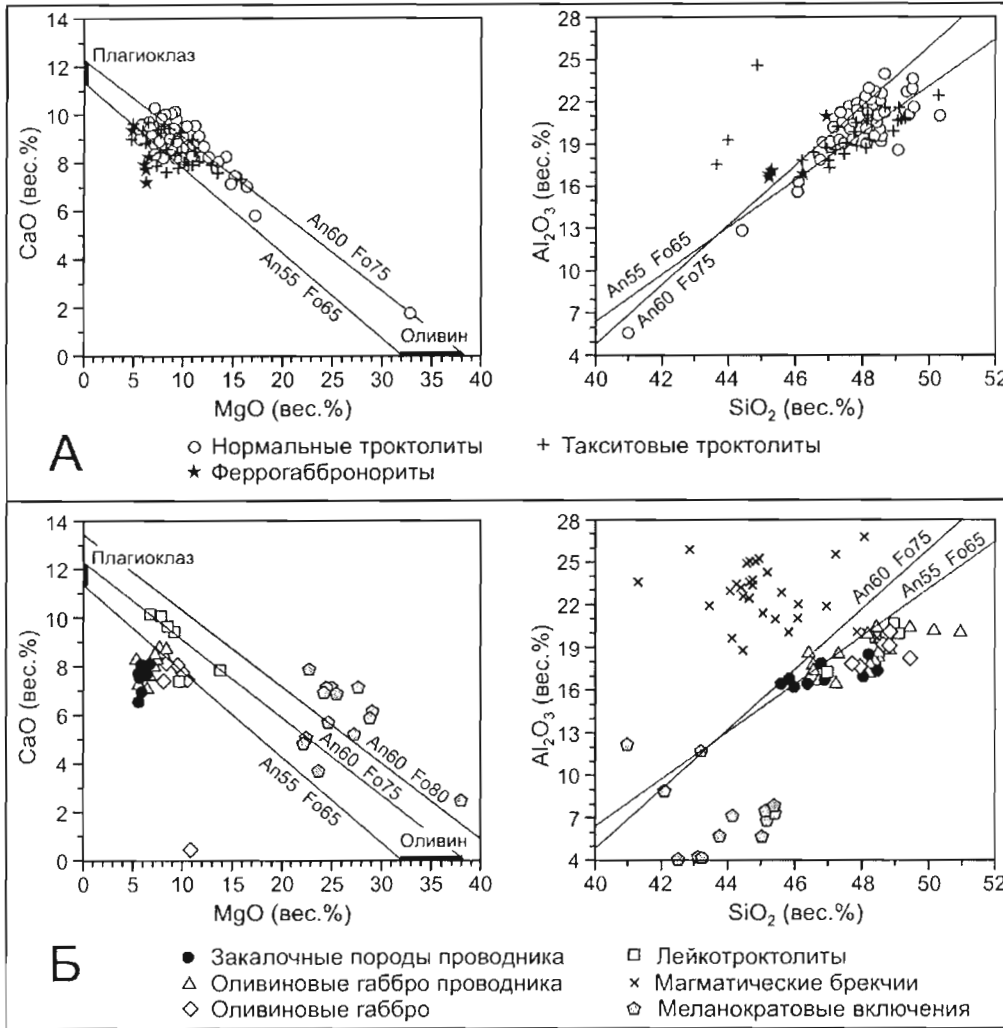


Рис. 6.14.

Диаграммы CaO – MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub> для пород интрузии Войсис Бэй: составы нормальных троктолитов, такситовых троктолитов, феррогабброноритов (А); оливиновых габбро, лейкотроктолитов, пород проводника, магматических брекчий и включений меланократовых пород (Б). По Li et al. (2000)

## 6.6. Геохимия

### 6.6.1. Породообразующие компоненты

Средние химические составы преобладающих типов пород интрузии Войсис Бэй и вмещающих гнейсов приведены в табл. 6.1. Li et al. (2000) показали, что содержание породообразующих компонентов в породах в основном контролируется соотношением между кумулусом плагиоклаза и оливина и количеством захваченной силикатной жидкости. Большинство составов нормальных и такситовых троктолитов камеры Восточного Погружения ложится вблизи линии, соединяющей составы оливина и плагиоклаза (рис. 6.14). Некоторые из такситовых троктолитов имеют аномально высокое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что объясняется обилием богатых глиноземом обломков гнейсов. Составы феррогабброноритов смещены к левой части диаграммы CaO – MgO, что связано с высоким содержанием роговой обманки и

Средние химические составы преобладающих типов пород интрузии Войсис Бэй и вмещающих гнейсов

Порода	НТ	ТТ	ЛТ	МБ	ОГП	УВ	ГнТ	ГнН
Кол-во обр.	7	57	2	4	6	8	7	6
SiO <sub>2</sub>	46.45	45.88	30.58	41.71	44.73	43.67	59.23	53.99
TiO <sub>2</sub>	0.57	1.10	1.79	2.62	3.92	0.87	0.84	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.18	18.97	12.18	19.90	16.72	6.52	14.43	16.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	7.04	9.56	40.90	16.82	13.39	14.56	11.11	11.31
MgO	10.05	10.54	4.77	5.89	6.04	24.88	3.95	2.82
MnO	0.07	0.09	0.12	0.13	0.15	0.18	0.08	0.10
CaO	9.27	8.51	5.54	6.92	7.41	6.17	4.29	5.90
Na <sub>2</sub> O	2.74	2.86	2.03	3.12	3.66	1.15	2.55	4.72
K <sub>2</sub> O	0.24	0.31	0.34	1.00	0.94	0.28	2.84	1.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.17	0.26	0.50	0.70	0.13	0.09	0.31
Сумма	97.73	97.99	98.50	98.61	97.66	98.41	99.42	98.08
ППП	0.31	0.43	5.98	1.28	0.29	3.19	3.46	1.17
S	0.03	0.43	13.85	2.71	0.12	0.16	2.43	1.40
Ni	308	939	6011	2543	74	1261	192	1124
Cu	12	329	2657	1266	56	133	186	484
Co	48	75	608	176	50	101	36	88
Cr	67	152	101	154	64	1872	211	59
Sc	6	11	7	14	16	25	15	12
V	37	74	86	165	149	134	198	105
Zn	45	69	118	185	141	92	157	85
Ga	12	14	10	27	19	8	19	22
Cs	0.04	0.05	0.08	0.61	0.14	0.13	0.58	0.14
Rb	2	3	4	24	10	7	85	24
Sr	565	501	323	456	474	108	223	1006
Ba	139	158	176	362	427	85	622	924
Y	5	7	8	17	23	11	13	14
Zr	12	18	26	43	39	34	144	56
Zr XRF	39	48	59	135	140	41	182	217
Hf	0.47	0.69	1.11	1.64	1.80	1.21	4.89	1.83
Nb	1.62	2.42	3.52	9.04	9.99	2.15	6.60	7.00
Ta	0.11	0.50	0.24	0.61	0.68	0.15	0.29	0.33
Pb	1.05	11.69	68.16	18.82	8.45	6.03	12.84	13.93
Th	0.12	0.18	0.21	3.33	0.54	0.29	20.73	0.70
U	0.03	0.04	0.08	0.33	0.12	0.09	0.76	0.24
La	4.70	5.55	7.38	20.86	20.57	4.73	47.83	31.64
Ce	10.76	13.01	18.13	47.82	49.93	12.32	98.50	65.90
Pr	1.43	1.75	2.48	6.23	6.83	1.81	11.75	8.13
Nd	6.31	7.87	10.85	26.56	30.20	8.78	43.22	32.41
Sm	1.31	1.69	2.30	5.31	6.43	2.18	6.17	5.66
Eu	0.82	0.90	0.98	1.64	2.20	0.69	1.34	1.82
Gd	1.19	1.61	2.04	4.50	5.76	2.13	3.96	4.24
Tb	0.17	0.23	0.30	0.63	0.82	0.32	0.50	0.56
Dy	0.95	1.32	1.59	3.28	4.45	1.94	2.30	2.72
Ho	0.18	0.26	0.31	0.63	0.85	0.40	0.47	0.52
Er	0.47	0.67	0.79	1.56	2.17	1.02	1.31	1.33
Tm	0.07	0.10	0.11	0.23	0.31	0.15	0.22	0.20
Yb	0.40	0.56	0.62	1.28	1.72	0.86	1.37	1.13
Lu	0.06	0.08	0.09	0.18	0.26	0.13	0.22	0.17

Содержания породообразующих окислов и S приведены в вес%, микроэлементов - в ppm.

Типы пород: НТ - нормальные троктолиты; ТТ - такситовые троктолиты; ЛТ - леопардовые троктолиты; МБ - магматические брекчии; ОГП - оливиновые габбро проводника; УВ - включения ультраосновных пород; ГнТ - гнейсы Тасуижэ; ГнН - гнейсы Нэйи

биотита. Оливиновые габбро зоны Восточного Погружения и оливиновые габбро проводника имеют составы, располагающиеся вблизи поля закалочных приконтактных пород проводника. Составы лейкотроктолитов нижней камеры зоны Рид Брук ложатся вблизи линии, соединяющей оливин и плагиоклаз. Образцы магматических брекчий, благодаря высокому содержанию богатых глиноземом обломков гнейсов, смещены влево от линии оливин - плагиоклаз. Многие из составов обломков ультрамафитовых пород, встречающихся в магматических брекчиях, существенно смещены вправо от линии оливин – плагиоклаз как на диаграмме CaO – MgO, так и на диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub> (рис. 6.14), что обусловлено высоким содержанием пироксена.

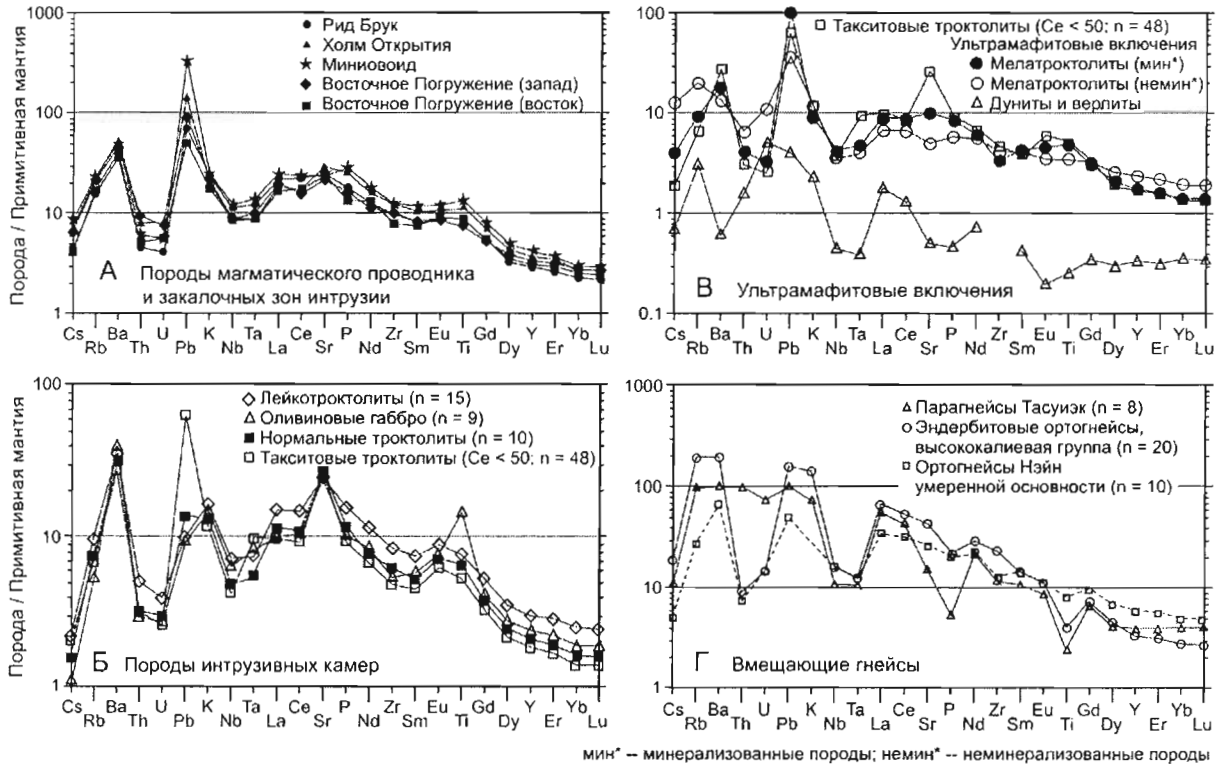


Рис. 6.15.

Многокомпонентная диаграмма несовместимых элементов для средних составов пород интрузии Войсис Бэй и вмещающих гнейсов (составы пород нормированы к примитивной мантии по, Sun and McDonough, 1989). По Li et al. (2000)

## 6.6.2. Геохимия микроэлементов

### Общая характеристика

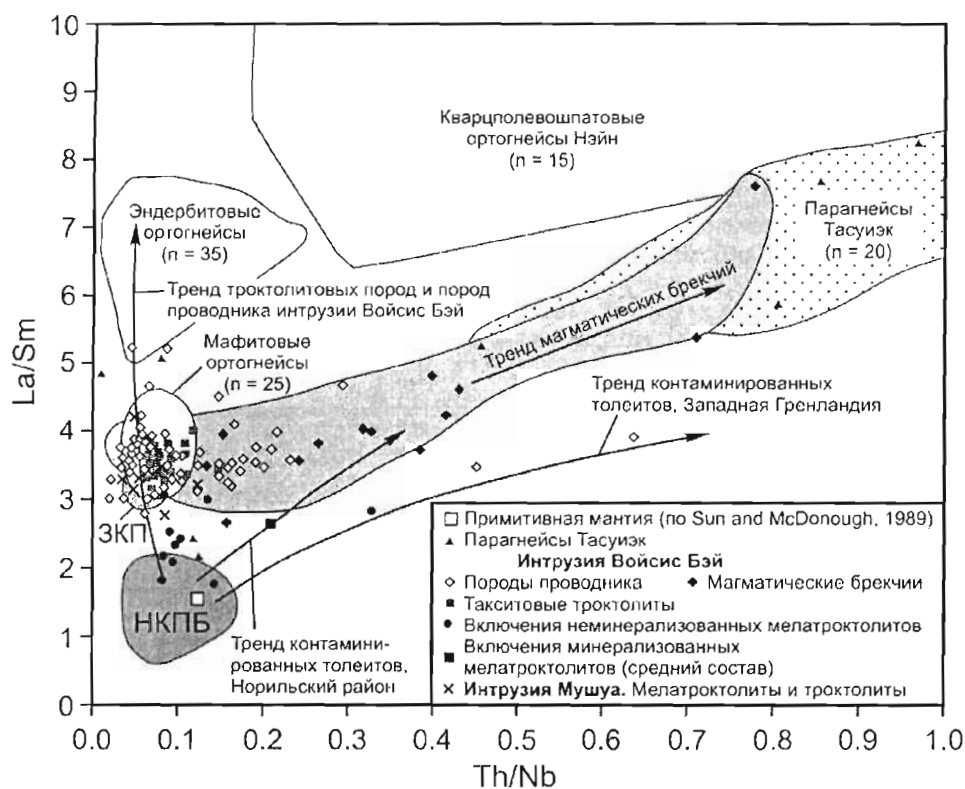
На многокомпонентных диаграммах несовместимых элементов, при нормализации составов пород к составу примитивной мантии (по Sun and McDonough, 1989), породы проводника и закалочных зон интрузии Войсис Бэй показывают сильную обогащенность свинцом, легкими редкоземельными элементами и крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba и K). Для них характерны также низкие содержания Th и U и небольшая отрицательная аномалия Ta и Nb (рис. 6.15А). Фиксируются повышенные концентрации: Sr и Eu, что обусловлено высоким содержанием модалного плагиоклаза; титана, что объясняется наличием ильменита и титаномагнетита; а также фосфора, что связано с присутствием апатита. Заметим, что содержания оксидных минералов и апатита в породах проводника и в закалочных породах в целом являются высокими, хотя они сильно варьируют. На многокомпонентных диаграммах спайдер-профили всех пород проводника и закалочных образований исключительно близки друг другу (рис. 6.15А) и не показывают особенностей, сближающих их с вмещающими гнейсами, относящимися к группе средних пород (рис. 6.15Г). Существенной примеси вещества непосредственно вмещающих пород не чувствуется даже в контактовых феррогабброноритах и оливиновых габбро проводника, хотя эти породы обогащены компонентами жидкости по сравнению с троктолитами интрузивных камер.

В магматическом проводнике в зонах Холма Открытия и Миниовида, где вмещающими породами являются эндербитовые ортогнейсы, обломки непосредственно вмещающих пород в теле проводника отсутствуют, но развиты включения, которые первоначально представляли собой парагнейсы Тасуизэк. Это показывает, что реакции взаимодействия между расплавом и окружающими породами происходили не в проводнике, а на глубине, где развиты названные парагнейсы. Имеются также свидетельства ассимиляции ортогнейсов Нэйн (причем довольно интенсивной), происходившей в камере Восточного Погружения: это присутствие “теневых” обломков ортогнейсов и развитие троктолит-гнейсового меланжа вдоль контактов. Пятна полевых шпатов в такситовых троктолитах камеры Восточного Погружения, имеющие размер 0.5–5 см в поперечнике, тоже могут быть образованы в результате ассимиляции вмещающих пород.

На рис. 6.15Б приведены спайдер-профили троктолитовых пород и оливиновых габбро из камер Восточного Погружения и Рид Брук. Профили такситовых и нормальных троктолитов, исключая некоторые различия в концентрациях Pb и Ta, практически идентичны. В оливиновых габбро и, особенно, в лейкотроктолитах абсолютные содержания несовместимых элементов, которые контролируются количеством захваченной жидкости, являются более высокими по сравнению с такситовыми и нормальными троктолитами. В целом, профили пород интрузивных камер имеют форму, близкую профилям пород проводника, показывая умеренное обогащение легкими РЗЭ, резкую отрицательную аномалию Th и U и менее существенную аномалию Ta и Nb.

Рис. 6.15В показывает спайдер-профили различных групп ультрамафитовых включений. Включения минерализованных мелатроктолитов имеют профили, подобные такситовым троктолитам. Можно предполагать, что они представляют собой автолиты (cognate xenoliths). Эти породы образовывались, вероятно, на ранней стадии кристаллизации; впоследствии они были взломаны и перемещены при внедрении новой порции магмы. Включения неминерализованных мелатроктолитов имеют профили, слегка более пологие, чем у пород первой группы. Эти породы могли кристаллизоваться из менее фракционированной, менее контаминированной магмы. Третью группу ультрамафитовых включений представляют достаточно сильно измененные породы, состав которых варьирует от дунитов до верлитов. Они не несут сульфидной вкрапленности и имеют профили, сильно отличающиеся как от пород, слагающих интрузию Войсис Бэй, так и от других ультрамафитовых включений. Обломки габброидных пород, встречающихся в магматических брекчиях (их составы на рисунке не показаны), геохимически подобны тонкозернистым феррогабброноритам, развитым у стенок магматического проводника (те и другие имеют отношение  $Ce/Yb = 27-33$  и содержание  $MgO = 5-8$  вес%).

На рис. 6.16 приведена диаграмма  $La/Sm - Th/Nb$  для различных пород интрузии Войсис Бэй, троктолитов соседней интрузии Мушуа и вмещающих гнейсов. Большинство такситовых троктолитов и пород магматического проводника интрузии Войсис Бэй имеет отношения  $La/Sm = 3-4$  и отношения  $Th/Nb$  около 0.1. Нормальные троктолиты, составы которых на диаграмме не приведены, показывают подобные отношения. Парагнейсы Тасуизэк характеризуются отношениями  $La/Sm = 4-7$ ,  $Th/Nb = 0.4-1.0$  и выше. Породы магматических брекчий, которые обогащены включениями, интерпретируемыми как обломки прореагировавших с магмой парагнейсов Тасуизэк, имеют составы, располагающиеся вдоль линии, проходящей от такситовых троктолитов и пород проводника к гнейсам Тасуизэк, что подтверждает интерпретацию природы включений. Некоторые составы пород проводника и такситовых троктолитов тоже отклоняются в сторону поля парагнейсов Тасуизэк, что тоже обусловлено присутствием в них включений. Однако, большинство составов пород проводника и троктолитовых пород подчиняется тренду, ориентированному вдоль оси  $La/Sm$  (рис. 6.16). Li et al. (2000) объяснили данный факт тем, что мантийная магма, образовавшая интрузию Войсис Бэй, на ранней стадии своей эволюции в коре испытала контаминацию породами, залегающими глубже гнейсов Тасуизэк. Эта контаминация привела к увеличению отношения  $La/Sm$ , но не изменила отношение  $Th/Nb$  в магме. Первоначальная магма, по-видимому, происходила из источника, близкого по составу примитивной мантии. Такое предположение подтверждается составом включений неминерализованных мелатроктолитов, который по значениям  $La/Sm$  и  $Th/Nb$  является промежуточным между составом примитивной мантии и пород проводника интрузии Войсис Бэй (рис. 6.16).



ЗКП - закалочные контактовые породы интрузии Войсис Бэй (n = 8)  
 НКПБ - неконтаминированные пикритовые базальты Норильского района и Западной Гренландии (по Lightfoot and Hawkesworth, 1997)

Рис. 6.16.

Диаграмма La/Sm – Th/Nb для пород интрузий Войсис Бэй и Мушуа и вмещающих гнейсов. По Li et al. (2000)

### Реакции между троктолитовой магмой и включениями парагнейсов Тасуизк

Li and Naldrett (2000) показали, что включения парагнейсов Тасуизк в магматических брекчиях интенсивно реагировали с вмещающей их магмой. Интенсивность реакций в общем увеличивается от зоны Рид Брук через зону Холма Открытия к зоне Восточного Погружения. В процессе реакций гранат в гнейсах испытал окисление с образованием герцинита и магнетита и вхождением освободившегося SiO<sub>2</sub> в магму. Кордиерит испытал дегидратацию с образованием герцинита и освобождением SiO<sub>2</sub>. Гиперстен и калишпат реагировали между собой с образованием герцинита и освобождением SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O. Плагноклаз частично разлагался, обогащаясь анортитом, образуя корунд, освобождая SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O, входившие в магму. Корунд, образованный при последней реакции, далее реагировал с FeO и MgO магмы с образованием герцинита. Цвет герцинита изменяется от бежевого в зоне Рид Брук через зеленый в зоне Холма Открытия до черного в зоне Восточного Погружения; такое изменение цвета отражает увеличение FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> за счет MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. Апогнейсовые включения в камере Восточного Погружения обычно окружены серией реакционных каемок, состав которых меняется от лабрадора через биотит до ортопироксена. Представляется, что зональность каемок является следствием диффузии, контролируемой градиентами активности главных оксидных компонентов. Ясно, что реакции с гнейсами вызвала обогащение магмы SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O. Фельзификация магмы привела к снижению ее способности растворять серу и, следовательно, содействовала проявлению сульфидной несмесимости.

### Отношение Cu/Zr

На ранних стадиях фракционной кристаллизации недосыщенной сульфидом мафит-ультрамафитовой магмы Cu и Zr являются несовместимыми элементами. Следовательно, в процессе фракционирования концентрации обоих элементов будут увеличиваться, а отношение Cu/Zr останется постоянным. Поскольку состав несовместимых элементов в кумулатных породах определяется остатками магмы, захваченной между зернами кумулуса, отношение Cu/Zr в породе будет соответствовать отношению Cu/Zr в магме, образовавшей кумулус. Тогда, когда в магме развивается сульфидная несмесимость, медь перестает быть несовместимым

элементом. Она входит в сульфид, и отношение  $Cu/Zr$  начнет снижаться по мере удаления сульфида. Если же в магму или кумулатную породу поступят дополнительные сульфиды извне, отношение  $Cu/Zr$  станет более высоким, чем оно было в первоначальной недосыщенной сульфидом магме. Lightfoot et al. (1994) показали, что базальты Норильского района, которые не сегрегировали сульфидную жидкость и не реагировали с сульфидами (туклонские, верхнеморонговские и мокулаевские лавы), имеют отношение  $Cu/Zr = 1-3$ , тогда как в базальтах, реагировавших с сульфидами, это отношение составляет менее 1. Li and Naldrett (1999) установили, что в интрузии Войсис Бэй наблюдается корреляционная зависимость между дефицитом Ni в оливине и отношением  $Cu/Zr$  в породе, вмещающей оливин. Эти данные представлены на рис. 6.17, который показывает, что в породах с отношением  $Cu/Zr$  менее 1 устанавливается меньшее содержание S и развиты оливины с более низким содержанием Ni, чем в породах, где величина  $Cu/Zr$  превышает 1. Таким образом, в случае интрузии Войсис Бэй, как и в Норильском районе, отношение  $Cu/Zr$  является полезным инструментом для выявления пород, сформированных из магмы, которая реагировала с сульфидной жидкостью и испытала обеднение халькофильными элементами.

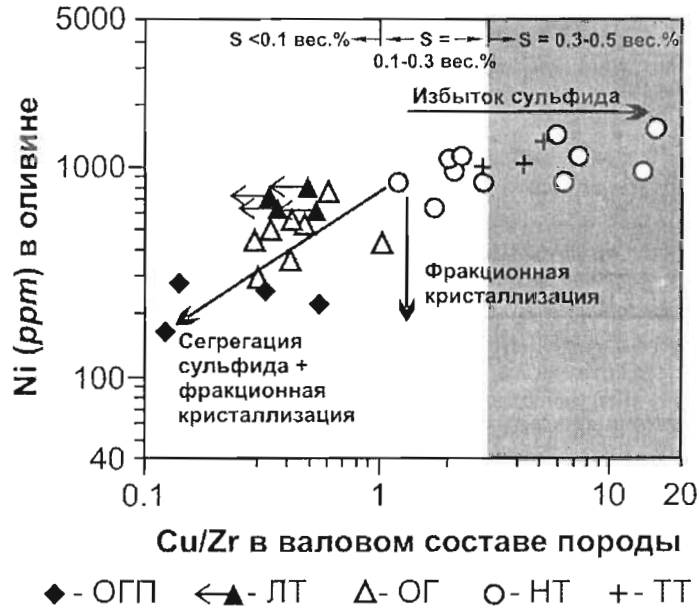


Рис. 6.17.

Ковариации содержаний Ni в оливине и отношений  $Cu/Zr$  в валовом составе породы. По Li and Naldrett (1999).

ЛТ - лейкотроктолит (показанное отношение  $Cu/Zr$  в этих породах является максимально возможным, т.к. содержание Cu отвечает здесь нижнему пределу возможности аналитического метода); НТ - нормальный троктолит; ТТ - такситовый троктолит; ОГ - оливиновое габбро; ОГП - оливиновое габбро проводника

### 6.6.3. Изотопная геохимия

#### Изотопы неодима, стронция и свинца

Изотопные системы Nd, Sr и Pb интрузии Войсис Бэй (ее возраст около 1334 млн лет) и близлежащей интрузии Мушуа, имеющей возраст 1317–1313 млн лет, были изучены Amelin et al. (2000). Установлено, что среди мафитовых интрузий плутонического комплекса Нэйн интрузия Войсис Бэй является наименее контаминированной и имеет изотопные характеристики, наиболее приближающиеся к мантийным:  $\epsilon Nd$  от -2 до -1;  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7034-0.7038$ ;  $^{206}Pb/^{204}Pb = 15.34-15.54$ ;  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.10-15.18$ ;  $^{208}Pb/^{204}Pb = 35.24-35.56$ . Приведенные значения свойственны всем породам троктолитового и габбрового состава интрузии Войсис Бэй. Интрузия Мушуа и все другие тела плутонического комплекса Нэйн имеют существенно иные изотопные отношения:  $\epsilon Nd$  от -10 до -3,  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7034-0.7052$ ;  $^{206}Pb/^{204}Pb = 14.21-14.55$ ;  $^{207}Pb/^{204}Pb = 14.63-14.77$ ;  $^{208}Pb/^{204}Pb = 34.36-34.65$ . Интерпретируя полученные данные, Amelin et al. (2000) пришли к выводу, что родоначальная магма интрузии Войсис Бэй выплавлялась из обогащенной континентальной мантии, либо была контаминирована небольшим количеством корового материала во время подъема через разрез нижней и средней коры. В дальнейшем произошла существенная контаминация магмы парагенейсами Тасуизк, составившая, возможно, 8–13 вес%. Изотопные характеристики интрузии Мушуа и других интрузий могут быть объяснены ассимиляцией значительного объема (15–35 вес%) материала обедненных U архейских пород, залегающих ниже гнейсов Тасуизк. Возможно, эти интрузии испытали более значительную контаминацию, по сравнению с интрузией Войсис Бэй, по причине того, что они внедрялись через 15 или более миллионов лет после магмы Войсис Бэй - в то время, когда кора была сильно прогрета в результате прохождения предшествующего магматического материала.

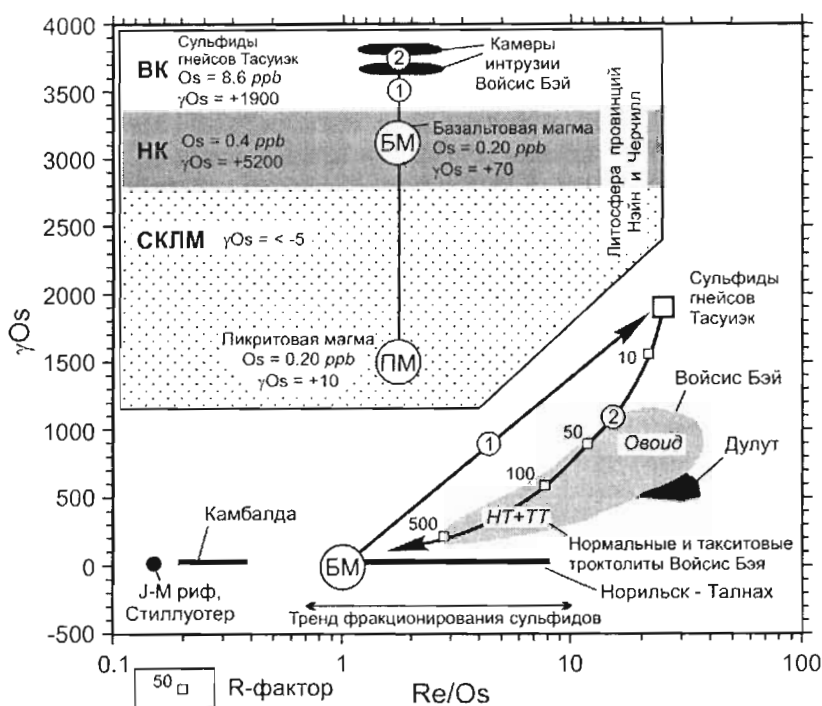


Рис. 6.18.

Диаграмма  $\gamma\text{Os} - \text{Re}/\text{Os}$  (изотопные отношения первичные), где представлены поля составов сульфидных руд месторождения Войсис Бэй (по Lambert et al., 2000), рифа J-M в комплексе Стиллиуотер (по Lambert et al., 1994), Дулутского комплекса (по Ripley et al., 1999), Норильско-Талнахского района (по Walker et al., 1994) и рудного района Камбалда (по Foster et al., 1996). По Lambert et al. (2000), с изменениями.

На врезке представлена модель, согласно которой пикритовая магма (ПМ), происходящая из мантийного плюма, проходит через субконтинентальную литосферную мантию (СКЛМ) и, достигнув нижней коры (НК), фракционирует, образуя базальтовую магму (БМ). При этом она взаимодействует с окружающими породами, что приводит к увеличению  $\gamma\text{Os}$  до +70. Базальтовая магма (БМ) далее поднимается в пределы верхней коры (ВК), где образует магматическую камеру в гнейсах Тасуизк (камера Рид Бук) и ассимилирует содержащиеся в гнейсах сульфиды (линия 1 на врезке и на основной диаграмме). Сульфиды гнейсов Тасуизк содержат 8.6 ppb Os при  $\gamma\text{Os} = +1900$ . Будучи ассимилированными базальтовой магмой, они поглощают Ni, Cu, Co и ЭПГ, сильно обедняя магму перечисленными элементами. Далее в магматическую систему входит свежая недеплетированная магма. Она выдавливает прежнюю обедненную магму в магматический проводник, затем - в магматическую камеру Восточного Погружения. Свежая магма, взаимодействуя с ранее образованными сульфидами, еще более обогащает их халькофильными металлами, снижает отношение  $\text{Re}/\text{Os}$  и значение  $\gamma\text{Os}$  (линия 2 на диаграмме). Составы сульфидов месторождения Войсис Бэй отвечают R-фактору 50–500

### Re-Os изотопная система

Lambert et al. (2000) установили, что массивные сульфиды месторождения Войсис Бэй имеют высокие концентрации Re (148–280 ppb) при относительно невысоких концентрациях Os (4.8–28 ppb), что дает отношения  $\text{Re}/\text{Os} = 2.9\text{--}38$ , подобные наблюдаемым в массивных сульфидах Садбери и в рудах комплекса Дулут. В валовых составах руд интрузии Войсис Бэй устанавливается большой разброс отношений  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  (от 14 до 157), но определить точную изохрону не представляется возможным, что, вероятно, связано с вариациями R-фактора<sup>32</sup>. Приблизительный изохронный возраст, составляющий 1320 млн. лет, был получен только для крупного образца массивных сульфидов из Овоида. Эта датировка согласуется с U-Pb возрастом бадделита интрузии Войсис Бэй (Amelin et al., 1999).

<sup>32</sup> Строго говоря, учитывая динамическую обстановку формирования интрузии Войсис Бэй, Lambert et al. (2000) должны были моделировать свои данные, используя уравнение N-фактора (см. главу 2). Однако, поскольку они применили уравнение R-фактора, и здесь цитируется их работа, автор обязан использовать их терминологию и результаты расчетов. Заметим, что, как показано в главе 2, разница в результатах моделирования при использовании уравнений N и R факторов не является существенной.

Начальная величина  $\gamma Os$  (процент отклонения рассчитанного начального отношения  $^{187}Os/^{188}Os$  от мантийного отношения того же возраста) для обогащенных сульфидами пород интрузии Войсис Бэй является весьма высокой (+200 до +1100), что отображает высокую степень взаимодействия магмы с древней корой провинций Нэйн и Черчилл. После рассмотрения нескольких моделей, в том числе обсуждавшихся ранее (Lambert et al., 1999), Lambert et al. (2000) пришли к выводу, что наилучшее объяснение представляет модель, показанная на рис. 6.18. Согласно данной модели, примитивная пикритовая магма ( $Os = 0.20 \text{ ppb}$ ,  $\gamma Os = 10$ ), достигнув нижней коры, фракционировала до базальтового состава и, взаимодействуя с вмещающими породами, приобрела значение  $\gamma Os = 70$ . Далее, войдя в верхнюю часть коры, она образовала магматическую камеру в парагнейсах Тасуизк. Сульфиды этих гнейсов, которые достаточно богаты осмием ( $Os = 8.6 \text{ ppb}$ ,  $\gamma Os = 1900$ ), ассимилируясь базальтовой магмой, вызвали сульфидную несмесимость. Несмесимая сульфидная жидкость сконцентрировала Ni, Cu и ЭПГ, что привело к сильному обеднению силикатного расплава. Затем через магматическую систему прошла волна свежей недеплетированной магмы, и это вызвало увеличение концентраций халькофильных элементов в сульфидах. Согласно Lambert et al. (2000), наблюдаемый диапазон значений  $\gamma Os$  и  $Re/Os$  в рудах интрузии Войсис Бэй соответствует R-фактору 50–500. Эти значения согласуются с величинами N-фактора, полученными Naldrett et al. (2000a) на основе геохимии ЭПГ.

Убедительный аргумент в пользу того, что в формировании интрузии Войсис Бэй участвовала магма, близкая по составу мантийной выплавке, представляют присутствующие в магматических брекчиях включения неминерализованных мелатроктолитов. Они имеют слегка обогащенный, но близкий хондритовому изотопный состав осмия ( $\gamma Os = +9$ ). Выше уже говорилось, что, согласно данным Li et al. (2000), геохимия микроэлементов неминерализованных мелатроктолитов согласуется с их образованием из пикритовой магмы (или обогащенного MgO базальтового расплава) типа магмы мантийного плюма.

#### Изотопы кислорода

Ripley et al. (2000) показали, что значения  $\delta^{18}O$  в парагнейсах Тасуизк варьируют от 8.3 до 16.1 ‰, а в эндрбитовых гнейсах и в мафитовых ортогнейсах Нэйн - от 5.7 до 8.5 ‰ с наиболее обычными значениями около 7.5 ‰. Развитые в магматических брекчиях включения парагнейсов Тасуизк, прореагировавшие с магмой, обеднены  $^{18}O$  по сравнению с исходными породами:  $\delta^{18}O$  варьирует в них от 4.7 до 10.6 ‰. В матрице брекчий значения  $\delta^{18}O$  составляют обычно 5–7 ‰, но в непосредственной близости от включений (на расстоянии не более 2 см)  $\delta^{18}O$  возрастает вплоть до 9.3 ‰ - вне зависимости, имеет матрица троктолитовый или норитовый состав. Фиксируемый локальный изотопный обмен происходил, по всей видимости, в ходе субсолидусного остывания брекчий, он не связан с главным эпизодом обеднения  $^{18}O$ , которое испытали включения гнейсов. Представляется, что главный процесс контаминации (и изотопного обмена) происходил в магматической системе при внедрении ранних порций магмы. Его результаты были затем затушеваны при прохождении через систему большого объема поздней магмы, которая взламывала и перемешала брекчию, сульфиды и остатки ранней магмы на более высокий уровень.

## 6.7. Руды месторождения Войсис Бэй

### 6.7.1. Типы руд

В месторождении Войсис Бэй развиты четыре главных типа оруденения, которые представлены в большинстве минерализованных участков интрузии: 1) массивные руды; 2) леопардовые руды; 3) руды магматических брекчий; 4) вкрапленные руды в тацитовых троктолитах. Кроме того, в гнейсах экзоконтакта имеются богатые медью жилы с высоким содержанием халькопирита и борнита. Согласно существующим данным, они развиты незначительно. Время покажет, смогут ли они дать существенные запасы металлов, подобно сходным рудам в месторождениях Садбери и Норильского района.

Минералогия руд детально описана в работе Naldrett et al. (2000b). Ниже приводится краткое описание, основанное на этой работе. Средние химические составы руд приведены в табл. 6.2.

#### 6.7.1.1. Массивные руды

К числу массивных относятся руды, которые содержат более 85 % рудных минералов. Эти минералы представлены пирротинном (троилитом и гексагональным пирротинном, соотношение которых непостоянно), пентландитом, халькопиритом, кубанитом и магнетитом. Пирротин образует крупные кристаллы, размер которых в некоторых образцах превышает 10 см. Троилит наиболее обилен в Овоиде и отсутствует в зоне Восточного Погружения. Этот минерал (где он присутствует) представлен в виде мелких пластинок распада в гексагональном пирротине. Кубанит образует изолированные зерна и пластинки распада в халькопирите. Он встречается только совместно с троилитом и отсутствует при отсутствии послед-



## Месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)

него. Массивные руды Овоида, Минниовоида и зоны Рид Брук характеризуются развитием очень крупных зерен пентландита (размером 1–2 см); каемки пентландита вокруг пирротина и пластинки распада внутри пирротининовых зерен в этих телах отсутствуют. В массивных рудах зоны Восточного Погружения крупные зерна пентландита редки, большая его часть выделена в виде каевок, окружающих пирротин, и пластинок распада в пирротине. Магнетит представлен в количестве около 5 % (относительно объема рудного вещества) по периферии Овоида и около 1 % в его центре. В массивных рудах зоны Восточного Погружения магнетит редок.

Таблица 6.2

### Средние химические составы руд месторождения Войсис Бэй

Типы руд Зона месторождения	К-во обр.	S	Ni	Cu	Co	Pd	Pt	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Pd/Pt
<b>Массивные руды</b>													
Зона Восточного Погружения	5	37.66	3.19	0.85	0.18	145	51	19	34	7.4	16	22	2.82
Овоид	52	33.76	4.12	2.53	0.18	226	88	7	13	1.8	2	82	2.57
Минниовоид	11	35.65	3.72	2.16	0.18	208	166	8	16	2.3	4	109	1.25
Зона Холма Открытия	1	36.60	2.50	1.02		73	25	9		1.9		36	2.98
Зона Рид Брук	15	37.01	2.84	1.11		97	28	10	11	2.8	4	40	3.42
<b>Леопардовые руды</b>													
Зона Восточного Погружения	8	15.90	1.45	0.75		89	50	7	13	2.6	6	35	1.79
Минниовоид	7	13.64	1.42	0.90	0.07	78	70	4	5	1.0	2	73	1.11
Зона Холма Открытия	18	13.09	1.16	1.28	0.06	77	76	3	9	0.7	1	77	1.01
Зона Рид Брук	9	12.32	1.04	0.69		41	45	3	7	0.8	1	55	0.92
<b>Руды магматических брекчий</b>													
Зона Восточного Погружения	42	8.86	1.00	0.47	0.06	69	38	4	10	1.3	3	41	1.81
Овоид	3	7.43	0.83	0.72	0.04	96	41	5	13	2.2	3	46	2.37
Минниовоид	1	15.30	1.24	1.12	0.06	25	112	4	4	1.1	2	31	0.22
Зона Холма Открытия	34	7.16	0.75	0.39	0.06	63	40	2	6	0.6	1	47	1.56
Зона Рид Брук	23	5.86	0.59	0.30		40	25	2	6	0.5	1	29	1.58
<b>Вкрапленные руды в тацитовых троктолитах</b>													
Зона Восточного Погружения (более 10 % сульфидов)	21	10.64	1.21	0.75		73	71	6	11	1.9	3	68	1.02

Содержания S, Ni, Cu, Co - вес%; Pd, Pt, Rh, Ru, Os, Ir, Au - мг/т (ppb)

#### 6.7.1.2. Леопардовые руды

Леопардовая текстура руд свойственна "леопардовым троктолитам". Выше говорилось, что такая текстура определяется развитием черных пятен, представляющих ойкокрсты авгита (размером около 0.5 см), в желтой матрице, образованной преимущественно сульфидами. И ойкокрсты, и сульфиды являются интерстиционным материалом по отношению к минералам силикатного кумулуса, представленным плагиоклазом и оливином. При этом ойкокрсты продолжали расти, когда сульфид еще оставался жидким, и они раздвигали сульфидную жидкость. Количество сульфидов в леопардовых рудах варьирует от 20 до 50 %. В случаях, когда их содержание превышает 50 %, сульфиды отделяются от вмещающего силикатного материала и образуют небольшие шпильки. Минералогия леопардовых руд подобна минералогии ассоциирующих с ними в пространстве массивных руд (Naldrett et al., 2000b).

#### 6.7.1.3. Руды магматических брекчий

Оруденение в магматических брекчиях морфологически разнообразно. Значительная часть рудного вещества представлена в виде интерстиционных сульфидов между включениями гнейсов, троктолитов и ультрамафитовых пород. В меньшей степени развиты небольшие линзы массивных сульфидов, частично - жилы леопардовых троктолитов. Минералогия этих руд, несмотря на их морфологическое разнообразие, сходна с минералогией ассоциирующих массивных руд.

#### 6.7.1.4. Вкрапленные руды в такситовых троктолитах

Сульфидная минерализация обильна (примерно 25 %) в нижней части разреза такситовых троктолитов, вверх по разрезу количество сульфидов снижается. Выделяются две морфологические разновидности сульфидов. Преобладают шпировидные обособления неправильной формы (размером до 10–30 см в поперечнике) с заключенными внутри крупнозернистыми сростками силикатных минералов (плаггиоклаза и оливина), кристаллы которых значительно крупнее, чем в окружающей породе. Кроме того, в обособлениях сульфидов проникают крупные шестоватые кристаллы плаггиоклаза вмещающих пород, которые, как представляется, продолжали расти после образования шпиров. Второй морфологический тип сульфидной минерализации - участки вкрапленных сульфидов (с количеством сульфидного материала менее 20 %), которые приурочены к такситовым троктолитам, имеющим, преимущественно, среднезернистую структуру.

#### 6.7.2. Содержания Ni и Cu в сульфидных рудах

Данные, представленные в настоящем разделе, заимствованы из работы Naldrett et al. (2000a). Все приводящиеся здесь содержания Ni и Cu даются в пересчете на 100-процентный сульфид. Использовалась следующая методика пересчета.

На первом этапе расчета предполагалось, что весь Ni, определенный анализом, входит в пентландит, содержащий 36 вес% Ni (это типичный состав пентландита Садбери). Определялось количество серы, требуемое для подобного пентландита, и полученная величина вычиталась из общего содержания серы в породе. Далее делался подобный расчет для Cu, предполагая, что вся медь сконцентрирована в халькопирите. Остаток серы пересчитывался на пирротин. Сумма содержаний пентландита, халькопирита и пирротина рассматривалась как общее содержание сульфида в породе. Однако, поскольку количество сульфида во многих образцах довольно невелико, значительная часть никеля таких пород входит в оливин. Требуется сделать соответствующую коррекцию.

Коррекция выполнялась после проведения расчета, описанного выше. Определялось содержание Ni в оливине, предполагая, что  $Ni/Fe_{O1} = (Ni/Fe_{Sul})/25$ , где 25 - обменный коэффициент распределения между сосуществующими в интрузии Войсис Бэй сульфидом и оливином (Li and Naldrett 1999). Использованное отношение  $Ni/Fe_{Sul}$  не включает железо, находящееся в халькопирите, учитывалось только железо пентландита и пирротина. Расчет выполнялся исходя из допущения, что оливин имеет состав  $Fe_{0.5}$  (средний состав оливина в такситовом троктолите). Предполагив далее, что силикатная часть породы содержит 25 вес% оливина (среднее наблюдаемое содержание минерала в такситовом троктолите), Ni оливина вычитался из общего содержания Ni в породе. Затем повторялся расчет содержания Ni в 100-процентном сульфиде.

Расчеты с последующей коррекцией повторялись до тех пор, пока разница содержания Ni в 100-процентном сульфиде между последним и предпоследним расчетом не достигала значения менее 0.05 вес%. Во многих случаях, в породах с содержанием сульфида менее 2 вес%, такой результат никогда не достигался; подобные образцы исключались из дальнейшего рассмотрения.

В нашей работе использованы тысячи анализов на Ni, которые были выполнены в процессе геолого-разведочных работ. Однако, определение количества оливина и исследование его состава в каждой пробе, анализируемой на Ni, в процессе геологической разведки не практикуется. В использованной методике расчета мы допустили постоянство содержания Ni в оливине и количества оливина в породе, хотя эти параметры постоянными не являются. Такое допущение приводит к некоторым ошибкам, но эти ошибки относительно невелики. Читатель может сам убедиться в этом, проведя процедуру коррекции с использованием состава оливина  $Fe_{60}$  вместо  $Fe_{65}$  или приняв содержание оливина в породе 30 % вместо 25 %.

#### Зона Восточного Погружения

Вариации содержаний Ni и Cu по разрезу руд зоны Восточного Погружения показаны на рис. 6.19–6.21, где представлены данные по скважинам 166, 202 и 206.

Скважина 166 пробурена недалеко от входа питающего проводника в камеру Восточного Погружения (рис. 6.2A), она пересекла маломощный интервал леопардовых троктолитов, но массивные сульфиды здесь не развиты. На рис. 6.19A показано расчетное содержание Ni в 100-процентном сульфиде руд скв. 166 до и после процедуры коррекции. Как и следовало ожидать, в образцах, содержащих более 10 % сульфида, разница не является значительной; но в образцах с меньшим содержанием сульфида она ощутима. На рис. 6.19B показаны скорректированные содержания Ni и содержания Cu (процедура коррекции на никель в оливине оказывает очень мало влияния на расчетные содержания Cu в сульфиде, поскольку общее расчетное содержание сульфида в породе после коррекции изменяется весьма незначительно). Из последнего рисунка видно, что руды нижней части разреза магматических брекчий с интервалом леопардовых троктолитов, где содержание сульфида относительно велико (20–40 %), содержат около 4.5 вес% Ni и 1.75 вес% Cu. В сульфидах верхней части магматических брекчий (эти породы отвечают здесь троктолит-гнейсовому меланжу) и в рудах низов такситовых троктолитов содержания металлов увеличиваются, достигает ~5.5 вес% Ni и ~3.5 вес% Cu. Вверх по разрезу такситовых троктолитов Ni в сульфиде продолжает возрастать (до ~7.5 вес%), но Cu не показывает соответствующего увеличения. В вышележащих нормальных троктолитах содержания Ni и Cu в сульфиде несколько снижаются.

Месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)

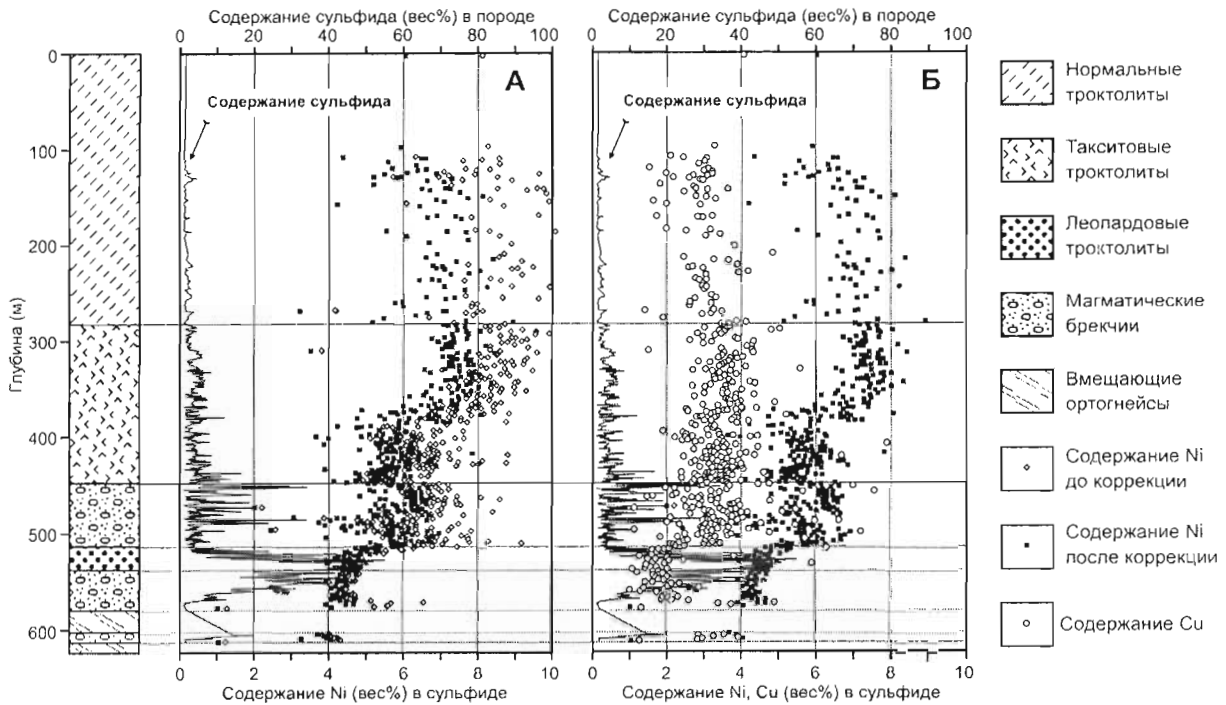


Рис. 6.19.

Содержание сульфида в породах и содержания Ni и Cu в рудах (в пересчете на 100-% сульфид) по скважине 166 в зоне Восточного Погружения (расположение скважины показано на рис. 6.2А).

Диаграмма А: содержания Ni в сульфиде до и после коррекции на Ni оливина (процедура коррекции описана в тексте); Диаграмма Б: содержания Ni (после коррекции) и Cu в сульфиде. По Naldrett et al. (2000a)

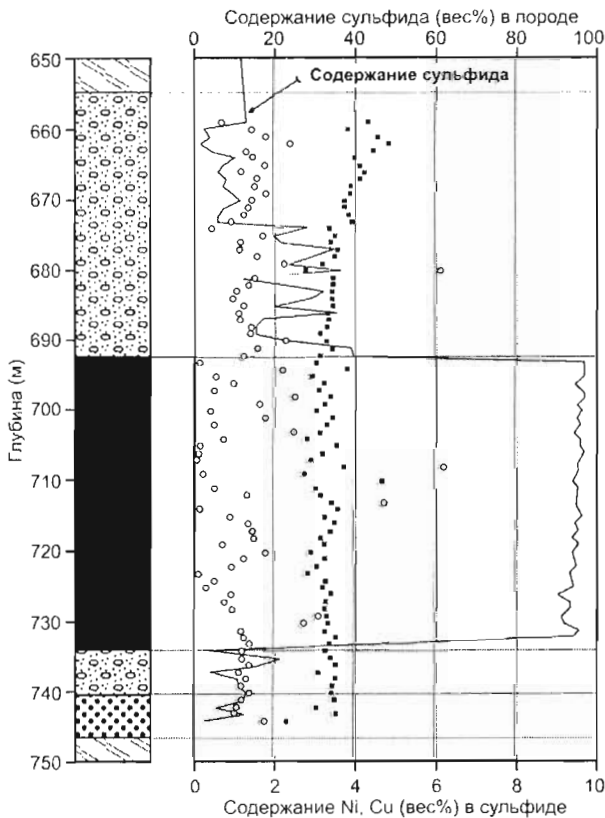


Рис. 6.20.

Содержание сульфида в породах и содержания Ni и Cu в рудах (в пересчете на 100-% сульфид) по скважине 202 в зоне Восточного Погружения (расположение скважины показано на рис. 6.2А). Черной заливкой в колонке скважины обозначены массивные руды, остальные условные обозначения приведены на рис. 6.19. По Naldrett et al. (2000a)

Скважина 202 пробурена к востоку от скв. 166. Она находится в непосредственной близости от входа питающего проводника в интрузивную камеру (рис. 6.2А). В этом месте развито 40-метровое тело массивных сульфидов, приуроченное к небольшой депрессии в основании интрузии. Из данных, представленных на рис. 6.20, следует, что содержания Ni в массивной руде относительно постоянны, они составляют в среднем 3–3.5 вес%. Содержания Cu изменчивы и низки – в среднем около 1 вес%. В сульфидах магматических брекчий, перекрывающих массивную руду, содержания как Ni, так и Cu возрастают – Ni вплоть до 4.5–5 вес%, Cu до 1.5–2 вес%.

Скважина 206, пробуренная к востоку от скв. 202, пересекла 35 метров оруденелых такситовых троктолитов, развитых у основания главного интрузивного тела камеры Восточного Погружения. Ниже вскрыты подстилающие интрузию гнейсы (~90 метров), затем – леопардовые троктолиты, массивные руды и магматические брекчии питающего проводника. Здесь (рис. 6.21), как и в скв. 202, массивные руды в среднем содержат 3–3.5 вес% Ni и около 1 вес% Cu, причем содержания меди сильно варьируют – от <0.5 до 3 вес%. Такситовые троктолиты основного тела интрузии включают 5–15 % сульфидов, содержащих около 5 вес% Ni и 2–3 вес% Cu.

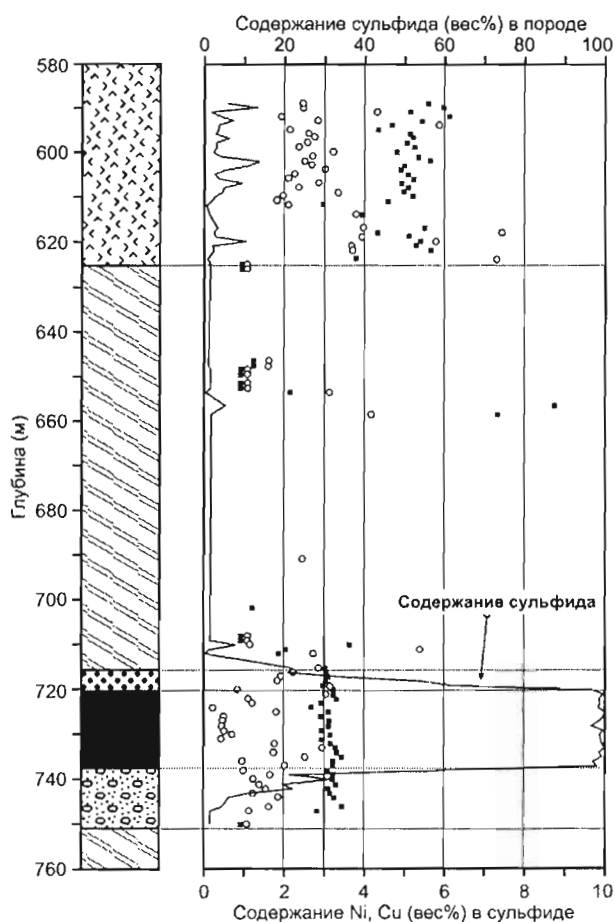


Рис. 6.21.

Содержание сульфида в породах и содержания Ni и Cu в рудах (в пересчете на 100-% сульфид) по скважине 206 в зоне Восточного Погружения (расположение скважины показано на Рис. 6.2А). Черной заливкой в колонке скважины обозначены массивные руды, остальные условные обозначения приведены на рис. 6.19. По Naldrett et al. (2000a)

#### Овоид

На рис. 6.22 представлены данные по скв. 7, которая пересекла массивные руды центральной части Овоида. Содержание Ni увеличивается здесь снизу вверх: от 3.90 вес% (среднее в нижних 20 метрах) до 4.66 вес% (среднее в верхних 20 метрах разреза руд). Cu увеличивается даже более заметно – от среднего 2.06 вес% внизу до 4.66 вес% сверху. Co, наоборот, показывает небольшое снижение от среднего 0.16 вес% внизу до 0.15 вес% сверху. Мы связываем эти вариации с фракционной кристаллизацией (см. ниже).

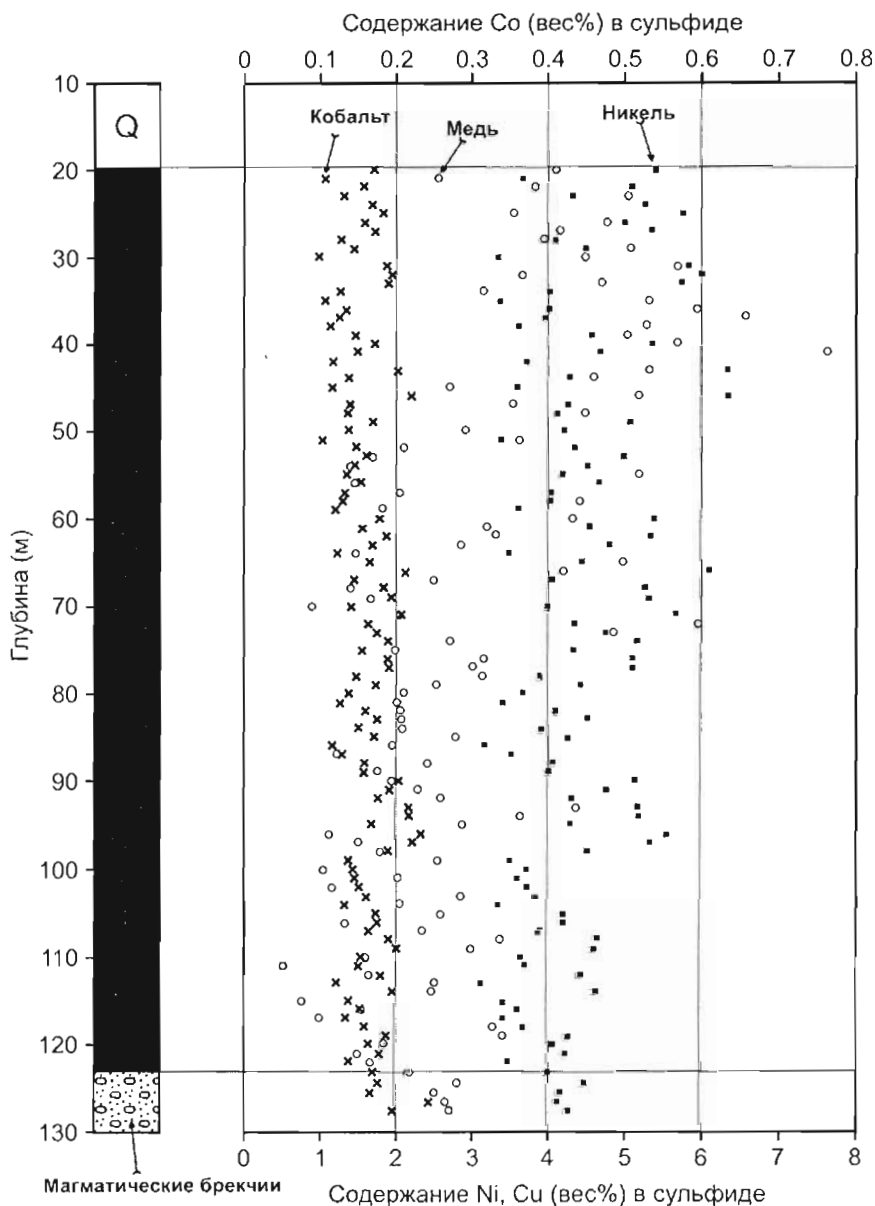


Рис. 6.22.

Содержания Ni, Co и Cu (в пересчете на 100-процентный сульфид) в массивных рудах (обозначены черной заливкой) и рудах подстилающих магматических брекчий Овоида по скважине 7 (расположение скважины показано на рис. 6.2А). По Naldrett et al. (2000a)

### Зона Холма Открытия

В качестве примера сульфидной минерализации этой зоны выбрана скважина 162. Весь пересеченный ею разрез магматического проводника мощностью около 100 м (мощность истинная) несет существенное оруденение. Разрез представлен леопардовыми троктолитами с интервалом магматических брекчий (рис. 6.23). Распределение сульфидов здесь неравномерное. Их количество в основном варьирует от 20 до 40 % и возрастает до 50–60 % в нескольких образцах вблизи основания разреза. Содержания Ni в сульфиде являются весьма постоянными, среднее значение составляет 4.04 вес%. Содержания Cu более изменчивы, но не показывают закономерных вариаций в связи с составом рудовмещающих пород или расположением в разрезе. Среднее содержание Cu составляет 3.15 вес%.

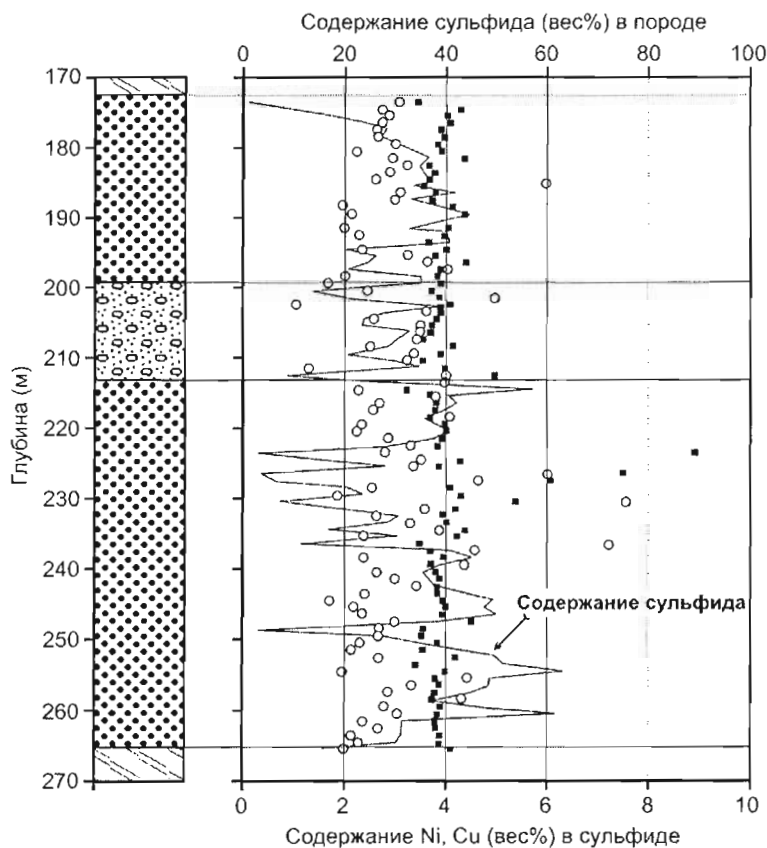


Рис. 6.23.

Содержание сульфида в породах и содержания Ni и Cu в рудах (в пересчете на 100-% сульфид) по скважине 162 в зоне Холма Открытия. Положение скважины показано на рис. 6.2А, условные обозначения приведены на рис. 6.19. По Naldrett et al. (2000a)

### Зона Рид Брук

Примером служит скв. 282, которая пересекла магматические брекчии (истинной мощностью около 20 м), содержащие незначительную сульфидную вкрапленность и прожилки массивных сульфидов, затем - прожилок массивных сульфидов в гнейсах Тасунэк в 20 метрах ниже брекчии (рис. 6.24). Содержания Ni и Cu в 100-процентном сульфиде здесь показывают больший разброс, чем в других зонах. В среднем они составляют: 3.13 вес% Ni и 1.91 вес% Cu в рудах проводника и 3.20 вес% Ni и 0.86 вес% Cu в прожилке массивных руд в гнейсах.

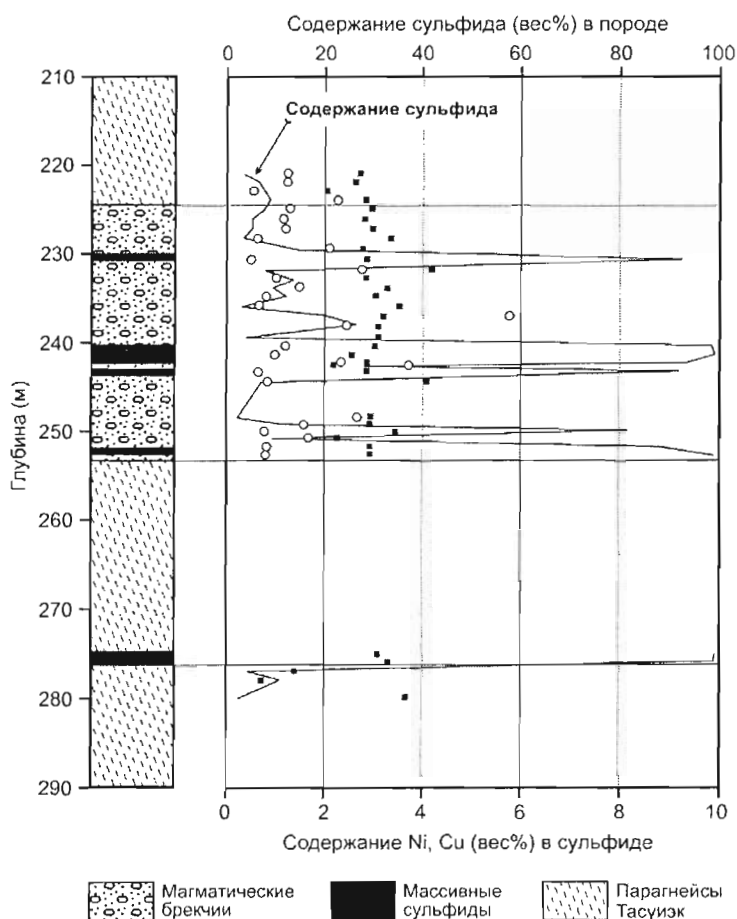


Рис. 6.24.

Содержание сульфида в породах и содержания Ni и Cu в рудах (в пересчете на 100-% сульфид) в магматическом проводнике по скважине 282 в зоне Рид Брук (расположение скважины показано на Рис. 6.2А). По Naldrett et al. (2000a)

### Обобщение

Средние содержания Ni и Cu в сульфидах различных зон рудной системы Войсис Бэй представлены в табл. 6.3. Содержания Ni сильно варьируют. Они составляют: 3–3.5 вес% в большей части руд из зон Восточного Погружения и Рид Брук, 4–4.5 вес% в Овоиде и в зоне Холма Открытия, до 5–7 вес% в сульфидах такситовых троктолитов зоны Восточного Погружения. Содержания Cu даже более изменчивы. В целом массивные сульфиды, по сравнению с вкрапленными, характеризуются низкими содержаниями Cu и, соответственно, высокими отношениями Ni/Cu, которые превышают 2.0 (Овоид представляет исключение). Во вкрапленных сульфидах отношения Ni/Cu составляют менее 2, обычно около 1.6. Эти различия обсуждаются ниже, в свете данных, полученных при изучении вариаций ЭПГ и Au.

### 6.7.3. Содержания благородных металлов в сульфидах

Naldrett et al. (2000a) представили результаты анализа ЭПГ и Au в 315 образцах сульфидных руд месторождения Войсис Бэй, которые суммированы в табл. 6.4.

#### 6.7.3.1. Ковариации Ni, Cu и благородных металлов в Овоиде

Naldrett et al. (2000a) показали согласованность вариаций Cu, Au, Pd и Pt внутри рудного тела Овоид и пришли к выводу, что эти вариации отвечают модели фракционной кристаллизации моносульфидного твердого раствора (*mss*) из сульфидного расплава (см. изменение концентраций Ni, Cu и Co по разрезу скв. 7 на рис. 6.22). Цитируемые авторы заключили, что рудное тело остывало и кристаллизовалось снизу вверх и, возможно, - от краевых частей внутрь. Остаточная жидкость мигрировала по направлению к верхней части тела, обогащая руды элементами, несовместимыми с *mss*, - Cu, Au, Pd и Pt.

**Средние содержания Ni и Cu в рудах месторождения Войсис Бэй в пересчете на 100-% сульфид (методика пересчета разъясняется в тексте)**

Зона месторождения, тип руды, буровая скважина	Мощность руды (истинная) метры	К-во образцов	Ni (вес%)	Cu (вес%)	Ni/Cu
<b>Зона Восточного Погружения</b>					
Массивные руды, развитые в камере у входа питающего проводника (скв. 202)	40	39	3.38	1.43	2.4
Массивные руды в питающем проводнике (скв. 206)	37	16	3.13	1.31	2.4
Руды в леопардовых троктолитах проводника					
скв. 202	15	6	3.48	1.80	1.9
скв. 206	7	8	3.04	2.43	1.2
скв. 166	37	62	4.48	2.01	2.2
Руды в троктолитах интрузивной камеры					
скв. 206	35	33	5.01	3.30	1.5
скв. 166 (верхние 360 м)	360	219	6.98	3.34	12.1
скв. 166 (нижние 35 м)	35	67	5.64	3.50	1.6
<b>Овоид</b>					
Массивные руды, скв. 7 (верхние 20 м)	20	20	4.66	4.66	1.0
Массивные руды, скв. 7 (нижние 20 м)	20	20	3.90	2.06	1.9
<b>Зона Холма Открытия</b>					
Руды в леопардовых троктолитах	30	14	4.04	3.15	1.3
<b>Зона Рид Брук</b>					
Руды в магматических брекчиях (скв. 282)	25	22	3.13	1.91	1.6
Массивные руды в гнейсах (скв. 282)	2	2	3.20	0.86	3.7

Таблица 6.4

**Средние содержания металлов в рудах месторождения Войсис Бэй в пересчете на 100-процентный сульфид (в скобках приведено стандартное отклонение)**

Рудоносные породы, Зона месторождения (количество образцов)	Ni, вес%	Cu, вес%	Pt, мг/т	Pd, мг/т	Rh, мг/т	Ru, мг/т	Ir, мг/т	Os, мг/т	Au, мг/т
<b>Такситовые троктолиты</b>									
Зона Восточного Погружения, >10% сульфида (21)	4.72 (1.03)	2.91 (1.38)	360 (309)	354 (264)	19 (9)	31 (34)	6.4 (3.8)	10 (8)	355 (349)
Зона Восточного Погружения, <10% сульфида (25)	6.08 (1.04)	3.22 (0.93)	447 (251)	354 (347)	19 (10)	60 (88)	5.1 (2.7)	4 (7)	546 (387)
<b>Леопардовые троктолиты</b>									
Зона Восточного Погружения (9)	3.41 (0.23)	1.87 (0.50)	107 (75)	154 (126)	16 (3)	23 (20)	6 (1.4)	13 (4)	93 (49)
Минновонд (7)	3.94 (0.24)	2.77 (0.94)	145 (71)	228 (60)	12 (6)	25 (16)	2.9 (0.91)	7 (2)	224 (80)
Зона Холма Открытия (12)	3.79 (0.27)	2.23 (0.47)	377 (197)	345 (129)	9 (1)	35 (24)	2.0 (0.8)	3 (1)	337 (73)
Зона Рид Брук (20)	3.29 (0.58)	1.98 (1.32)	162 (119)	143 (76)	10 (1)	30 (12)	2.5 (0.5)	4 (2)	189 (119)
<b>Магматические брекчии</b>									
Зона Восточного Погружения (44)	4.40 (0.88)	2.47 (1.09)	242 (220)	264 (180)	13 (6)	37 (26)	4.6 (2.5)	9 (6)	245 (176)
Овоид (4)	4.14 (1.10)	3.44 (1.31)	430 (159)	521 (136)	23 (5)	70 (16)	9.1 (1.9)	13 (4)	469 (178)
Минновонд (6)	4.11 (0.85)	3.83 (1.68)	489 (255)	307 (181)	10 (2)	56 (43)	3.6 (2.3)	11 (8)	360 (452)
Зона Холма Открытия (18)	4.06 (0.41)	2.20 (0.78)	266 (154)	346 (163)	11 (4)	31 (17)	2.7 (1.7)	5 (3)	278 (168)
Зона Рид Брук (26)	3.75 (0.72)	1.69 (0.72)	203 (136)	258 (171)	14 (10)	82 (60)	4.1 (4.2)	7 (5)	200 (143)
<b>Массивные руды</b>									
Зона Восточного Погружения (12)	3.32 (0.99)	1.15 (1.55)	34 (30)	144 (106)	18 (6)	26 (17)	6.6 (2.4)	15 (6)	18 (17)
Овоид (52)	4.61 (1.08)	2.84 (1.40)	123 (111)	252 (115)	8 (3)	17 (10)	2.0 (1.1)	4 (1.5)	93 (130)
Минновонд (11)	3.96 (1.23)	2.30 (2.41)	178 (85)	221 (127)	9 (3)	17 (5)	2.5 (0.6)	5 (2)	116 (48)
Зона Рид Брук (16)	2.95 (0.43)	1.17 (0.86)	42 (33)	102 (36)	10 (1)	19 (6)	2.8 (0.8)	4 (3)	60 (67)



6.7.3.2. Использование диаграммы Rh/Cu – Rh для интерпретации состава руд

Важность изучения ковариаций элементов, совместимых и несовместимых с *mss* в ходе фракционной кристаллизации сульфидной жидкости, подчеркивалась в целом ряде работ (Naldrett and Pessaren, 1992; Li et al., 1993; Naldrett et al., 1994a,c; Zientek et al, 1994; Naldrett et al., 1996a; Li et al., 1996b). Naldrett et al. (1999) показали эффективность использования диаграммы Rh/Cu – Rh, которая способствует пониманию вариаций состава руд как в свете фракционной кристаллизации, так и в свете R- или N-фактора. Naldrett et al. (2000a) использовали этот подход, сравнивая составы руд месторождения Войсис Бэй с модельными кривыми, представляющими совершенное Рэлеевское фракционирование *mss* из сульфидной жидкости (рис. 6.25 и 6.26).

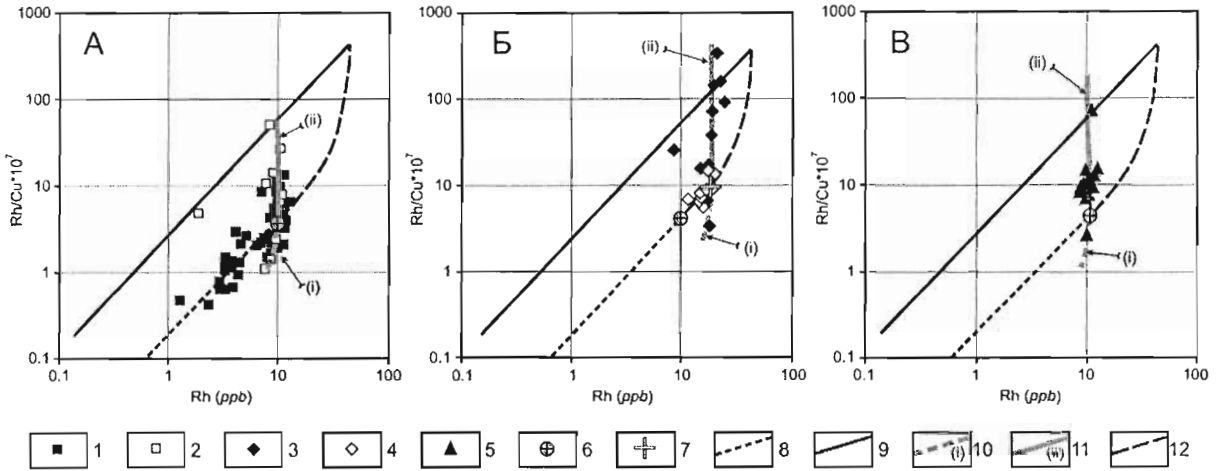


Рис. 6.25.

Диаграммы Rh/Cu\*10<sup>7</sup> – Rh, показывающие составы массивных руд месторождения Войсис Бэй (пересчитанные на 100-процентный сульфид) и модельные кривые изменения составов при совершенном Рэлеевском фракционировании *mss* из сульфидной жидкости (А - руды Овоида и Минновоида; Б - руды зоны Восточного Погружения; В - руды зоны Рид Брук). По Naldrett et al. (2000a).

1–5 - составы руд (1 - Овоид; 2 - Минновонд; 3 - зона Восточного Погружения, тела массивных сульфидов; 4 - зона Восточного Погружения, богатые руды, связанные с леопардовыми троктолитами магматического проводника; 5 - зона Рид Брук); 6 - примитивный состав сульфидной жидкости Овоида; 7 - примитивный состав руд зоны Восточного Погружения (показан на диаграмме Б); 8–12 - модельные кривые (8 - изменение состава сульфидной жидкости; 9 - изменение состава *mss*; 10 - добавление богатой Cu жидкости к руде примитивного состава; 11 - удаление богатой Cu жидкости из руды примитивного состава; 12 - смешение нефракционированной сульфидной жидкости и сосуществующего *mss*)

Массивные руды

На рис. 6.25 вынесены составы массивных руд Овоида, Минновоида, зоны Восточного Погружения и зоны Рид Брук. Видно, что составы сульфидов находятся в различном положении относительно модельных кривых фракционирования. Составы большинства образцов Овоида концентрируются вдоль кривой изменения состава сульфидной жидкости. Почти все образцы Минновонда, зон Рид Брук и Восточного Погружения показывают субвертикальные тренды, при этом тренды Минновонда и Рид Брук проходят через точку состава начальной жидкости Овоида, а тренд зоны Восточного Погружения лежит правее этой точки.

Как говорилось выше, Naldrett et al. (2000a) заключили, что составы руд Овоида соответствуют модели, предполагающей, что рудное тело кристаллизовалось от подошвы вверх, и фракционированная жидкость концентрировалась в линзовидном контуре вблизи современной кровли тела. Почти вертикальные тренды зоны Восточного Погружения, Минновонда и Рид Брук не соответствуют ни тренду (фракционированной) жидкости, ни составу кумулюса, ожидаемому в результате фракционной кристаллизации. Однако, эти тренды согласуются с предположением, что массивные сульфиды изменили свой состав после первоначальной кристаллизации в результате перераспределения Cu внутри тела нефракционированных руд. Это могло произойти путем ремобилизации небольшого количества остаточной богатой Cu жидкости, которая, согласно Merwin and Lombard, (1937), является низкотемпературной. Составы массивных руд Минновонда и зоны Рид Брук ложатся вдоль показанных на рис 6.25А и 6.25В модельных линий (i) и (ii). Линия (i) располагается ниже состава первоначальной сульфидной жидкости Овоида, она соответствует прогрессивному добавлению богатой Cu, бедной Rh жидкости к первоначальному составу. Линия (ii), располагающаяся выше точки состава первоначального сульфида, соответствует прогрессивному удалению богатой Cu жидкости.

Рассматривая массивные руды зоны Восточного погружения, Naldrett et al. (2000a) установили, что их примитивный состав, обозначенный знаком "+" на рис. 6.25Б (18 *ppb* Rh, 1.8 вес% Cu), соответствует смеси 75 % первоначальной сульфидной жидкости Овоида + 25 % кумулуса *mss*, находящегося в равновесии с этой жидкостью. Составы отдельных образцов массивных руд зоны Восточного Погружения ложатся вдоль модельных кривых (i) и (ii), рассчитанных исходя из указанного примитивного состава.

Таким образом, как предположили Naldrett et al. (2000a), тела массивных руд Миниовоида и зоны Рид Брук первоначально были сложены кристаллическим сульфидом, имеющим состав, подобный исходной жидкости Овоида. В зоне Восточного Погружения массивные руды, связанные с магматическим проводником или отложенные в трещинах окружающих гнейсов, представляли ту же сульфидную жидкость с добавлением 25 % сосуществующего кумулуса *mss*. После первоначальной кристаллизации тела массивных руд были прогреты свежей горячей магмой, проходившей по проводнику. В результате из сульфида выплавлялась низкотемпературная эвтектическая жидкость и перераспределялась в пределах залежей массивных руд. В зонах, где происходило удаление низкотемпературной жидкости, составы сульфидов располагаются вдоль линий (ii) на рис. 6.25, а в зонах, где эта жидкость добавлялась к первоначальному сульфиду, составы руд располагаются вдоль линий (i).

В заключение заметим, что ковариации Rh/Cu и Rh подтверждают высказанное ранее предположение, что в пределах Овоида сульфидная жидкость кристаллизовалась от подошвы вверх с миграцией и накоплением фракционированной жидкости по направлению к кровле тела. Руды Миниовоида имеют тот же самый средний состав, как и руды Овоида, что позволяет предполагать, что их состав был близок первоначальному составу нефракционированной сульфидной жидкости. Вариации Rh по разрезу массивных руд Миниовоида (исключая один образец) крайне незначительны. Наблюдаемые здесь вариации отношения Rh/Cu обусловлены перераспределением Cu - либо в результате неравновесного плавления, как мы предполагаем в данной работе, либо в результате гидротермальной активности. Состав массивных руд зоны Рид Брук изменялся, по-видимому, аналогичным образом. Массивные руды зоны Восточного Погружения имели иной первоначальный состав. Он отвечал жидкости Овоида, смешанной с 25 % кумулуса *mss*, однако, здесь наблюдается такое же перераспределение Cu, как в случае Миниовоида и в зоне Рид Брук.

#### Сульфиды такситовых троктолитов

Составы сульфидов, образующих вкрапленные руды в такситовых троктолитах, приведены на рис. 6.26. Здесь показаны только те образцы, в которых первоначальным анализом (до пересчета на 100-процентный сульфид) определено более 0.5 *ppb* Rh. Это сделано потому, что при пересчете составов руд с низким содержанием сульфидного вещества аналитические ошибки (неизбежные при определении низких концентраций Rh) сильно возрастают. Данные на рис. 6.26 показывают значительный разброс, Naldrett et al. (2000a) объясняли это небольшим размером образцов (менее 500 г), представлявших на анализ. Во многих образцах такситовых троктолитов сульфиды развиты в виде крупных обособлений размером 10–20 см в поперечнике. Вполне вероятно, что сульфиды некоторых образцов включают значительную пропорцию кумулуса *mss* (богатого Rh и бедного Cu), а в других образцах представлена значительная пропорция фракционированной жидкости (бедной Rh и богатой Cu).

На примере Садбери Naldrett et al. (1999) показали, что в случаях, когда содержание сульфида во вкрапленных рудах составляет менее 10–15 %, богатая Cu фракционированная жидкость с большим трудом отделяется от кристаллического *mss*. При содержании большего количества сульфидного вещества богатая Cu жидкость удаляется достаточно легко, оставляя обогащенный Rh кумулус *mss*. Было показано, что при анализе образцов, представляющих 20–30 см бурового керна, общий состав сульфидов в образцах, бедных сульфидным веществом, соответствует нефракционированной жидкости, а в образцах, богатых сульфидами, он, скорее, соответствует либо кумулусу *mss*, либо обогащенной Cu жидкости. Основываясь на этих результатах, Naldrett et al. (2000a) разделили образцы такситовых троктолитов интрузии Войсис Бэй на две группы - содержащие больше и меньше 10 % сульфидного вещества; на рис. 6.26 эти образцы показаны отдельно.

Из рис. 6.26 видно, что образцы такситовых троктолитов, содержащие более 10 % сульфида, ложатся вдоль модельной линии, соответствующей фракционированию *mss*. Образцы с низким содержанием сульфида ложатся вблизи линии, представляющей вариации состава, ожидаемого для случая реакции сульфида с магмой при различных величинах "N" (N в данном случае варьирует от 280 до 1000). Для проверки представленной гипотезы на рис. 6.27 показаны вариации Ni и Cu по отношению к Rh в образцах с низким содержанием сульфида. Видно, что и Ni, и Cu увеличиваются с возрастанием Rh. Именно такая закономерность ожидается при изменении величины N. Если бы вариации состава были обусловлены фракционной кристаллизацией, то Cu и, возможно, Ni уменьшались бы с увеличением Rh. Таким образом, отношение Rh/Cu показывает, что вариации Ni и Cu в 100-процентном сульфиде, наблюдаемые по скв. 166, 202 и 206 в зоне Восточного Погружения, соответствуют модели взаимодействия сульфида с различным количеством силикатной магмы.

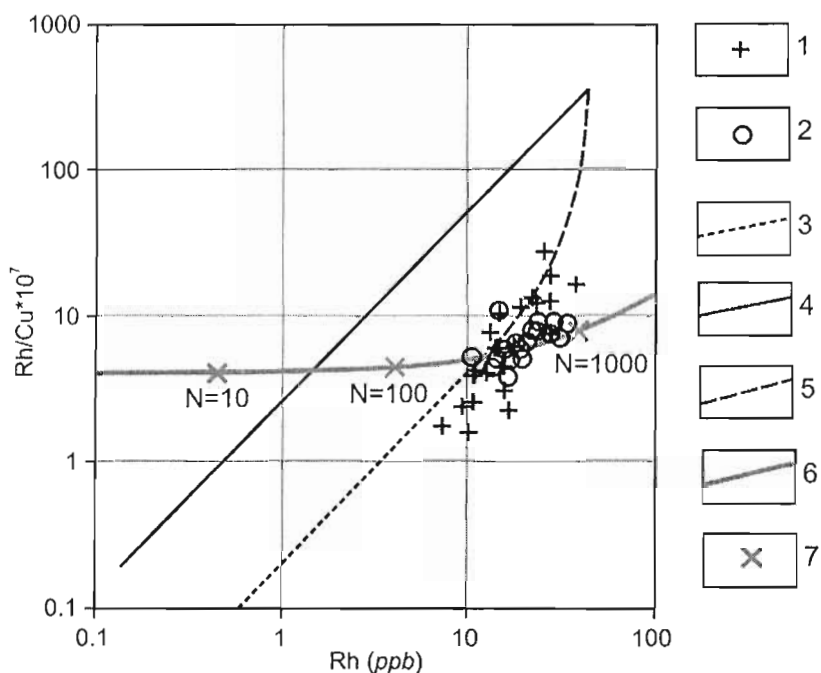


Рис. 6.26.

Диаграмма  $Rh/Cu \cdot 10^7 - Rh$ , показывающая составы вкрапленных руд в такситовых троктолитах зоны Восточного Погружения (пересчитанные на 100-процентный сульфид) и модельные кривые изменения составов. По Naldrett et al. (2000a).

1 - руды, содержащие  $>10\%$  сульфида ( $>5\text{ ppb Rh}$ ); 2 - руды, содержащие  $<10\%$  сульфида ( $>5\text{ ppb Rh}$ ); 3-6 - модельные кривые (3 - изменение состава сульфидной жидкости при фракционировании *mss*, 4 - изменение состава *mss* в процессе его фракционирования, 5 - смешение нефракционированной сульфидной жидкости и сосуществующего *mss*, 6 - изменение состава первоначальной сульфидной жидкости как функции значения N); 7 - значения N

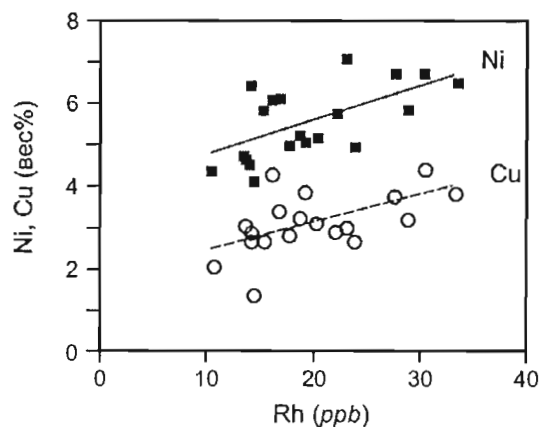


Рис. 6.27.

Вариации содержаний Ni и Cu относительно Rh во вкрапленных рудах такситовых троктолитов зоны Восточного Погружения. Показаны составы руд, содержащих  $<10\%$  сульфида,  $>0.5\text{ ppb Rh}$ , пересчитанные на 100-% сульфид (содержания Ni скорректированы на Ni оливина). По Naldrett et al. (2000a)

Для сульфидов из такситовых троктолитов значения N являются более высокими, чем для сульфидов леопардовых троктолитов, базальных брекчий и массивных руд (Naldrett et al., 2000a). Увеличение содержаний Ni и Cu вверх по разрезу такситовых троктолитов, наблюдаемое по скв. 166 (Рис. 6.19), также, вероятно, связано с N-фактором.

#### 6.7.4. Изотопы серы

Ripley et al. (1999) определили следующие значения  $\delta^{34}\text{S}$  для руд интрузии Войсис Бэй: вкрапленные руды Восточного Погружения от -2.0 до 2.7 ‰; массивные руды Овоида и Миниовоида от -2.1 до 0 ‰; вкрапленные руды зоны Рид Брук от -4.1 до 1.4 ‰. В пирротинах из парагнейсов Тасуизк  $\delta^{34}\text{S}$  варьирует от -17 до -0.9 ‰, из ортогнейсов Нэйн - от 0.2 до 3.3 ‰. Увеличение  $\delta^{34}\text{S}$  в рудах интрузии Войсис Бэй с востока на запад может быть объяснено более высокой пропорцией серы, заимствованной из гнейсов Тасуизк на западе, где эти гнейсы являются вмещающими породами.

### 6.8. Геологическая модель

Интрузивная система Войсис Бэй в целом погружается на восток под углом  $\sim 25^\circ$ , в результате чего вблизи поверхности представлены различные по глубинности части системы (рис. 6.2А). Наиболее глубинная зона – нижняя интрузивная камера - вскрыта бурением на западе, в зоне Рид Брук. На поверхности в этой зоне обнажен нижний уровень магматического проводника, выходящего из камеры. Восточнее, в зоне Холма Открытия, обнажен промежуточный уровень магматического проводника, соединяющего нижнюю интрузивную камеру с верхней. Верхняя камера и сопряжение магматического проводника с интрузивной камерой представлены в зоне Восточного Погружения. Naldrett et al. (1996b) полагают, что Овоид расположен у обнаженной на поверхности подошвы верхней камеры, хотя другие авторы (например, Lightfoot, 1997) считают Овоид раздувом магматического проводника.

На диаграмме, показывающей ковариации Ni и Fo в оливинах (рис. 6.13), наблюдается единый тренд, которому подчиняются составы оливинов ультрамафитовых включений, лейкотроктолитов зоны Рид Брук, оливиновых габбро камеры Восточного Погружения и всех оливиновых габбро проводника. Отсюда можно заключить, что перечисленные породы были образованы в результате фракционирования единой магмы. В составах оливинов из лейкотроктолитов, оливиновых габбро и оливиновых габбро проводника наблюдается быстрое снижение Ni со снижением Fo (рис. 6.13). Здесь установлены также низкие абсолютные содержания Ni в оливинах и низкие отношения Cu/Zr в валовом составе пород (рис. 6.17). Эти факты дают основание считать, что магма, образовавшая три последние типа пород, была насыщена сульфидом. Такситовые и нормальные троктолиты зоны Восточного Погружения имеют более высокие содержания Fo в оливинах, а также характеризуются относительно высоким содержанием Ni в оливинах при высоком отношении Cu/Zr в валовом составе пород. Эти данные свидетельствуют, что их родоначальная магма была менее фракционирована и не была обеднена халькофильными элементами. Li and Naldrett (1999) пришли к выводу, что в формировании интрузивной системы были вовлечены, по крайней мере, две волны проходящей магмы. Магма первой волны кристаллизовалась в нижней камере (камера Рид Брук), где формировала слои ультрамафитовых и мафитовых пород, послужившие источником соответствующих включений (рис. 6.28А). При дальнейшем фракционировании эта магма произвела лейкотроктолиты камеры Рид Брук, оливиновые габбро проводника и оливиновые габбро камеры Восточного Погружения (рис. 6.28Б). Находясь в нижней камере, ранняя магма реагировала с обломками парагнейсов Тасуизк. В результате, она достигла сульфидного насыщения – вследствие фельзификации (см. Li and Naldrett, 1993) или за счет поглощения серы из гнейсов (вероятнее всего, действовали оба фактора).

Данные по микроэлементам (Li and Naldrett, 2000) показывают, что ранняя магма (которая, вероятнее всего, имела пикритовый состав) испытала фракционирование и взаимодействовала с коровыми породами еще до достижения камеры Рид Брук. Именно тогда она приобрела повышенное немантийное отношение La/Sm. При дальнейшем подъеме (вблизи камеры Рид Брук и в ее пределах) магма достигла пород с высоким отношением Th/Nb (парагнейсы Тасуизк), захватывала обломки этих пород и реагировала с ними, в результате чего приобрела некоторые черты состава названных гнейсов. Данные по изотопному составу Nd, Pb и Sr, полученные Amelin et al. (2000), подтверждают концепцию о двустадийном взаимодействии магмы с коровым материалом на разных уровнях разреза коры. Re-Os система, изученная Lambert et al. (2000), представляет убедительные свидетельства в пользу реакции между ранним пикритовым предшественником магматического материала интрузии Войсис Бэй и парагнейсами Тасуизк. Данные по изотомам серы, полученные Ripley et al. (1999), согласуются с идеей о том, что, по крайней мере, часть серы вошла в магму из парагнейсов Тасуизк. Данные по изотомам кислорода (Ripley et al., 2000) тоже подтверждают взаимодействие между магмой и вмещающими породами.

Li and Naldrett (1999) предположили, что сульфиды, которые сегрегировались из первой волны магмы, выделялись внутри нижней магматической камеры и некоторое время оставались там. Затем они были мобилизованы второй волной магмы и вынесены в вышележащую часть интрузивной системы. Расчеты, основанные на недавно полученных коэффициентах разделения Ni между оливинном и сульфидным расплавом (Brenan and Caciagli, 2000), демонстрируют, что сульфидная жидкость, находившаяся в равновесии с силикатной магмой, должна была содержать менее 3 вес% Ni. Между тем, как показали Naldrett et al. (2000a), содержание Ni в сульфидной жидкости, образовавшей руды месторождения Войсис Бэй, находилось между 3.5 и 4.5 вес%. Это несоответствие свидетельствует в пользу того, что первоначальная сульфидная жидкость изменила свой состав в результате взаимодействия с новой порцией силикатной магмы, проходившей через магматический проводник к верхней камере. Поздняя магма была недосыщена

## Месторождение Войсис Бэй (Лабрадор, Канада)

сульфидом и имела более высокое содержание Ni, чем магма первой волны. Различная степень взаимодействия сульфидов с поздней магмой (N-фактор) может объяснить также разные содержания металлов в 100-процентном сульфиде, установленные Naldrett et al. (2000a) в различных частях месторождения. На позднем этапе развития интрузивной системы, когда вторая волна магмы продвигалась по проводящей пластине в верхнюю камеру (в зону Восточного Погружения), сульфиды концентрировались в гидродинамических ловушках внутри проводника (Evans-Lamswood et al., 2000) и в местах, где проводник расширился при вхождении в верхнюю камеру (Naldrett et al., 1996b) - рис. 6.28В.

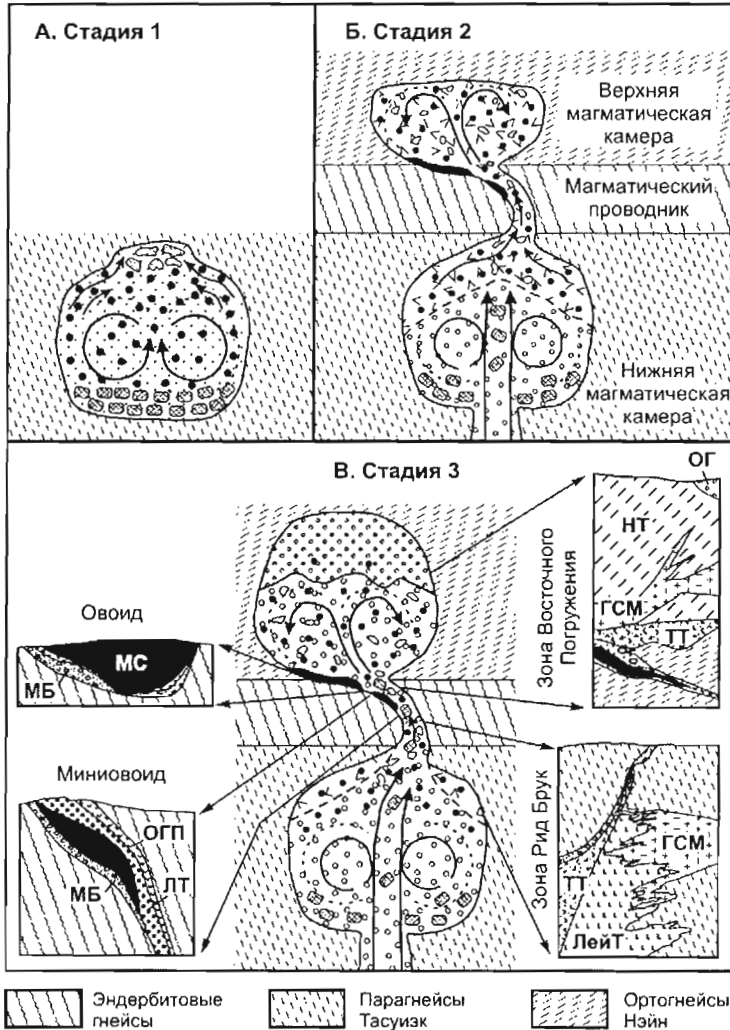


Рис. 6.28.

Генетическая модель месторождения Войсис Бэй.

**А. Стадия 1.** Магма достигает верхней коры, где образует "нижнюю камеру" в гнейсах Тасуик. Здесь продолжается кристаллизация оливина, начавшаяся в нижней коре. Реагируя с обломками гнейсов из обрушающейся кровли, магма достигает сульфидного насыщения.

**Б. Стадия 2.** В нижнюю камеру входит свежая недеплеитованная магма, она взламывает ранние кумулаты и выдавливает ранний магматический материал в верхнюю камеру, образованную в ортогнейсах Нэйн. По мере перемещения магматического материала сульфиды аккумулируются в магматическом проводнике и в верхней камере вблизи входа проводника.

**В. Стадия 3.** Поздняя магма проходит через всю магматическую систему, захватывает сульфиды и включения гнейсов (частично прореагировавшие с ранней магмой) и переносит их вверх вплоть до нижней части верхней магматической камеры. На врезках представлены реальные геологические разрезы, приведенные выше на рис. 6.4, 6.7, 6.8 и 6.11. По Li and Naldrett (1999), с изменениями.

ГСМ - граниты, сиениты и монцониты; ЛТ - леопардовые троктолиты; ЛейТ - лейкотроктолиты; МБ - магматические брекчии; МС - массивные сульфиды; НТ - нормальные троктолиты; ОГ - оливиновые габбро; ОГП - оливиновые габбро проводника; ТТ - такситовые троктолиты

## 6.9. Выводы

На данной стадии изучения месторождения Войсис Бэй могут быть выведены следующие ключевые положения модели его генезиса.

1. Интрузия Войсис Бэй состоит из нижней и верхней магматических камер, удаленных друг от друга в разрезе примерно на 1.5 км (рис. 6.2Б), соединенных магматическим проводником.
2. Магма, которая, наиболее вероятно, первоначально имела пикритовый состав, в процессе подъема начала кристаллизоваться и взаимодействовать с коровыми породами еще до достижения нижней магматической камеры и приобрела там некоторые черты своего геохимического и изотопного состава.
3. Продолжая подъем, магма образовала раздув, отвечающий нижней магматической камере в зоне Рид Брук, где реагировала с вмещающими парагнейсами Тасуиэк. В результате, магма достигла насыщения сульфидом и сегрегировала сульфидную жидкость. Различные стадии эволюции магмы и ее взаимодействия с вмещающими гнейсами нашли отражение в составе включений мафит-ультрамафитовых пород, которые представлены в магматических брекчиях и такситовых троктолитах интрузии Войсис Бэй.
4. Ранняя порция магмы, развивавшаяся в нижней камере, потеряла много никеля вследствие фракционирования оливина и сегрегации несмесимой сульфидной жидкости. Сульфидная жидкость удалила из магмы и другие халькофильные элементы, включая Cu, что вызвало снижение отношения Cu/Zn.
5. На следующей стадии развития системы в нижнюю камеру вошла свежая магма, которая выдавила вверх раннюю магму вместе с некоторым количеством сульфидов, выделившихся из нее. Это привело к образованию магматического проводника и верхней магматической камеры. По мере подъема магмы сульфиды отлагались в пределах и вблизи магматического проводника.
6. Продолжавшая поступать свежая магма продвинулась затем в верхнюю часть магматической системы. Она взламывала образованные в нижней камере ранние кумулаты, захватывала их обломки, собирала сульфиды и включения вмещающих гнейсов, частично прореагировавшие с ранней магмой. Весь этот материал транспортировался в проводник между нижней и верхней камерами, затем – в нижнюю часть верхней камеры.
7. Свежая магма не была обеднена халькофильными элементами. По мере прохождения через интрузивную систему она взаимодействовала с сульфидами, захваченными в гидродинамических ловушках, и обогащала их Ni, Cu и благородными металлами.

## **Месторождение Джинчуан (Китай)**

Месторождение Джинчуан, расположенное в Северном Китае, имеет запасы руды 500 млн тонн со средним содержанием никеля и меди соответственно 1.2 и 0.7 вес%. Оно представляет собой третье крупнейшее промышленное Cu-Ni месторождение мира после Норильского района и Садбери (см. табл. 1.1).

Руды месторождения относительно богаты Cu (среднее отношение Ni/Cu = 1.76, см. табл. 1.2 в главе 1) и умеренно обогащены ЭПГ. Среднее содержание суммы ЭПГ и Au составляет около 1 г/т (Sun, 1986; Yang, 1989) при достаточно высоком отношении Pd/Ir = 14.37 (табл. 1.2). Вместе с тем, интрузивные породы, вмещающие оруденение, являются ультрамафитовыми, варьируя по составу от дунита до оливинового пироксенита. Ранее считалось, что родоначальная магма, из которой образовались породы и руды интрузии Джинчуан, содержала более 30 вес% MgO (S.G.U., 1984).

Как говорилось в главе 1, состав родоначальной силикатной магмы является одним из ключевых факторов, определяющих состав Ni-Cu сульфидных руд (Naldrett, 1981a; Ross and Travis, 1981). Из ультрамафитовых магм обычно образуются существенно никелевые руды с отношением Ni/Cu выше 7 (Marston et al., 1981), такие, как руды перидотитовых комагнитов района Камбалда в Западной Австралии (Ni/Cu = 13.5) и зеленокаменного пояса Абитгиби в Канаде (Ni/Cu = 25). Из мафитовых магм, как правило, формируются Ni-Cu-ЭПГ руды, имеющие отношение Ni/Cu менее 2. Примером служат руды Садбери (Ni/Cu = 1.1), Норильского района (Ni/Cu = 0.6) и комплекса Дулут (Ni/Cu = 0.3) - см. табл. 1.2.

В месторождении Джинчуан руды, подобные образованным из мафитовых магм, ассоциируют с ультрамафитовыми породами. Отсюда возникает ряд вопросов. Способна ли ультрамафитовая магма образовывать сульфидное месторождение, обогащенное Cu и ЭПГ? Происходили ли на месторождении какие-то постмагматические процессы, вызвавшие обогащение руд Cu и ЭПГ? Или, может быть, рудоносные ультрамафитовые породы входили в крупную интрузию существенно мафитового состава, значительная часть которой уничтожена эрозией? Эти вопросы рассмотрены в работах Chai and Naldrett (1992a,b), которые положены в основу настоящей главы<sup>33</sup>.

### **7.1. Геология месторождения**

Интрузия Джинчуан находится у юго-западной окраины Сино-Корейской плиты, где внедрена в ранне-протерозойские мраморы и гнейсы (рис. 7.1). Она имеет дайкообразную форму с общим простиранием на северо-запад, что согласуется с региональным простиранием структур. Длина интрузии около 6 км при средней ширине 300 м. В своей центральной части она распространяется на глубину более 1000 м. Большая часть интрузии, исключая ее западную и восточную окраины, обнажена. Но обнажения, в основном, представлены элювиально-делювиальными развалами; выходящие на поверхность породы сильно окислены.

Геологосъемочные и разведочные работы в районе Джинчуан выполнялись геологической службой провинции Ганьсу в период с конца 1950-х до начала 1970-х годов (S.G.U., 1984). Исходя из блокового строения района, интрузия, вместе с включенными в нее рудами, была подразделена на четыре участка. Однако, поскольку разломы являются постмагматическими, это подразделение не соответствует петрологии интрузивного тела. Например, участки к западу от разлома 8 (P8) и к востоку от P23 (рис. 7.1-2) являются очевидным продолжением соседних частей интрузии, расположенных в центральных блоках.

Основываясь на геометрии тела и распространении типов пород, Chai and Naldrett (1992a) разделили интрузию Джинчуан на две части: западную, где развита поперечная зональность (рис. 7.1-4 и 7.1-5), и восточную, где интрузия является расслоенной (рис. 7.1-6).

Западная часть включает две субкамеры: Западную и Центральную<sup>34</sup>. Обе они представляют собой субвертикальные, сужающиеся вниз тела с одинаковой зональностью: дунитовыми осевыми зонами, лерцолитовой оболочкой и краевыми частями, образованными оливиновыми пироксенитами (рис. 7.1-4 и 7.1-5). Дунитовые зоны представляют собой линзы, границы которых параллельны контактам интрузивного тела. Они обычно имеют мощность 50–150 м и протяженность по вертикали более 500 м. В нижней части обеих субкамер интрузия почти полностью состоит из сульфидсодержащих дунитов при отсутствии или очень

<sup>33</sup> Статьи Chai and Naldrett (1992a,b), в свою очередь, основаны на материалах неопубликованной Ph.D. диссертации Ганг Чаа (Gang Chai, University of Toronto, 1992)

<sup>34</sup> В работе Chai and Naldrett (1992a) эта субкамера называлась Западно-Центральной (West-Central subchamber)

малой мощности лерцолитовых зон. Лерцолиты преобладают в верхней части, где их мощность достигает 300 м. Местами вблизи поверхности встречаются плагиоклазовые лерцолиты. Как правило, они образуют маломощные (менее 10 м) линзы. По направлению к востоку количество линз увеличивается, и они сливаются в единое тело (рис. 7.1-5). Мощность оливиновых пироксенитов, развитых в эндоконтактных зонах, составляет менее 40 м. На некоторых участках эти породы отсутствуют. Расстояние от оси до контакта интрузии обычно больше в висячем боку (на севере интрузии), но иногда наблюдается обратная картина (рис. 7.1-4 и 7.1-5). У контакта с вмещающей толщей интрузивные породы часто смяты и рассланцованы, образуя зону хлорит-серпентиновых сланцев мощностью 0–5 м.

Восточная часть интрузии (Восточная субкамера) в продольном сечении напоминает корпус лодки с “V-образным” поперечным сечением (рис. 7.1-6). Строение интрузии здесь сильно отличается от западной части. В эндоконтактах здесь также развиты оливиновые пироксениты, но их мощность меньше, чем на западе (менее 20 м). Остальная часть интрузии расслоена. У основания тела залегают дуниты с сульфидным оруденением. Вверх они резко сменяются лерцолитами, затем плагиоклазовыми лерцолитами и снова лерцолитами.

Возраст интрузии Джинчуан не определен с достаточной надежностью. Дайка лампрофиров, которая пересекает интрузию, показала Rb–Sr возраст по биотиту 1339 млн лет (S.G.U., 1984). Для биотита из самой интрузии K–Ar методом были получены даты 1505 и 1529 млн лет (Jia, 1986). Поскольку биотит не является первичным минералом и на изотопные системы могло воздействовать интенсивное изменение, которое перенесли интрузивные породы, эти результаты следует воспринимать с осторожностью. В целом, исходя из взаимоотношений интрузии с вмещающими докембрийскими породами и возраста лампрофировой дайки, интрузия Джинчуан могла быть образована в период между 1719 и 1339 млн лет назад.

## 7.2. Петрография

В строении интрузии в основном участвуют четыре типа пород: сульфидсодержащие дуниты, лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты и оливиновые пироксениты (Chai and Naldrett, 1992a).

Дуниты – это главные рудоносные породы интрузии. Они преимущественно состоят из оливина (70–90 %) и сульфидов (8–30 %). Присутствуют пироксены, преимущественно ортопироксен (1–8 %), хромит (1–2 %), плагиоклаз (обычно менее 1 %) и магнетит (1–3%), в основном ассоциирующийся с сульфидами. Оливин в дунитах среднезернистый (0.5–6 мм), идиоморфный и субидиоморфный. Он повсеместно интенсивно изменен, замещаясь серпентином и магнетитом. Ортопироксен образует реакционные каемки вокруг оливина и иногда замещается клинопироксеном. Хромит тонкозернистый (0.01–0.02 мм), идиоморфный. Как правило, он встречается внутри зерен оливина, но иногда в интерстициях. Сульфиды находятся в интерстициях совместно с пироксенами и плагиоклазом. Там, где вокруг оливина развита пироксеновая оторочка, сульфиды обычно располагаются между агрегатами силикатов. В редких случаях дуниты состоят только из оливина (с включениями хромита) и интерстиционных сульфидов в пропорции 4:1.

Лерцолиты преобладают в сохранившейся части интрузии, образуя около 80 % ее объема. Они обычно имеют массивную текстуру, хотя неясно, является ли отсутствие слоистости первичной особенностью пород или результатом интенсивного изменения. Лерцолиты представляют собой оливин-хромитовый мезокумулат (до ортокумулата) с интерстиционными пироксенами, сульфидами и небольшим количеством плагиоклаза. Содержание оливина составляет 40–85 %, пироксенов – 10–50 %. Среди пироксенов в породах, богатых оливином, преобладает ортопироксен, а в породах, где оливина содержится меньше, – клинопироксен. Плагиоклаз обычно представлен в количестве менее 2 %. Содержание кумулатного хромита составляет 0.5–2 %. Размер зерен оливина широко варьирует: от 0.2 до 8 мм на разных участках. В западной части интрузии крупнозернистые оливины (размер зерен 2–8 мм) обычно развиты ближе к оси и в нижней части тела. У границы с эндоконтактными оливиновыми пироксенитами оливины преимущественно мелкозернистые (0.3–3 мм). В восточной части интрузии размер зерен оливина меняется от 0.5 до 4 мм. Крупные зерна обычно имеют неровные края, что связано с их замещением пироксенами и амфиболом. В измененных породах они иногда пересекаются прожилками серпентина и талька. Края зерен оливина среднего и небольшого размера преимущественно округлые. Такие зерна часто включены в ойкокристаллы пироксенов, образуя типичную пойкилитовую структуру. Некрупные кристаллы оливина изменены меньше, чем крупные, особенно когда они находятся в ойкокристаллах пироксена. Пироксены всегда расположены в интерстициях между оливином и часто замещаются амфиболом и хлоритом. В случае существенного изменения различить ортопироксен и клинопироксен достаточно трудно, но в относительно слабо измененных породах клинопироксен либо включает зерна ортопироксена, либо образует отдельную интерстиционную фазу. Лерцолиты обычно содержат менее 8 % сульфидов, количество которых снижается снизу вверх.

Плагиоклазовые лерцолиты рассматриваются отдельно, поскольку они образуют важный маркирующий горизонт в восточной части интрузии. Эти породы содержат 3–10 % плагиоклаза, который, вместе с пироксенами, представляет собой интерстиционную фазу. Плагиоклаз часто сосюритизирован или хлоритизирован. Средний модалный состав породы: оливин – 74 %, пироксены – 17 %, плагиоклаз – 6%. В небольшом количестве представлены биотит и магнетит. Сульфиды либо отсутствуют, либо редки.



## Месторождение Джинчуан (Китай)

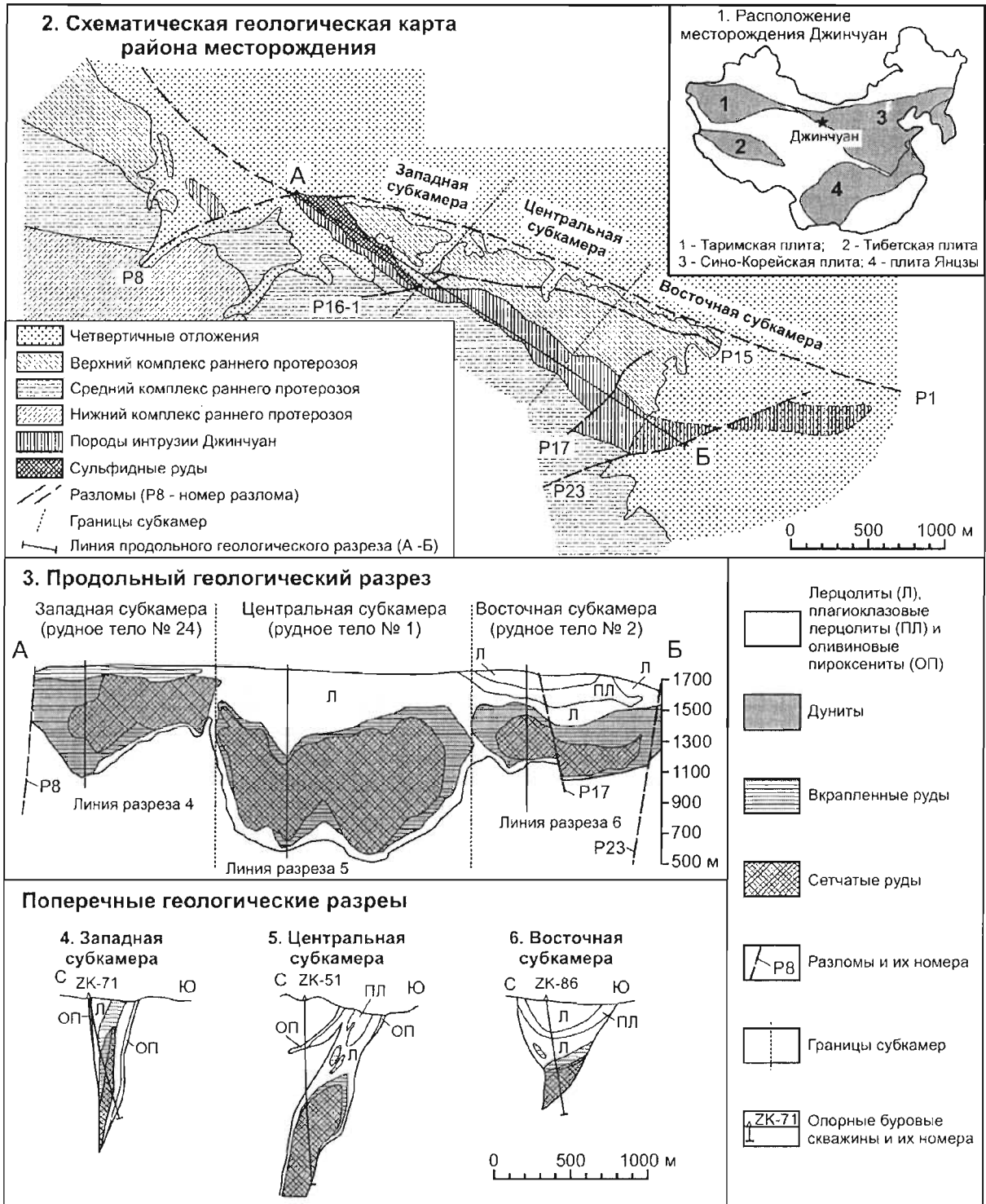


Рис. 7.1.

Геология месторождения Джинчуан. 1 - Расположение месторождения на территории Китая.

2 - Схематическая геологическая карта района месторождения (по Jia, 1986, с изменениями).

3 - Продольный геологический разрез (по Chai and Naldrett, 1992a).

4-6 - Поперечные геологические разрезы (по Chai and Naldrett, 1992a)

## Месторождение Джинчуан (Китай)

Оливиновые пироксениты составляют менее 10 % объема интрузии. Они образованы оливином (от 10 до 40 %) и пироксенами, преимущественно клинопироксеном. В некоторых случаях встречается небольшое количество сульфидов. Размер оливина (0.2–2 мм) здесь существенно меньше, чем в других типах пород. Оливин обычно включен в ойкокристы пироксена. Структура пород свидетельствует, что они представляют собой оливиновые ортокумулаты. Оливиновые пироксениты значительно свежее других пород, и оливины в них остаются почти неизменными. Пироксены иногда замещаются хлоритом и амфиболом.

Таблица 7.1

### Представительные химические составы пород интрузии Джинчуан (по Chai and Naldrett, 1992a)

Образец	I-13	I-17	I-18	II-26	I-4	I-6	I-8	II-7	II-10	II-12	II-15	II-w-16	I-25	II-w-7	II-w-10
Порода	Дунит	Дунит	Дунит	Дунит	Лерц.	Лерц.	Лерц.	Лерц.	Лерц.	Лерц.	Лерц.	Лерц.	Ол. пир.	Ол. пир.	Ол. пир.
SiO <sub>2</sub>	39.76	39.70	41.35	38.86	41.00	41.22	41.03	42.50	41.70	42.07	40.42	42.56	46.21	45.71	45.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.34	1.08	1.79	1.48	2.75	2.29	2.25	2.79	2.74	2.76	2.16	4.00	4.93	6.81	6.72
CaO	0.46	0.20	1.19	1.33	1.64	1.42	1.40	2.05	1.75	1.86	1.81	2.31	7.69	5.93	5.95
MgO	41.17	42.52	39.66	39.99	38.15	38.73	38.97	35.95	37.16	36.76	36.33	33.75	25.73	25.70	25.81
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.07	0.10	0.06	0.23	0.25	0.23	0.13	0.09	0.15	0.26	0.29	0.11	0.87	0.91
K <sub>2</sub> O	0.32	0.06	0.09	0.03	0.27	0.16	0.16	0.15	0.03	0.22	0.13	0.51	0.04	0.50	0.49
FeOT	15.56	15.08	14.64	17.34	14.58	14.50	14.60	15.05	15.11	14.79	16.49	15.45	13.67	13.21	13.21
MnO	0.21	0.22	0.18	0.27	0.21	0.22	0.22	0.20	0.23	0.22	0.22	0.21	0.26	0.18	0.18
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.12	0.19	0.13	0.29	0.31	0.28	0.38	0.33	0.40	0.41	0.21	0.30	0.52	0.52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.08	0.03	0.04	0.06	0.06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.67	0.74	0.71	0.44	0.76	0.70	0.75	0.68	0.78	0.64	0.67	0.57	0.60	0.50	0.50
Сумма	99.08	99.09	99.22	99.51	99.17	99.14	99.18	99.26	99.20	99.29	98.30	99.33	98.97	99.49	99.46
MgNo	0.83	0.83	0.83	0.80	0.82	0.83	0.83	0.81	0.81	0.82	0.80	0.80	0.77	0.78	0.78
Ni	2653	4716	4269	5227	2143	1638	2005	1572	1613	1604	3920	5268	4641	877	922
Co	197		213	243	176	154	139	146	168	165	286	251	301	88	96
Cr	4580	5041	4843	3009	5172	4807	5129	4640	5323	4408	4605	3866	4118	3452	3410
V	44.70	44.45	52.58	49.43	75.25	69.71	73.49	91.72	86.58	90.56	86.86	74.77	136.55	140.39	136.06
Nb	2.30	1.63	2.94	2.11	3.54	3.17	2.48	3.55	2.34	3.48	4.61	2.67	2.60	4.42	4.63
Zr	11.08	7.53	16.80	5.07	24.02	23.75	19.76	36.69	27.39	37.61	45.92	19.11	17.27	48.31	47.27
Y	1.58	0.14	2.27	0.50	4.12	3.31	3.94	6.74	4.23	5.06	6.28	4.66	3.92	10.49	10.31
Sr	1.17	3.67	12.27	28.69	21.71	39.08	31.26	76.75	53.23	49.73	40.95	56.35	76.02	90.72	92.40
Rb	17.92	3.02	4.73	0.93	9.64	6.59	6.22	7.80	3.28	10.34	5.72	22.45	2.43	20.57	20.29
Th	0.42		1.21	0.00	0.57	0.34	0.25	0.38	0.35	0.51	0.49	0.33	0.51	0.75	0.78
Sc	7.10		5.41	7.06	8.86	8.96	7.79	13.67	12.72	12.70	11.16	12.18	21.02	20.22	17.36
Hf	0.32		0.40	0.00	0.61	0.57	0.43	0.74	0.69	0.95	0.99	0.40	0.52	1.43	1.27
La	0.78		0.64	0.88	3.08	2.66	2.71	5.10	4.02	4.96	3.66	2.15	1.29	3.72	3.94
Ce	2.06		2.62	1.80	7.46	5.54	5.63	10.79	9.09	10.20	8.06	5.57	3.21	12.84	12.58
Nd	1.19		2.08	0.88	3.32	2.80	2.16	5.10	4.34	4.91	5.40	3.36	2.40	5.86	7.28
Sm	0.45		0.56	0.20	0.88	0.86	0.68	1.18	1.13	1.20	1.26	0.68	0.66	1.68	1.67
Eu	0.06		0.09	0.06	0.29	0.24	0.19	0.36	0.38	0.38	0.35	0.28	0.21	0.49	0.57
Tb	0.06		0.08	0.03	0.11	0.13	0.10	0.19	0.19	0.15	0.19	0.16	0.13	0.28	0.24
Yb	0.22		0.21	0.06	0.40	0.36	0.35	0.55	0.55	0.61	0.59	0.41	0.55	0.79	0.86

Примечания. 1. Порода: Лерц. - лерцолит; Ол. пир. - оливиновый пироксенит. 2. Содержания окислов приведены в вес%, микроэлементов – в ppm. 3. Составы пород пересчитаны с удалением воды и компонентов сульфидов, железо общее в виде FeOT. 4. MgNo – молекулярное отношение MgO/(MgO+FcO)

### 7.3. Геохимия интрузивных пород

#### 7.3.1. Породообразующие компоненты

Представительные химические составы пород интрузии Джинчуан, пересчитанные с удалением воды и компонентов сульфидов, приведены в табл. 7.1. Все породы, в том числе не представленные в таблице, содержат большое количество MgO (24–43 вес%). Наиболее магниальными являются дуниты (39–43 вес% MgO); содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O в них крайне низки. Содержания MgO в лерцолитах составляют 26–39 вес%, в большинстве образцов - от 30 до 35 вес%. Типичная магниальность оливиновых пироксенитов - около 25 вес%. Концентрации SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и TiO<sub>2</sub> постепенно увеличиваются от дунитов к оливиновым пироксенитам.

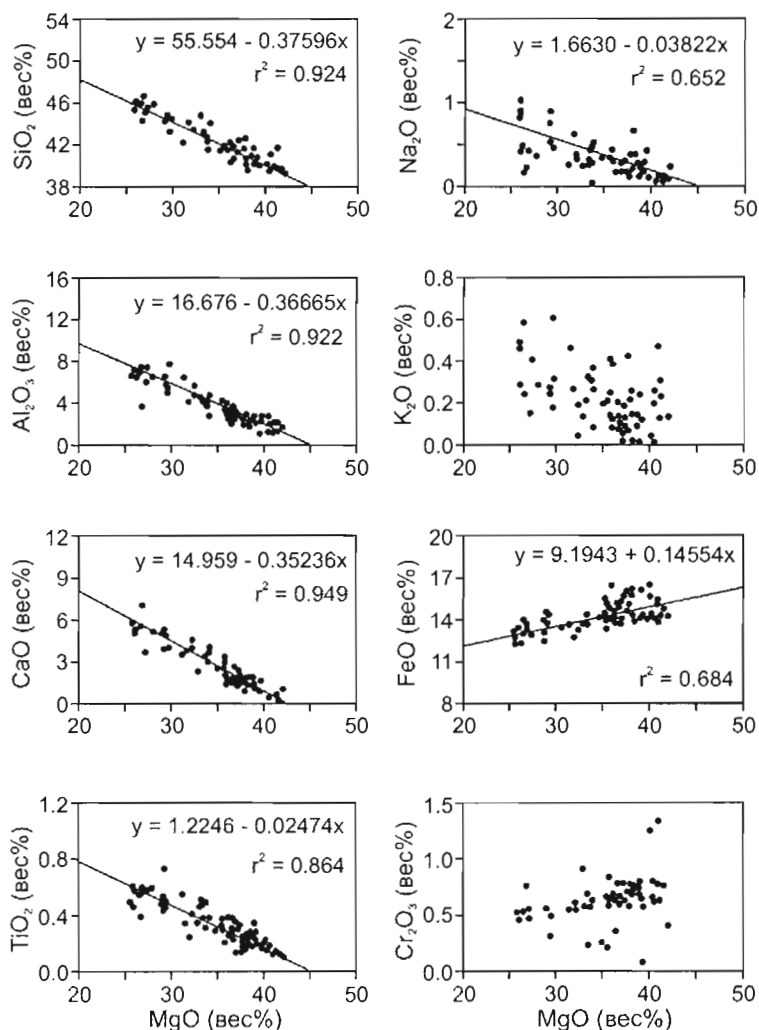


Рис. 7.2.

Диаграммы вариаций породообразующих окислов в зависимости от содержания MgO в породах интрузии Джинчуан. По Chai and Naldrett (1992a)

На рис. 7.2 представлены диаграммы, показывающие вариации породообразующих компонентов в зависимости от содержания MgO. Как заметили Chai and Naldrett (1992a), содержания большинства элементов закономерно изменяются с изменением магниальности пород. SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и TiO<sub>2</sub> снижаются с увеличением MgO, показывая линейные тренды с коэффициентами корреляции (r<sup>2</sup>) от 0.86 до 0.95. Линии регрессии пересекают ось MgO при его содержании 42–46 вес%, что близко соответствует содержанию MgO в оливинах интрузии Джинчуан. Таким образом, все породы, образующие сохраненную от эрозии часть интрузии, могут представлять смесь оливина с первичной силикатной магмой. FeO увеличивается с возрастанием MgO, варьируя от 12 вес% в наименее магниальных породах до 17 вес% в

наиболее магнезиальных. Корреляционная связь FeO с MgO слабее, чем у SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и TiO<sub>2</sub>. Разброс на диаграмме FeO – MgO, наиболее вероятно, обусловлен присутствием сульфидов, магнетита и хромита. В грубом приближении наблюдается снижение Na<sub>2</sub>O с увеличением MgO, но K<sub>2</sub>O не показывает определенной закономерности. Разброс Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O, вероятно, связан с подвижностью щелочей при гидротермальном изменении пород, которое проявлено практически повсеместно. Содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в большинстве пород составляют 0.5–0.8 вес%.

Роль оливина прекрасно демонстрируется диаграммами молекулярных отношений (MgO+FeO)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> относительно SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub> (рис. 7.3). Составы всех образцов (с коэффициентом корреляции r<sup>2</sup> > 0.93) ложатся вдоль прямых линий регрессии. Наклон линий на обеих диаграммах составляет 2 ± 0.05, что соответствует молекулярному отношению (MgO+FeO)/SiO<sub>2</sub> в оливине. Этот факт ясно указывает, что кристаллизация пород интрузии Джинчуан контролировалась только оливином, без участия других минеральных фаз.

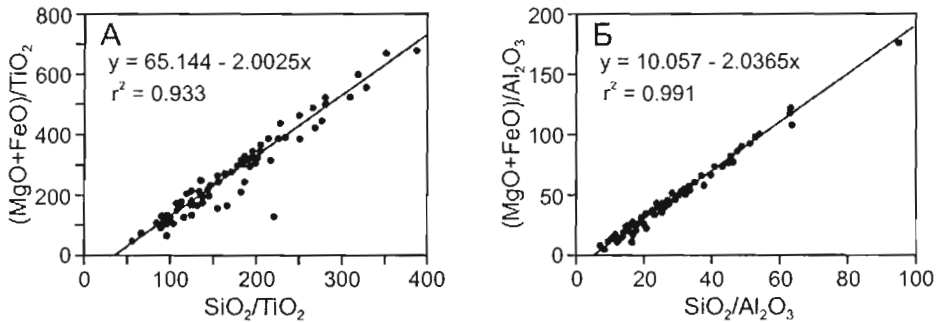


Рис. 7.3.

Диаграммы вариаций молекулярных отношений (MgO+FeO)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> относительно SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub> в породах интрузии Джинчуан. По Chai and Naldrett (1992a)

### 7.3.2. Рассеянные элементы

Все рассеянные элементы, исключая Ni, Co<sup>35</sup>, Cr и V, имеют крайне низкие содержания в дунитах, особенно в породах с максимальными концентрациями MgO. Их содержания систематически возрастают со снижением магнезиальности пород - в лерцолитах и оливиновых пироксенитах (табл. 7.1).

Неподвижные несовместимые элементы (Hf, Zr, V и Y) имеют положительную корреляцию с TiO<sub>2</sub> (рис. 7.4), что говорит о подобии их поведения в ходе петрогенезиса.

На рис. 7.5 представлены данные по редкоземельным элементам. Для Западной субкамеры анализировались и "пустые", и сульфидсодержащие породы, для Центральной и Восточной - только пустые или с редкими сульфидами. В сульфидсодержащих породах Западной субкамеры содержания РЗЭ в несколько раз ниже, чем в пустых, но конфигурация профилей остается подобной (рис. 7.5А). Это, скорее всего, свидетельствует, что сульфиды, накапливаясь между зёрнами оливина, вытесняли интерстиционную силикатную жидкость, которая служила основным концентратором РЗЭ.

Chai and Naldrett (1992a) установили, что все породы интрузии Джинчуан обогащены ЛРЗЭ: содержания этих элементов в 8–20 раз превышают концентрации в хондрите, а содержания ТРЗЭ - только в 2–6 раз. Аномалии Eu в породах отсутствуют. Нормализованные к хондриту отношения La/Lu составляют 4–10. Таким образом, спектры РЗЭ свидетельствуют, что родоначальная магма имела, скорее, базальтовый, а не ультрамафитовый состав. Породы Восточной субкамеры обогащены ЛРЗЭ несколько сильнее, чем породы Западной и Центральной субкамер. Chai and Naldrett (1992a) объяснили эту особенность тем, что интерстиционная силикатная жидкость в Восточной субкамере была более эволюционированной.

## 7.4. Состав оливина

Согласно микроанализам, выполненным Chai and Naldrett (1992a), содержания форстерита в оливинах варьируют от 84–85 мол % в дунитах до 82–85 мол % в лерцолитах и до 79–82 мол % в оливиновых пироксенитах. Вариации состава внутри зёрен крайне незначительны (<1 %). Большинство оливинов имеет содержание MgO = 43–44.5 вес%, что согласуется со значениями 42–44 вес%, полученными при экстраполяции данных по валовому составу пород. Содержания NiO в оливинах изменяются от 0.15 до 0.3 вес%.

<sup>35</sup> Содержания Ni и Co, приведенные в табл. 7.1, должны восприниматься с учетом того, что в породах присутствуют сульфиды

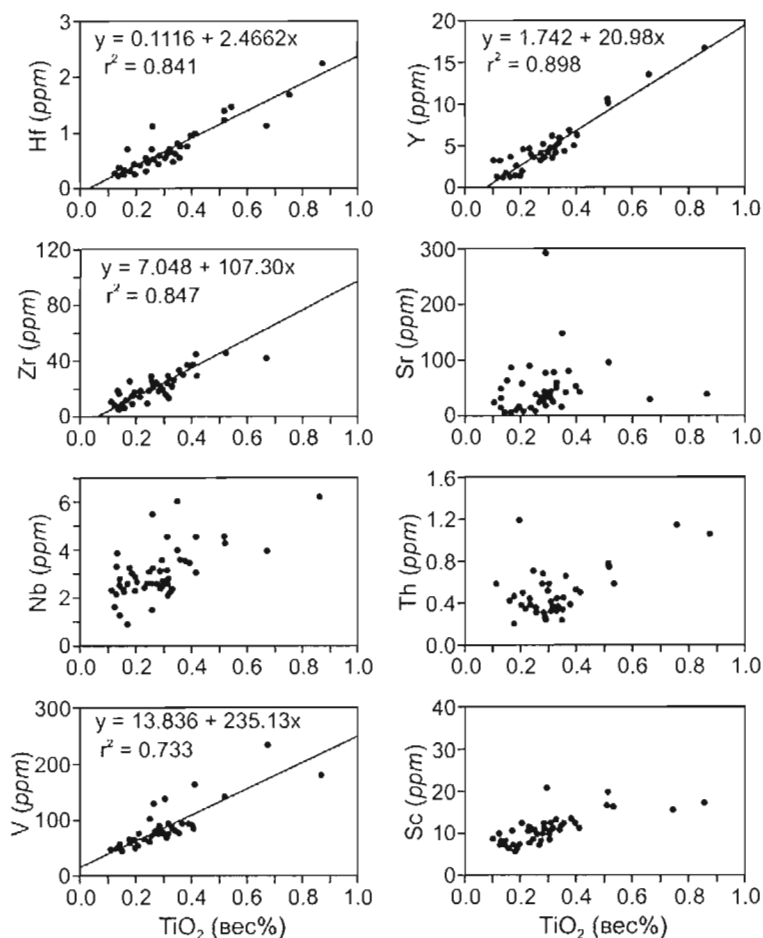


Рис. 7.4.

Диаграммы вариаций несовместимых микроэлементов в зависимости от содержания TiO<sub>2</sub> в породах интрузии Джинчуан. По Chai and Naldrett (1992a)

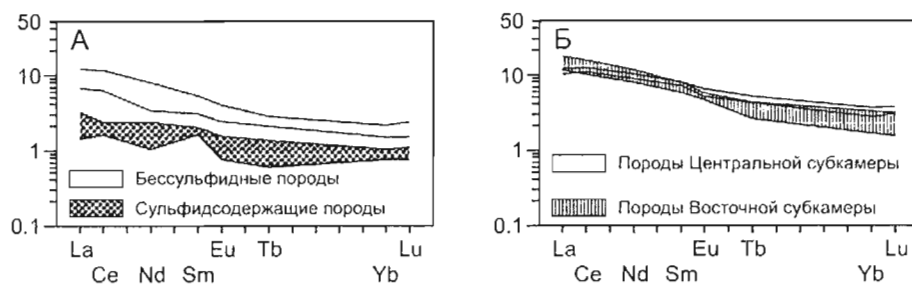


Рис. 7.5.

Многокомпонентные диаграммы редкоземельных элементов для пород интрузии Джинчуан (составы пород нормированы к хондриту): А - для пород Западной субкамеры; Б - для пород Центральной и Восточной субкамер. По Chai and Naldrett (1992a)

## 7.5. Петрогенезис

### 7.5.1. Отношение MgO/(MgO+FeO) в родоначальной магме

Chai and Naldrett (1992a) рассчитали молекулярное отношение MgO/(MgO+FeO) в родоначальной магме интрузии Джинчуан, используя состав оливина, исходя из уравнения Roeder and Emslie (1970):  $K_D = (FeO/MgO)_{\text{оливин}} / (FeO/MgO)_{\text{силикатная жидкость}} = 0.3$ .

Roeder and Emslie (1970) показали, что величина  $K_D = 0.3$  мало зависит от температуры, давления и состава жидкости, равновесной с оливином. Существует только одна, но существенная проблема: наблюдаемый состав кумулатного оливина в большинстве магматических пород менее магнезиален, чем изначальный. Первоначально кристаллизовавшийся оливин обычно обрастает оливином, равновесным с эволюционированной интерстиционной жидкостью, так что рассчитанное отношение  $MgO/(MgO+FeO)$  может быть ниже, чем в родоначальной магме (Barnes, 1985; Chalokwu and Grant, 1987). Интрузия Джинчуан представляет довольно редкий случай, где эта проблема может быть игнорирована. Две особенности оливинов интрузии свидетельствуют, что наблюдаемый состав минерала не мог измениться в значительной степени. Во-первых, оливиновый кумулус не показывает признаков существенного обрастания за счет интерстиционной жидкости. Наоборот, оливины часто резорбированы пироксенами. Во-вторых, оливины, заключенные в сульфидах, могли никогда не вступать в контакт с эволюционированной силикатной жидкостью. Таким образом, состав оливинов, имеющих наиболее высокие содержания форстерита, скорее всего, близок первоначальному. Наиболее высокое содержание форстерита в оливинах интрузии Джинчуан составляет 85.5 мол %. Молекулярное отношение  $MgO/(MgO+FeO)$  в родоначальной магме, рассчитанное исходя из этого состава, будет равным 0.64 при коэффициенте распределения 0.3. Это много ниже  $Mg/No$  в какой-либо из пород интрузии (табл. 7.1). Chai and Naldrett (1992a) пришли к выводу, что породы интрузии были обогащены  $MgO$  вследствие добавления оливина.

### 7.5.2. Состав родоначальной магмы

Чтобы оценить состав первичной магмы, необходима дополнительная информация кроме знания отношения  $MgO/(MgO+FeO)$ . Метод, который обычно используется, – сопоставление рассчитанного отношения  $MgO/(MgO+FeO)$  в жидкости, образовавшей оливин, с величиной этого отношения в породах закаленной зоны магматических тел или, в случае коматитов, – с соответствующим отношением в спинифексной зоне потока (Barnes, 1985; Duke, 1986).

В интрузии Джинчуан нет ни закалённых контактовых зон, ни зон со спинифекс-структурой. Геологи, проводившие разведку (S. G. U., 1984), предполагали, что интрузия представляет собой сложное тело, сформированное в результате нескольких внедрений магмы, имевшей состав, подобный составу соответствующих пород. Они оценили состав родоначальной магмы путем простого взвешивания состава различных типов пород на их объем и получили, что безводная магма содержала 33.90 вес%  $MgO$  и 14.53 вес%  $FeO$  (предполагая, что содержание  $Fe_2O_3$  в сумме железа составляло 10 вес%). Этот результат явно неверен, поскольку полученное ими молекулярное отношение  $MgO/(MgO+FeO)$ , равное 0.81, много выше, чем отношение, рассчитанное для родоначальной магмы по закону Roeder and Emslie, 1970 (равное 0.64).

Chai and Naldrett (1992a) показали, что если игнорировать небольшое количество неравномерно распределенного хромита, породы интрузии Джинчуан могут рассматриваться в качестве смеси родоначальной магмы и оливинового кумулуса. Поскольку оливины изученных образцов имеют узкий диапазон содержаний форстерита (83–85 мол %), можно предполагать, что оливин подобного состава был распространен во всех породах сохранившейся части интрузии. На диаграмме  $FeO - MgO$  пересечение линии регрессии составов пород интрузии с линией, отвечающей отношению  $MgO/(MgO+FeO)$  в жидкости, из которой кристаллизовался оливин, даст содержания  $MgO$  и  $FeO$  в первичной магме.

Для использования такого подхода необходимо, чтобы породы, составы которых выносятся на диаграмму, не содержали сульфидов. Пересчет составов с удалением компонентов сульфидов не решает проблему, поскольку сульфиды всегда содержат некоторое количество магнетита (Shima and Naldrett, 1975), которое трудно поддается оценке. Все общее железо, установленное при анализе, должно учитываться в виде  $FeO$ , поскольку в породах доминирует оливин, почти не содержащий  $Fe_2O_3$ . Небольшое количество  $Fe_2O_3$ , заключенное в хромите и интерстиционной жидкости, не может оказать большого влияния на расчеты.

Для построения диаграммы  $FeO - MgO$ , представленной на рис. 7.6, были выбраны образцы, содержащие менее 0.2 вес% серы.  $FeO$  в этой выборке снижается при понижении  $MgO$  с коэффициентом корреляции  $r^2 = 0.71$ . Коэффициент корреляции не высок, но, поскольку линия регрессии наклонена полого, небольшое отклонение не окажет значительного влияния на координату  $MgO$ . Пересечение линии регрессии с линией отношения  $MgO/(MgO+FeO)$  попадает в точку с содержанием  $FeO = 11.5$  вес% и  $MgO = 12$  вес%. Таким образом, первичная магма интрузии Джинчуан представляла собой высокомагнезиальный базальт (пикробазальт). Такое заключение подтверждается данными по РЗЭ (рис. 7.5) и ЭПГ (см. рис. 7.10 и соответствующую дискуссию ниже).

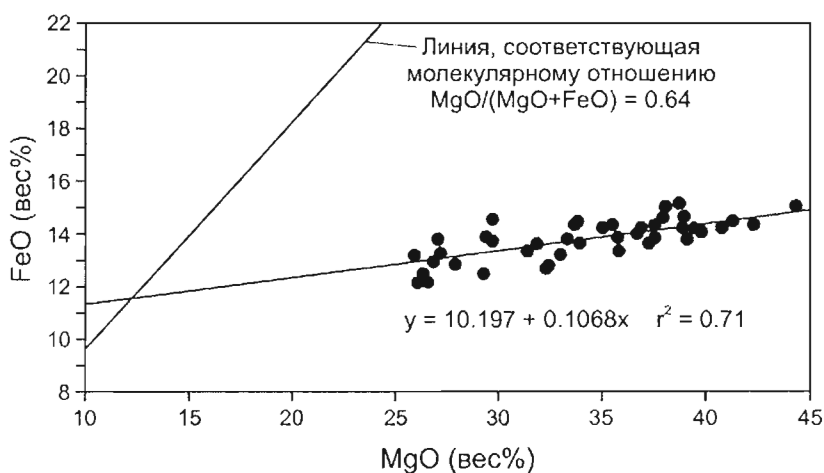


Рис. 7.6.

Экстраполяция линии регрессии FeO – MgO в породах интрузии Джинчуан до ее пересечения с линией, наклон которой отвечает отношению  $MgO/(MgO+FeO)$  в родоначальной магме, рассчитанному по составу оливина. По Chai and Naldrett (1992a)

### 7.5.3. Условия внедрения и дифференциации магмы

Chai and Naldrett (1992a) пришли к выводу, что поперечная зональность на западе и в центре интрузии Джинчуан и расслоенность, наблюдаемая на востоке, свидетельствуют, что эти две части интрузии были сформированы различным образом. Зональность на западе отображается изменением состава пород и размера зерен оливина. Дуниты с крупнозернистым оливином, развитые у оси интрузии, к краевым частям сменяются лерцолитами, затем оливинowymi пироксенитами. Размер оливина последовательно уменьшается в сторону контактов. Такая зональность предполагает дифференциацию с перемещением кристаллов оливина к оси интрузивного тела, что не имеет ничего общего с гравитационным расслоением. Chai and Naldrett (1992a) предположили, что важную роль в формировании наблюдаемой зональности играл процесс дифференциации течения, при котором, согласно Barker (1983), зерна минералов, имеющих высокую плотность, концентрируются вблизи центра магматического проводника (рис. 7.7).

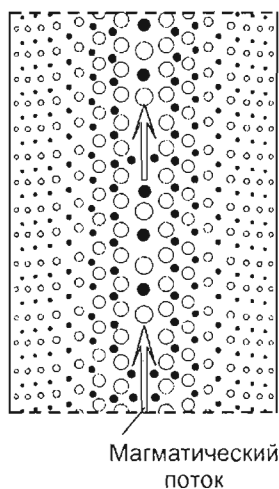


Рис. 7.7.

Модель дифференциации течения (по Barker, 1983)

Что касается восточной части интрузии, расслоенность пород и расширение магматической камеры вверх указывают, что здесь происходила гравитационная дифференциация. Утонение слоев от центра камеры к ее краям свидетельствует, что днище магматической камеры не являлось плоским, а было наклонено к оси, как это наблюдается в Великой Дайке Зимбабве (она характеризуется в главе 9). Появление лерцолита выше плагиоклазового лерцолита в верхней части разреза могло быть связано с внедрением новой порции магмы.

Плагиоклазовые лерцолиты развиты на западе интрузии только эпизодически, но они играют значительно более важную роль на востоке. У западного окончания восточной части интрузии видно, что плагиоклазовые лерцолиты выклиниваются на запад. Отсюда можно предполагать, что восточная часть, вероятно, занимала более высокое положение в первоначальной магматической камере. Несколько меньшее содержание  $MgO$  в лерцолитах восточной части интрузии (35–38 вес%), в сравнении с западной (37–39 вес%), и большая степень обогащенности ЛРЗЭ приводят к выводу, что магма на востоке была более фракционированной. Поскольку интрузия расширяется вверх, можно предположить, что значительная часть первоначальной магматической камеры находилась выше уровня современной поверхности. Chai and Naldrett (1992a) высказали мнение, что интрузию Джинчуан, как она представлена в современном эрозионном срезе, можно сравнить с ультрамафитовой (дунитовой) частью разреза Великой Дайки Зимбабве. Таким образом, можно заключить, что выше ультраосновных пород, как и в Великой Дайке, залегала серия мафитовых расслоенных пород.

## 7.6. Сульфидное оруденение

### 7.6.1. Геология рудных тел

Китайские геологи (S.G.U., 1984) выделяют на месторождении Джинчуан три рудных тела: № 24, № 1 и № 2, которые, согласно Chai and Naldrett (1992b), соответствуют трем субкамерам интрузии - Западной, Центральной и Восточной (рис. 7.1).

Рудное тело №24 представляет собой вертикально залегающую уплощенную линзу, границы которой субпараллельны границам интрузии. Оно прослеживается практически по всей длине Западной субкамеры, имея ширину (мощность) 100–200 м, несколько уменьшающуюся снизу вверх. Руды локализованы в дунитах и лерцолитах. Выделяются два главных типа руд - вкрапленные и сетчатые. Содержания никеля в них варьируют от 1 до 4 вес%. В западной части рудного тела развиты, в основном, вкрапленные руды. Сетчатые руды появляются на глубине более 50 м на востоке рудного тела (рис. 7.1-3). Они образуют линзу, тяготеющую к южной границе рудоносной пластины, расширяющуюся в восточном направлении и вниз. Залежь сетчатых руд окаймлена вкрапленными. Последние, обычно, лучше представлены на севере (висячем боку рудного тела). Сетчатые руды в два-три раза богаче ЭПГ по сравнению с вкрапленными; среднее содержание Pt составляет в них около 0.4 г/т. В залежи сетчатых руд выделено 13 обогащенных ЭПГ линз, где содержание суммы ЭПГ превышает 1 г/т (S.G.U., 1984).

Рудное тело № 1, связанное с Центральной субкамерой, является наиболее крупным. Оно концентрирует более 50% общих запасов Ni и Cu месторождения. Форма рудного тела, подобно телу № 24, - уплощенная линзообразная. Рудное тело имеет длину около 1600 м (рис. 7.1-3) при ширине (мощности) около 200 м, иногда более (рис. 7.1-5). Оруденение развито на глубине от 200 м до 1200 м от поверхности. Оно представлено, в основном, сетчатыми рудами. На западе, востоке и в верхней части рудного тела сетчатые руды окаймляются низкосортными вкрапленными рудами. Рудное тело богато ЭПГ и Au. Наиболее обогащена благородными металлами линза в нижней части тела, проходящая субпараллельно его нижней границе. Она имеет длину более 500 м при максимальной мощности 47 м. Среднее содержание Pt составляет там 2.4 г/т, местами увеличиваясь до >9 г/т. Кроме того, выделяется несколько других участков, обогащенных ЭПГ, меньших по размеру, с более низкими содержаниями металлов.

Рудное тело № 2 располагается у основания Восточной субкамеры. Его длина составляет 1300 м при ширине до 118 м. Здесь преобладают вкрапленные руды, на долю которых в теле № 2 приходится около 59% запасов Ni + Cu. В нижней половине рудного тела, тяготея к его центральной части, располагается залежь сетчатых руд, имеющая длину 900 м при ширине 40 м. В рудном теле № 2 встречаются массивные руды, отсутствующие в двух других телах. Они обычно содержат 4–9 вес% Ni. Как правило, они представляют собой небольшие сегрегации и неправильной формы жилы, которые имеют то же простирание, что и рудное тело. Обособления массивных руд обычно располагаются у основания рудного тела, вверх они постепенно переходят в сетчатые и вкрапленные руды. Мощность жил массивных сульфидов составляет 1–5 м. Некоторые маломощные жилы (~1 м) прорезают сетчатые руды и распространяются во вмещающие породы, хотя и не уходят на большое расстояние от сетчатых руд. В массивных рудах часто встречаются ксенолиты гнейсов, мраморов и интрузивных пород с сетчатым и вкрапленным оруденением.

Рудные минералы месторождения Джинчуан представлены пирротином, пентландитом, виоларитом, халькопиритом, кубанитом, маккинавитом и пиритом. Преобладает пирротин, который образует ксеноморфные или субидиоморфные кристаллы размером 0.1–3 мм. Пентландит ассоциирует с пирротинном, обычно он образует субидиоморфные до идиоморфных кристаллы (0.1–2 мм), включенные в ксеноморфные зерна пирротина. Изредка у границ или вдоль трещин в кристаллах пирротина встречаются вроски пентландита распада. В окисленных рудах пентландит замещается виоларитом, который выделен в виде



## Месторождение Джинчуан (Китай)

тонких зерен вдоль границ пентландита или по кливажу в его кристаллах. Степень замещения пентландита виоларитом увеличивается в месторождении снизу вверх. Халькопирит обычно выделен в виде агрегатов ксеноморфных кристаллов в других сульфидах или в виде очень тонких прожилков, которые рассекают кристаллы сульфидов и зерна оливина. В некоторых массивных рудах халькопирит образует основную массу, в которую включены зерна пирротина и пентландита. Нередко наблюдается, что очень мелкие капельки сульфидов (менее 0.05 мм в диаметре) включены в кристаллы оливина и хромита. Эти сульфиды образованы пирротином, пентландитом и халькопиритом примерно в пропорции 7:2:1. Chai and Naldrett (1992b) наблюдали кристалл хромита, содержащий четыре включения сульфидов с прямоугольными границами, согласующимися с морфологией кристалла хромита. Кубанит в рудах месторождения обычно образует тонкие полоски, чередующиеся с полосками халькопирита, которые развиты перпендикулярно границам трещин в кристаллах халькопирита. Местами кубанит замещает пентландит - вдоль кливажа или трещин в кристаллах последнего. Маккинавит встречается преимущественно в пирротине и пентландите, где замещает названные минералы.

Согласно данным S.G.U. (1984), в ассоциации с сульфидами установлено более 10 минералов платиновой группы. Преобладает сперрилит ( $PtAs_2$ ), который образует идиоморфные кристаллы (0.005–0.2 мм) у краев зерен пентландита, халькопирита или пирита, а также в халькопирите и кубаните. Кроме того выявлены: самородная платина, мончеит ( $PtTe_2$ ), фаза PdAu, фаза AuPtPd, палладистый мелонит ( $Ni, Pd, Pt$ ) ( $Te, Bi$ )<sub>2</sub>, майченерит ( $PdBiTe$ ), сэдберит ( $Pt, Pd$ )Sb.

### 7.6.2. Геохимия сульфидных руд

Примеры химического состава руд месторождения Джинчуан приведены в табл. 7.2.

Таблица 7.2

#### Представительные химические составы сульфидных руд месторождения Джинчуан (по Chai and Naldrett, 1992b)

Образец	Место отбора	Глубина скв (м)	Сульфиды вес%	S вес%	Ni вес%	Cu вес%	Co вес%	Pd мг/т	Pt мг/т	Rh мг/т	Ru мг/т	Ir мг/т	Os мг/т	Au мг/т
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>Западная субкамера (рудное тело № 24)</b>														
L-16	Рудник		25.02	9.32	2.24	1.58	0.07	194.1	108.3	20.5	76.0	87.3	70.2	120.3
L-20	Рудник		13.39	4.96	0.99	2.08	0.02	185.4	446.4	9.8	29.3	24.8	23.1	368.7
L-25	Рудник		5.64	2.07	0.42	0.83	0.02	299.8	730.5	15.0	16.8	8.2	12.5	513.3
I-13	скв. ZK-71	185	1.52	0.57	0.23	0.07	0.02	73.7	129.1	4.7	9.0	8.5	6.5	38.5
I-17	скв. ZK-71	270	7.85	3.00	0.56	0.20	0.03	299.5	659.6	6.8	14.1	6.0	8.5	55.8
I-18	скв. ZK-71	305	6.00	2.23	0.59	0.30	0.03	154.1	256.7	3.3	6.7	7.4	6.4	114.6
I-20	скв. ZK-71	340	3.38	1.26	0.41	0.19	0.02	93.9	195.7	4.7	11.7	9.8	7.5	32.7
I-21	скв. ZK-71	360	17.97	6.70	1.73	0.93	0.06	78.7	55.5	4.2	4.0	3.4	4.2	112.4
I-22	скв. ZK-71	394	7.02	2.60	0.70	0.36	0.02	271.4	591.5	8.0	11.3	13.6	14.6	192.8
I-23	скв. ZK-71	420	7.06	2.55	0.89	0.82	0.02	302.7	877.0	9.5	20.2	17.0	17.5	417.3
I-25	скв. ZK-71	465	4.39	1.65	0.49	0.14	0.03	59.7	129.6	1.7	5.8	4.2	4.4	28.8
I-26	скв. ZK-71	527	0.70	0.26	0.18	0.01	0.02	33.1	32.0	0.9	2.4	2.1	1.9	1.5
I-27	скв. ZK-71	540	7.73	2.92	0.73	0.20	0.03	115.0	54.1	10.6	27.4	21.6	19.7	48.8
I-29	скв. ZK-71	580	5.63	2.10	0.62	0.16	0.02	169.3	127.5	0.8	1.2	0.9	1.4	33.3
Средние содержания (n=14)			8.09	3.01	0.77	0.56	0.03	166.3	313.8	7.2	16.9	15.3	14.2	148.5
<b>Центральная субкамера (рудное тело № 1)</b>														
A2-35	Рудник		18.43	6.94	1.96	0.15	0.06	103.0	1514.0	35.6	70.6	61.3	62.8	33.4
2-W-18	Рудник		17.47	6.53	1.56	0.10	0.07	510.2	3046.6	20.9	11.4	19.6	26.7	48.7
2-W-6	Рудник		5.71	2.12	0.40	0.69	0.02	105.5	76.1	2.1	7.4	3.6	3.9	63.6
2W12	Рудник		3.94	1.49	0.38	0.07	0.08	132.0	65.1	6.3	6.7	6.2	6.7	20.5

**Месторождение Джинчуан (Китай)**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
S89-1	Рудник		19.78	7.41	2.24	0.28	0.07	126.6	371.3	113	224.8	208.3	179.4	224.5
S89-2	Рудник		19.05	7.08	2.06	0.84	0.06	184.4	467.8	32.2	65.6	87.8	71.2	56.6
S89-3	Рудник		18.24	6.74	1.98	1.14	0.06	110.8	128.2	36.1	77.3	63.8	70.2	98.2
S89-4	Рудник		18.32	6.77	1.46	1.88	0.05	271.6	325.3	30.0	51.1	49.1	38.1	206.5
S89-5	Рудник		20.56	7.40	2.30	2.71	0.07	320.7	161.5	26.6	53.0	31.7	37.0	96.3
S89-6	Рудник		18.64	6.91	2.03	0.97	0.06	161.6	134.2	26.9	57.8	41.9	49.6	134.5
S89-7	Рудник		18.84	7.02	2.09	0.63	0.07	199.7	128.6	39.0	82.4	70.2	66.4	93.0
S89-8	Рудник		20.76	7.72	2.57	0.41	0.07	153.2	193.0	62.1	84.9	66.5	70.7	94.2
II-89-1	скв. ЗК-51	614	14.45	5.34	1.49	1.03	0.04	168.2	179.1	13.0	15.6	19.9	19.4	103.6
II-89-2	скв. ЗК-51	640	14.58	5.36	1.34	1.50	0.04	180.4	997.4	8.1	13.0	12.8	12.5	162.8
II-89-3	скв. ЗК-51	664	18.40	6.62	2.38	2.01	0.05	810.0	9217.1	0.0	0.5	3.6	14.9	200.0
II-89-4	скв. ЗК-51	700	20.62	7.57	2.33	1.50	0.06	216.9	303.1	5.2	12.8	7.8	10.0	461.1
II-89-5	скв. ЗК-51	750	18.37	6.88	2.14	0.21	0.04	319.1	1921.3	2.7	1.8	6.4	3.9	46.7
II-89-6	скв. ЗК-51		8.36	3.06	0.65	1.20	0.03	95.7	158.5	5.5	16.0	13.4	14.7	81.3
II-89-7	скв. ЗК-51	780	19.80	7.14	1.14	4.07	0.03	499.4	3113.9	0.0	0.3	4.8	5.2	474.2
II-89-8	скв. ЗК-51	815	17.05	6.15	0.76	3.80	0.03	179.0	1985.0	0.0	0.2	18.9	7.4	880.8
II-89-9	скв. ЗК-51	857	15.44	5.44	2.05	2.54	0.05	671.9	3815.7	0.6	1.0	10.8	2.1	547.1
II-89-11	скв. ЗК-51	760	21.05	7.65	3.00	1.27	0.06	85.5	1396.9	0.0	0.4	4.6	2.5	142.3
II-89-12	скв. ЗК-51	800	18.96	6.95	1.77	2.04	0.05	321.0	2212.8	6.7	3.9	8.8	8.4	96.4
II-89-13	скв. ЗК-51	870	20.13	7.40	2.53	1.04	0.06	499.1	500.3	6.5	2.2	5.5	3.3	139.6
II-89-14	скв. ЗК-51	920	27.46	10.50	1.84	0.46	0.06	125.3	514.7	14.7	16.7	4.2	14.0	79.2
II-89-15	скв. ЗК-51	975	23.63	8.78	2.92	0.52	0.09	246.0	251.7	7.9	3.1	4.4	2.8	51.3
II-W-9	скв. ЗК-81	490	27.51	10.10	2.99	2.13	0.09	723.6	147.3	46.5	89.6	77.0	75.6	185.5
II-W-11	скв. ЗК-81	565	18.37	6.88	1.88	0.58	0.05	186.1	87.0	3.5	66.5	60.7	51.6	117.2
II-W-13	скв. ЗК-81	610	19.50	7.24	2.13	0.90	0.06	198.4	135.5	17.7	11.8	26.3	17.8	263.3
II-W-15	скв. ЗК-81	650	19.84	7.33	2.00	1.45	0.06	140.9	1074.0	10.5	11.1	12.2	8.3	258.8
II-W-16	скв. ЗК-81	670	6.77	2.59	0.54	0.09	0.03	62.7	54.0	7.8	15.0	12.2	11.9	48.9
II-W-17	скв. ЗК-81	685	20.08	7.32	1.74	2.64	0.06	565.5	3520.1	5.7	13.5	6.5	12.6	295.3
II-W-19	скв. ЗК-81	720	16.07	5.88	1.58	2.19	0.05	230.1	522.9	5.4	10.5	4.8	4.6	680.9
II-W-21	скв. ЗК-81	755	13.51	5.10	1.26	0.30	0.05	164.3	303.1	10.3	11.4	10.5	8.4	324
II-W-22	скв. ЗК-81	780	26.68	10.20	1.82	0.43	0.06	273.8	2457.8	51.5	161.4	105.9	137.4	140.8
Средние содержания (n= 35)			17.90	6.62	1.81	1.25	0.06	266.9	1185.2	18.9	36.3	32.9	32.3	198.6
<b>Восточная субкамера (рудное тело № 2)</b>														
A2-32	Рудник		25.13	9.52	2.00	0.68	0.07	19.5	38.6	2.4	5.7	3.7	4.7	73.1
A2-41	Рудник		94.59	35.60	8.26	3.22	0.08	169.3	35.6	11.7	2.6	2.6	1.9	28.5
2-E-3	Рудник		20.10	7.44	1.92	1.46	0.07	49.3	21.7	2.3	5.7	3.2	3.5	30.9
2-E-4	Рудник		38.64	14.50	3.97	0.83	0.08	322.6	246.3	9.8	10.1	10.2	12.4	30.8
2-E-5	Рудник		74.26	27.00	9.00	6.36	0.14	266.7	142.3	33.1	26.3	11.8	14.8	197.8
2-E-7	Рудник		20.49	7.65	1.37	1.83	0.06	48.0	18.3	1.9	2.6	2.5	2.8	41.9
2-E-8	Рудник		16.34	6.21	1.30	0.34	0.04	11.1	55.1	5.2	7.1	9.7	7.4	10.1
2-E-9	Рудник		5.86	2.24	0.49	0.06	0.03	52.4	41.0	13.5	5.1	3.0	3.6	21.1
2-E-11	Рудник		81.28	31.20	4.90	1.07	0.07	101.0	21.4	4.2	6.2	3.6	3.9	29.6
II-89-16	Рудник		92.83	34.20	4.73	13.50	0.24	128.7	330.4	52.3	131.6	157.2	144.9	36.7
II-7	скв. ЗК-86	102	0.95	0.37	0.11	0.01	0.02	37.1	0.8	0.0	2.6	0.1	0.5	1.8
II-12	скв. ЗК-86	237	0.66	0.25	0.17	0.00	0.01	19.0	0.5	0.0	1.6	0.0	0.4	0.8
II-16	скв. ЗК-86	306	5.29	1.96	0.45	0.55	0.02	18.1	20.4	1.0	1.2	3.2	0.8	21.7
II-17	скв. ЗК-86	320	5.83	2.20	0.58	0.18	0.02	35.3	49.0	1.3	2.4	1.5	1.9	9.9
II-19	скв. ЗК-86	355	18.66	7.06	1.70	0.30	0.06	309.3	106.6	7.8	11.6	8.3	8.0	103.7
II-21	скв. ЗК-86	385	17.34	6.48	1.72	0.71	0.05	34.6	71.0	5.6	3.8	10.0	1.8	54.7

## Месторождение Джинчуан (Китай)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
II-22	скв. ZK-86	408	26.66	10.10	2.10	0.75	0.07	98.2	30.9	6.4	13.5	8.8	8.3	20.4
II-23	скв. ZK-86	425	27.26	10.20	2.82	0.84	0.06	28.4	145.2	6.9	3.5	5.3	4.1	12.4
II-24	скв. ZK-86	440	19.25	7.23	1.69	0.83	0.05	63.9	24.7	2.0	3.5	1.8	2.3	20.0
II-26	скв. ZK-86	474	18.90	6.94	1.56	1.80	0.03	32.6	50.6	4.1	6.7	5.7	4.5	23.4
Средние содержания (n= 20)			30.52	11.42	2.54	1.77	0.06	92.3	72.5	8.6	12.7	12.6	11.6	38.4
<b>Средние содержания по рудным телам (согласно приведенным выше анализам)</b>														
Западная субкамера (рудное тело № 24), n= 14			8.09	3.01	0.77	0.56	0.03	166.3	313.8	7.2	16.9	15.3	14.2	148.5
Центральная субкамера (рудное тело № 1), n= 35			17.90	6.62	1.81	1.25	0.06	266.9	1185.2	18.9	36.3	32.9	32.3	198.6
Восточная субкамера (рудное тело № 2), n= 20			30.52	11.42	2.54	1.77	0.06	92.3	72.5	8.6	12.7	12.6	11.6	38.4

### 7.6.2.1. Западная субкамера (рудное тело № 24)

Полный разрез рудного тела № 24 и вмещающих интрузивных пород пересечен скважиной ZK-71, позиция которой показана на рис. 7.1-4. Рудное тело, как говорилось, локализовано в дунитах и перцолитах в осевой зоне Западной субкамеры. Вариации содержаний Ni, Cu, S и ЭПГ, а также отношений металлов к сере по разрезу скв. ZK-71 представлены на рис. 7.8А.

Содержания Ni по разрезу скважины обычно составляют менее 1 вес% и превышают 1 вес% только в центральной части рудного тела на глубине 350–430 м.

Скважина пересекла три зоны, обогащенные сульфидами: 1) зону мощностью 20 м с содержанием серы 2 вес% в нижней части разреза; 2) центральную зону, в которой наблюдается увеличение серы с глубины 520 м до глубины 420 м, затем ее небольшое снижение и последующее возрастание до пика 4 вес% на глубине 365 м; 3) верхнюю зону на глубине около 270 м. В указанных интервалах Ni и Cu положительно коррелируются с S. Профиль Os+Ir+Ru тоже показывает три соответствующих пика, хотя нижний пик не вполне очевиден. Pt, Pd и Au возрастают у двух верхних пиков серы; содержания Pt превышают там 1 ppm. При нормализации к сере содержания благородных металлов, в частности Pt и Au, увеличиваются к средней части разреза. Максимумы благородных металлов, в общем, коррелируются с максимумами S, но ясно, что содержания ЭПГ и Au в сульфиде (выраженные отношениями металл/сера) увеличиваются более значительно, чем общее содержание сульфидов (отраженное содержанием серы). Отношения Ni/S и Cu/S изменяются плавно; отношение Ni/S показывает некоторое возрастание сверху вниз по разрезу скважины.

### 7.6.2.2. Центральная субкамера (рудное тело № 1)

Рудное тело № 1 почти целиком локализовано в дунитах (рис. 7.1-3 и 7.1-5). Вариации содержаний рудных элементов по его разрезу показаны на примере буровой скважиной ZK-51 (рис. 7.8Б). Содержание S несколько увеличивается сверху вниз по разрезу скважины. Содержания Ni, в основном, составляют 1–2 вес% и показывают мало закономерных вариаций. Содержания Cu обычно менее 1 вес%, исключая интервал 770–870 м и глубину 660 м, где они превышают 2 вес%. Наиболее высокое содержание Pt (9 ppm) установлено на глубине 670 м. В обеих краевых зонах рудного тела содержания Pt очень низки (0.2 ppm). Отношения Ni/S достаточно стабильны по всему разрезу, тогда как отношения Cu/S меняются более существенно и очень низки в нижней краевой зоне. Отношение (Pt+Pd)/S показывает положительную аномалию в центральной части разреза со значительным пиком на глубине около 670 м, который, в основном, обусловлен высоким содержанием Pt.

### 7.6.2.3. Восточная субкамера (рудное тело № 2)

Восточная субкамера, где находится рудное тело № 2, характеризуется, в отличие от двух других, горизонтальной расслоенностью интрузивных пород.

Распределение рудных элементов по разрезу субкамеры рассматривается на примере скважины ZK-86 (рис. 7.8В). В верхней безрудной части разреза (до глубины 320 м) содержания серы низки. Затем во вкрапленных рудах (в интервале 320–350 м) они быстро возрастают и достигают 7 вес% внизу, у границы с сетчатыми рудами. В сетчатых рудах, с глубины 350 м до подошвы рудного тела (480 м), содержания серы составляют 7–10 вес%. Концентрации ЭПГ в рудном теле № 2 очень низки (сумма ЭПГ < 0.3 ppm), что резко отличает его от двух других рудных тел, где только содержания платины могут превышать 1 ppm. Концентрации ЭПГ в целом положительно коррелируются с содержаниями серы, показывая пик в верхней части

## Месторождение Джинчуан (Китай)

разреза сетчатых руд. Палладий, в общем, снижается к основанию рудной зоны, а концентрации Pt колеблются без явных закономерностей. Поведение Os, Ru и Rh, в какой-то мере, подобно поведению Pd. Отношения (Pt+Pd)/S являются наиболее низкими у основания рудного тела и постепенно увеличиваются вверх, достигая максимума в верхней части сетчатых руд. Противоположные тренды содержания серы и отношений ЭПГ к сере в зоне оруденения свидетельствуют, что при увеличении содержания сульфида вниз по разрезу концентрации ЭПГ в сульфиде в этом направлении падают. В верхних неминерализованных породах отношения (Pt+Pd)/S сильно варьируют, не показывая очевидной закономерности. Отношения (Ni+Cu)/S слегка увеличиваются сверху вниз в безрудной части разреза и затем остаются относительно стабильным в рудном теле.

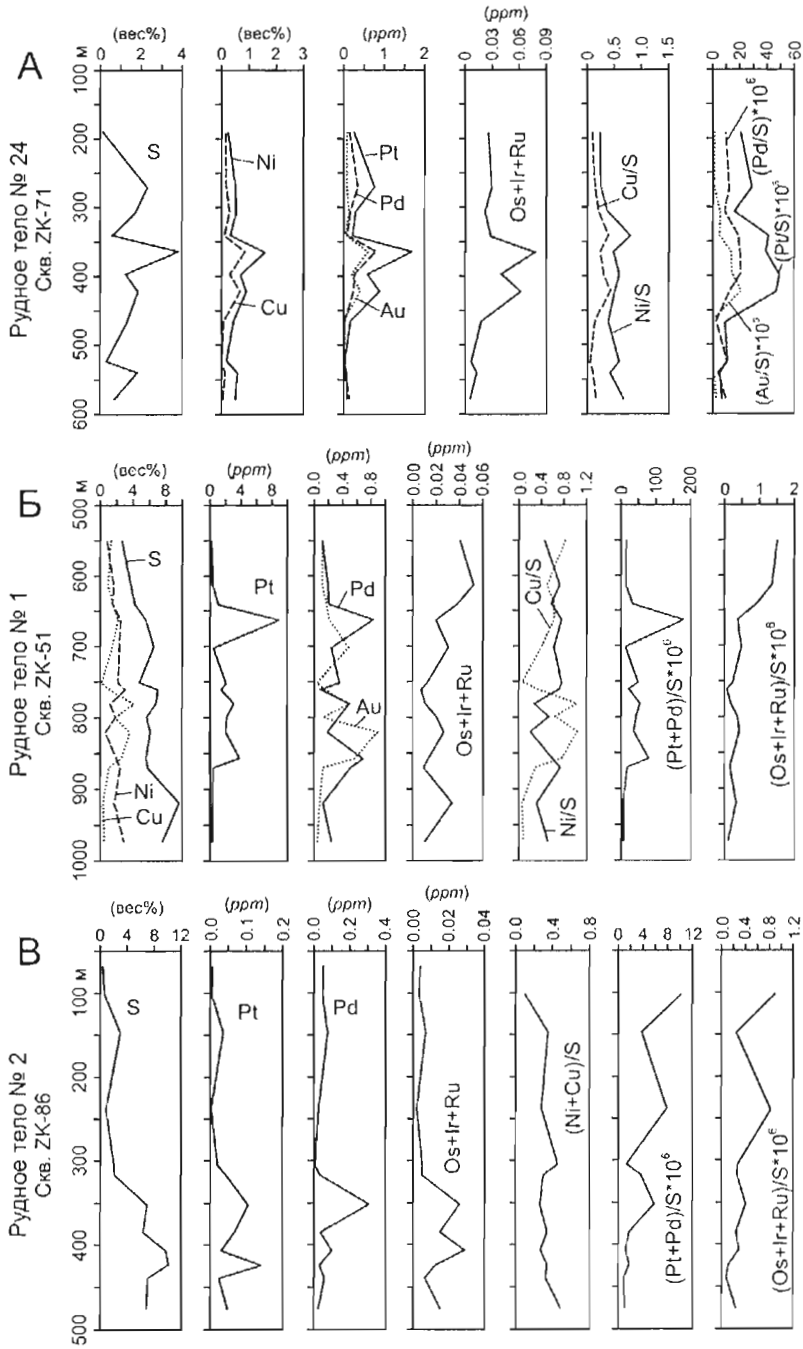


Рис. 7.8.

Вариации содержаний рудных элементов и отношений металл/сера по разрезам буровых скважин, вскрывших рудные тела № 24, № 1 и № 2. По Chai and Naldrett (1992b)

7.6.2.4. Общая характеристика химического состава руд

В этом разделе все проанализированные образцы, отобранные из разных частей месторождения, рассматриваются совместно, чтобы сравнить их и вывести общие закономерности. Как видно из рис. 7.9, никель положительно коррелируется с серой. Руды тела № 2 (Восточная субкамера) имеют слегка более низкие содержания Ni, чем руды двух других тел. Медь коррелируется с серой слабее, чем никель: максимальное содержание Cu (около 6.5 вес%) не совпадает с наиболее высоким содержанием S. Это, вероятно, связано с тем, что некоторые руды были обогащены остаточной сульфидной жидкостью (богатой Cu) в большей степени, чем другие.

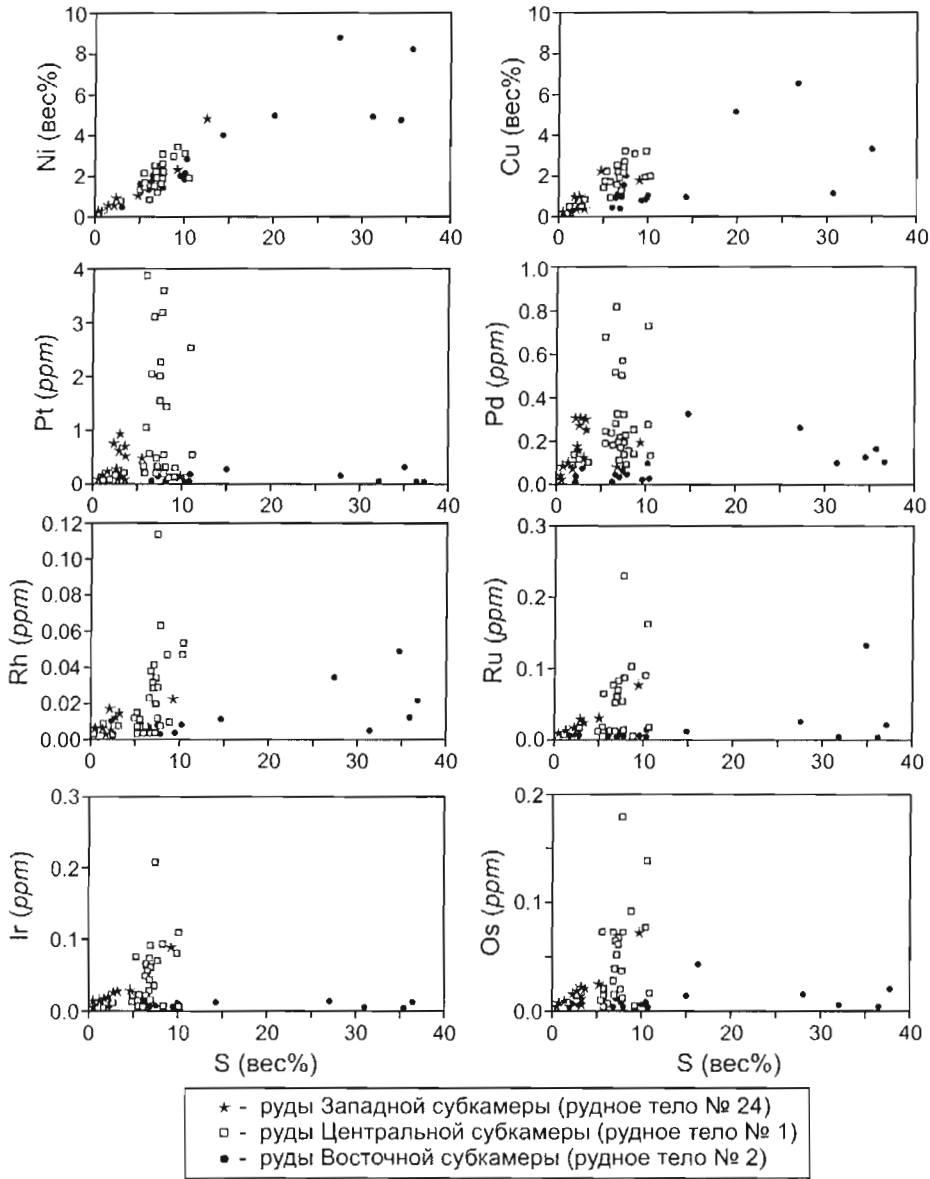


Рис. 7.9.

Диаграммы вариаций Ni, Cu и ЭПГ в зависимости от содержания S для руд месторождения Джинчуан. По Chai and Naldrett (1992b)

На диаграммах ЭПГ - S образцы разделяются на две группы. В первую группу, характеризующуюся высокими концентрациями благородных металлов, попадают образцы двух западных рудных тел (№ 1 и № 24). Вторая группа включает образцы из рудного тела № 2 и некоторые наиболее бедные образцы из тела № 1. Внутри каждой группы ЭПГ в общем коррелируются с серой, но корреляция довольно слабая. Золото, данные по которому на диаграмме не приведены, коррелируется с серой еще слабее. Возможно, это связано с тем, что Au наиболее легко мобилизуется при гидротермальных процессах.

На многокомпонентной диаграмме халькофильных элементов, представленной на рис. 7.10, сравниваются содержания металлов в рудах месторождения Джинчуан и рудах некоторых других месторождений, связанных с архейскими коматиитами (Камбалда, Лангмюр), протерозойскими коматиитами (Томпсон, Катинник) и мафитовыми интрузиями (Войсис Бэй, Талнах). Naldrett and Duke (1980) заметили, что составы руд, которые ассоциируют с магматическими телами ультрамафитового состава (например, коматиитами), имеют относительно пологие профили ЭПГ на диаграммах этого типа, тогда как руды месторождений, образованных из мафитовой магмы, показывают заметно более крутой наклон профилей. Крутизна профиля ЭПГ выражается отношением  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$ . В табл. 7.3 приведены значения этого отношения для руд, составы которых показаны на рис. 7.10. В средних составах руд Джинчуана отношение  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  составляет 7.70 в рудном теле №2, 13.05 в рудном теле №24 и 14.78 в рудном теле №1. По конфигурации профилей ЭПГ (рис. 7.10) и величине отношения  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  (табл. 7.3) составы руд Джинчуана занимают промежуточное положение между рудами протерозойских коматиитов (Томпсон, Катинник) и рудами мафитовых интрузий (Войсис Бэй, Талнах), что согласуется с рассчитанной магнезиальностью родоначальной магмы интрузии (около 12 вес% MgO).

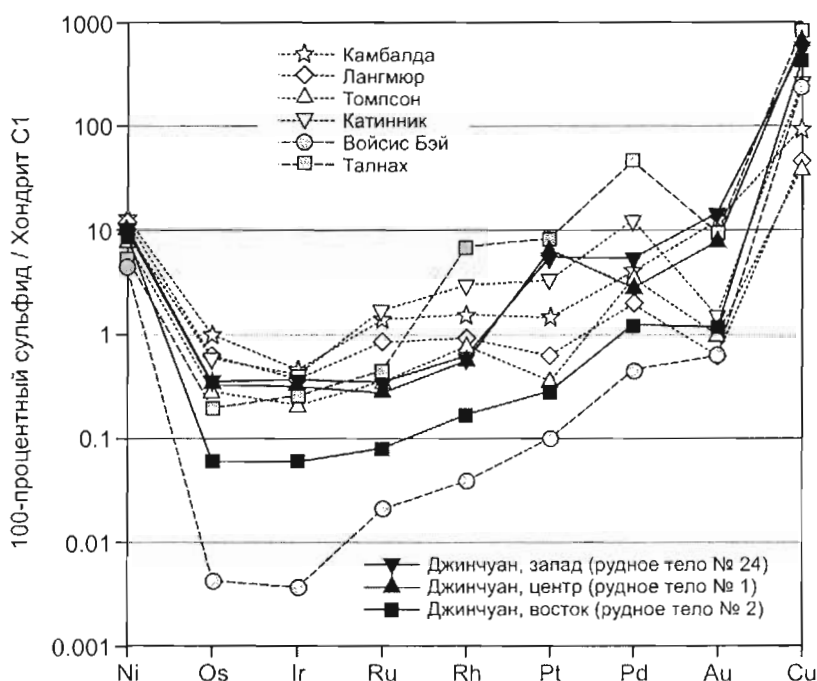


Рис. 7.10.

Средние содержания ЭПГ, Au, Ni и Cu (нормализованные к хондриту С1) в рудах месторождения Джинчуан в сравнении с рудами некоторых других месторождений. Составы руд пересчитаны на 100-процентный сульфид. Ссылки на использованные данные приведены в табл. 7.3

Таблица 7.3

**Отношения  $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$  в средних составах руд месторождения Джинчуан в сравнении с рудами некоторых других хорошо известных месторождений**

Месторождение	Примерное содержание MgO (вес%) в родоначальной магме	$(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$
Джинчуан (рудное тело № 24)	12	13.05
Джинчуан (рудное тело № 1)	12	14.78
Джинчуан (рудное тело № 2)	12	7.70
Камбалда (обобщенные данные по рудному району)	30	2.06
Лангмюр (рудники № 1 и № 2)	30	1.56
Томпсон	?	4.36
Катинник	19	5.77
Войсис Бэй (руды Овоида)	<8	18.69
Талнахское (вкрапленные руды)	<8	60.24

Средние составы руд района Камбалда, месторождений Лангмюр, Томпсон и Катинник рассчитаны по данным, представленным в табл. 3.3. Для месторождения Войсис Бэй использованы данные табл. 6.2, для Талнахского месторождения - данные табл. 4.6

### 7.7. Рудогенез

Руды месторождения Джинчуан целиком локализованы в интрузивных породах и находятся, в основном, в нижней части интрузии. Содержания никеля в рудах показывают хорошую линейную корреляцию с содержаниями серы. Эти особенности свидетельствуют о магматическом происхождении месторождения.

Изучение изотопного состава серы в сульфидных минералах из разных типов руд показало, что  $\delta^{34}\text{S}$  варьирует от -2 до +3 ‰ при некотором преобладании положительных значений (S.G.U., 1984). Это означает, что сера имеет мантийное происхождение или происходит из нефractionированного корового источника.

Сульфиды, в основном, являются интерстиционными по отношению к кумулатному оливину. Когда оливин окружен реакционными каемками силикатных минералов, сульфиды, как правило, располагаются между агрегатами силикатов. С увеличением количества сульфидов количество интерстиционных силикатов снижается, в некоторых случаях вкрапленные руды состоят только из кумулатного оливина и интерстиционных сульфидов. Небольшое количество сульфидов образуют капли, а также включения в кумулатном оливине и хромите. Внутри зерен хромита сульфиды иногда занимают пустоты, форма которых соответствует кристаллографической форме хромита. Основываясь на соотношении сульфидов с силикатными минералами и хромитом, можно сделать следующие выводы:

1. Большая часть сульфидной жидкости (но не вся) попала в место своего современного нахождения позже, чем кумулатный оливин.
2. Сульфидная жидкость присоединилась к оливиновому кумулусу после того, как интерстиционная силикатная жидкость прореагировала с оливином и образовала реакционные каемки, но до того, как начали кристаллизоваться пироксены и плагиоклаз. Оседая в толщу оливинового кумулуса, сульфидная жидкость частично или полностью вытеснила оттуда остаточную силикатную жидкость. В пользу этого, помимо структуры сульфидсодержащих пород, говорят также данные по РЗЭ, представленные на рис 7.5А, обсуждавшиеся выше.
3. Несмешиваемые сульфиды, очевидно, существовали уже на ранней стадии кристаллизации магмы - об этом свидетельствуют включения сульфидов в кристаллы оливина и хромита. Магма, по всей видимости, была насыщена сульфидом и несла несмешиваемую сульфидную жидкость во время своего внедрения.

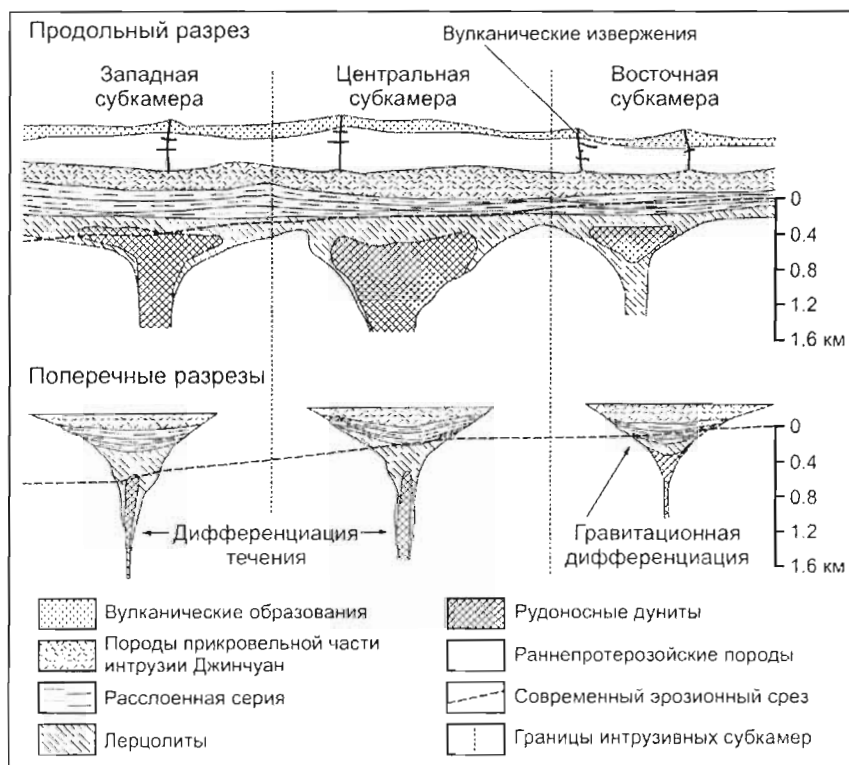


Рис. 7.11. Генетическая модель месторождения Джинчуан

## 7.8. Генетическая модель месторождения

Модель образования интрузии и месторождения Джинчуан, согласующаяся с геологическими и геохимическими данными, в схематическом виде представлена на рис. 7.11.

Рифтинг, сопровождавшийся открытием океана к югу от района месторождения, привел к внедрению высокомагнезиальной мафитовой магмы вдоль одного из разломов. Предполагается, что магма, несущая оливин, хромит и капельки несмешиваемой сульфидной жидкости, поднималась по воронкообразным проводникам, аналогичным тем, которые сохранились в западной части интрузии. По мере того, как воронки расширялись вверх, скорость подъема магмы снижалась. Взвешенный в магме материал высокой плотности накапливался у расширений подобно тому, как песок, который несет вода в поливочном шланге, накапливается у места соединения шланга с вертикально расположенной воронкой. Распределение взвешенного материала в вертикальном проводнике контролировалось законом дифференциации течения (Baker, 1983, см. рис. 7.7): наиболее тяжелые частицы концентрировались в осевой части проводника, остающейся открытой, когда магматический материал у периферии проводника уже остыл и затвердел у стенок. Магма, которая уходила вдоль магмоконтролирующего разлома в сторону от воронок, образовывала расслоенные интрузивные тела, подобные телу, представляющему Восточную субкамеру интрузии. Эта магма вынесла некоторое количество сульфидов из питающих воронок, и они отложились, образуя стратиформные рудные зоны.

При продолжении течения вверх по проводникам свежая магма постоянно входила в контакт с сульфидами, взвешенными в воронках, и обогащала их халькофильными металлами. Это обусловило зональность содержаний ЭПГ в 100-процентном сульфиде, отображенную в виде отношений металл/сера на рис. 7.8А, Б. Наиболее богатыми оказались сульфиды осевых частей рудных тел (и центральной части месторождения). Сульфиды, вошедшие в рано затвердевший материал краевых частей воронок, контактировали с протекающей магмой меньшее время и не испытали столь существенного обогащения. Этот процесс был сродни тому, который происходил в Норильске: течение свежей магмы через проводники, где находились сульфиды, увеличивало содержание металлов в сульфидах.



## Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)

### 8.1. Немного истории

Первое письменное упоминание о наличии оруденения в районе, где впоследствии возник город Садбери, представлено в докладе сотрудника Геологической Службы Канады Александра Маррея (Alexander Murray), написанном в середине 19 века. Д-р Маррей писал: "Накануне моего посещения района озера Уайт Фиш г-н Солтер (Mr. Salter) сообщил мне, что когда он прокладывал в этом районе линию меридиана, он установил локальную магнитную аномалию, которая, по его мнению, могла быть вызвана присутствием крупного тела магнитного железняка. Когда я прибыл в район, указанный г-ном Солтером, я выполнил тщательное исследование не только непосредственно у проложенной им линии меридиана, но и на значительном расстоянии по обе стороны от нее. Я пришел к выводу, что локальная магнитная аномалия, описанная г-ном Солтером, вызвана огромной массой магнитных траппов..."

Образцы этих траппов были представлены на анализ г-ну Ханту (Mr. Hunt). Его исследование показало, что породы содержат вкрапленность магнитного железняка (в виде очень мелких зерен) и магнитного пирита. В ассоциации с магнитным железняком было обнаружено титансодержащее железо, а в пиритах установлено небольшое количество никеля и меди" (Alexander Murray, Geol. Surv. Can, 1853-56, 180, 181).

В 1917 г. район, исследованный д-ром Марреем, был упомянут Г.У. Кнайтом (C.W. Knight) в докладе, адресованном Королевской Никелевой Комиссии Онтарио. Г-н Кнайт писал: "Местонахождение никельсодержащего материала, изученного д-ром Марреем, найти нетрудно. Линия меридиана Солтера была снова протрассирована в 1883 г., и по ней была установлена западная граница поселков Уотерс и Снайдер... Этот пункт находится всего лишь в 200 ярдах к западу от крупного карьера Крейтон Майнс. Несомненно, что Маррей исследовал протяженный гребень с развитой на нем железной шляпой, у подножья которого в последующие годы и был открыт крупнейший в мире никелевый рудник" (Report of the Royal Ontario Nickel Commission, 1917, p 29).

Несмотря на доклад А. Маррея, открытие Ni-Cu руд Садбери обычно связывается с постройкой Канадско-Тихоокеанской трансконтинентальной железной дороги, которая достигла района Садбери в 1883 г. Ограниченная разработка руд началась в 1886 г., и впоследствии здесь сформировался горнопромышленный район. Динамика производства никеля с 1886 г. по 1998 г. представлена на рис. 8.1. Там же перечислены работавшие и работающие в районе добывающие компании.

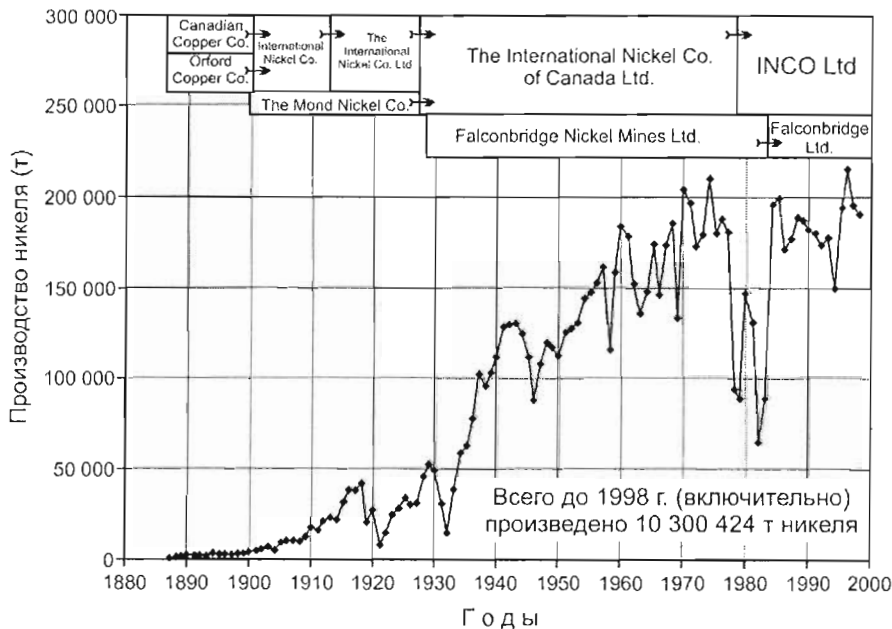


Рис. 8.1.

Диаграмма производства никеля в рудном районе Садбери (с начала его освоения до 1998 г.) и компании - производители металла. Стрелки показывают преобразование и слияние компаний

## 8.2. Геология

### 8.2.1. Характеристика региона

Рудоносный магматический комплекс Садбери (МКС) представляет собой расслоенную интрузию, имеющую возраст 1.85 млрд лет. Нижняя часть интрузивного тела образована содержащими кварц норитами, выше залегают кварцевые габбро, в верхней части – мощные гранофиры. МКС расположен в пределах Канадского щита Североамериканской платформы, у контакта между архейскими образованиями тектонической провинции Сьюпериор и раннепротерозойскими (гуронскими<sup>36</sup>) образованиями Южной тектонической провинции (рис. 8.2). Архейские породы, имеющие возраст более 2.5 млрд лет, представлены гнейсами, гранитами, тоналитами и метавулканитами. Непосредственно у северного контакта комплекса Садбери развиты гнейсы Левак (рис. 8.3), отвечающие гранулитовой фации метаморфизма (James and Dressler, 1992). Архейский фундамент несогласно перекрывается раннепротерозойскими образованиями гуронского возраста. Их нижняя часть представлена мафитовыми и фельзитовыми вулканическими породами и родственными им мафит-ультрамафитовыми интрузиями с платинометальной минерализацией, о которых говорится в главе 9. Формирование этих пород связано с рифтингом, произошедшим 2.4 млрд лет назад, в результате которого возник океан Пенокеан. Выше магматических пород, которые в районе Садбери развиты незначительно, залегают образования краевых фаций океанического трога – граувакки и алевролиты, затем аренилы, превращенные в кварциты. Мощность всех перечисленных пород резко увеличивается в нескольких километрах к югу от южной границы комплекса Садбери, что отображает переход шельфа в континентальный склон. Дислокация гуронских образований произошла во время орогении Пенокеан, датируемой 1.85 млрд лет, связанной с закрытием океана Пенокеан. Основные орогенические события происходили незадолго до образования комплекса Садбери.

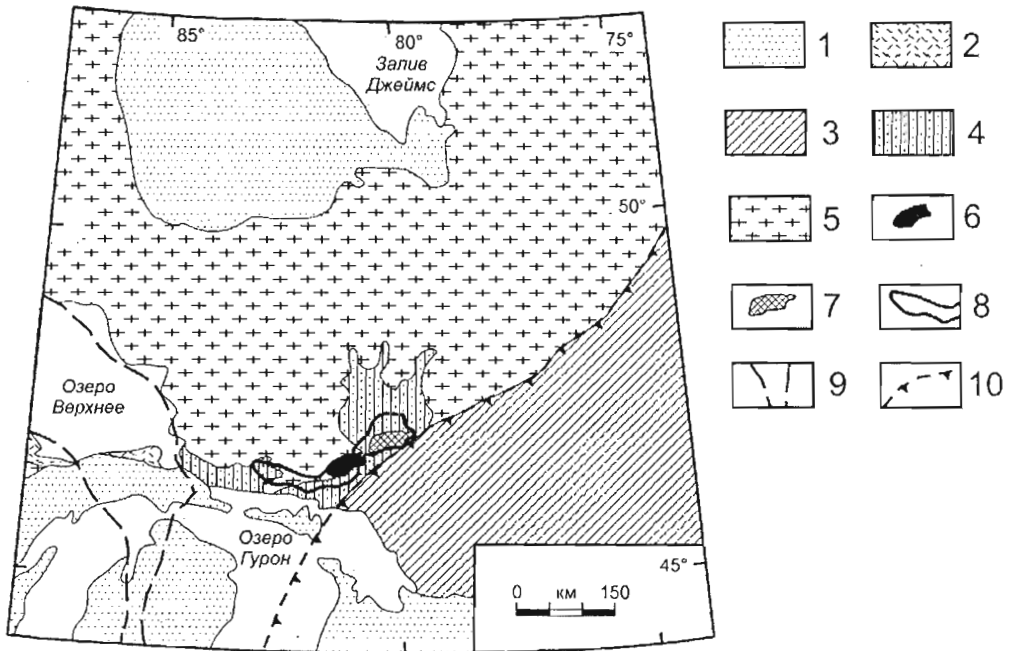


Рис. 8.2.

Положение магматического комплекса Садбери в региональной тектонической структуре (по Voetner et al., 1994, с изменениями).

- 1 - палеозойский осадочный чехол; 2 - образования позднепротерозойской супергруппы Кивинован, связанной с рифтовой системой Мидконтинент; 3 - образования позднепротерозойской тектонической провинции Гренвилл; 4 - раннепротерозойские (гуронские) образования Южной тектонической провинции; 5 - архейские образования тектонической провинции Сьюпериор; 6 - магматический комплекс Садбери; 7 - магнитная аномалия Темагами (по Card et al., 1984), см. рис. 8.8; 8 - гравитационная аномалия Эллиот-Садбери-Энглеарт (по Card et al., 1984); 9 - разломы рифтовой системы Мидконтинент; 10 - фронтальный разлом провинции Гренвилл

<sup>36</sup> Для геологических образований с местными названиями, которые разъясняются в популярных российских словарях геологического содержания, мы используем написание названий, принятое в российских словарях, например, гуронские и гренвилльские образования (прим. переводчика).

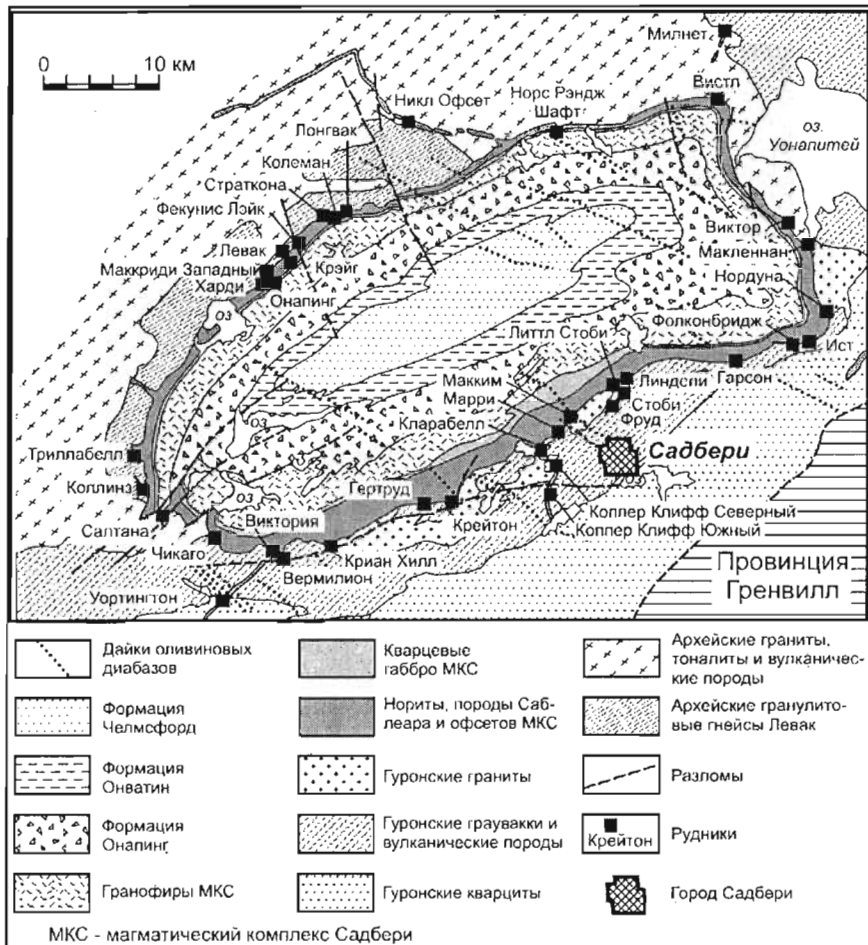


Рис. 8.3.  
Геологическая карта района Садбери

### 8.2.2. Геология структуры Садбери

К числу пород, формирование которых непосредственно связано со становлением комплекса Садбери, относятся (в порядке последовательности их образования): брекчия Садбери, брекчия Футволл, формация Онапинг и собственно магматический комплекс Садбери.

Брекчия Садбери развита в экзоконтакте МКС в виде даек и тел неправильной формы, которые прорезают все породы, предшествующие комплексу Садбери (рис. 8.4). Никогда не наблюдалось, чтобы эта брекчия внедрялась в породы МКС или более молодые породы. Брекчия образована обломками вмещающих пород, размер которых варьирует от микроскопических частиц до глыб более 10 м в диаметре. Матрица, тоже отвечающая материалу вмещающих пород, местами включает обособления гранофира, что свидетельствует о незначительном плавлении. Брекчия Садбери наиболее широко развита непосредственно вблизи МКС, но может удаляться на расстояние до 20 км от его границ (рис. 8.5). Мощность тел крайне изменчива - от 1 см до 100 м и более.

Брекчия Футволл (Footwall Breccia)<sup>37</sup> образована обломками вмещающих пород с небольшим участием обломков ультрамафитовых пород и норитов. Основная масса кварц-полевошпатовая, включает тонкие кристаллы амфибола. Брекчия Футволл хорошо представлена у северной границы структуры Садбери, где образует слой мощностью 10–50 м, залегающий между МКС и подстилающими архейскими гнейсами и монзонитами. Иногда наблюдаются маломощные апофизы, уходящие вниз на расстояние до 10 м. Эта брекчия встречается и у южной границы МКС, но там она развита в значительно меньшей степени (Grant and Bite, 1984).

<sup>37</sup> Этот термин, переводящийся "брекчия подошвы", в районе Садбери используется как собственное название определенного геологического тела (прим. переводчика, согласованное с автором).

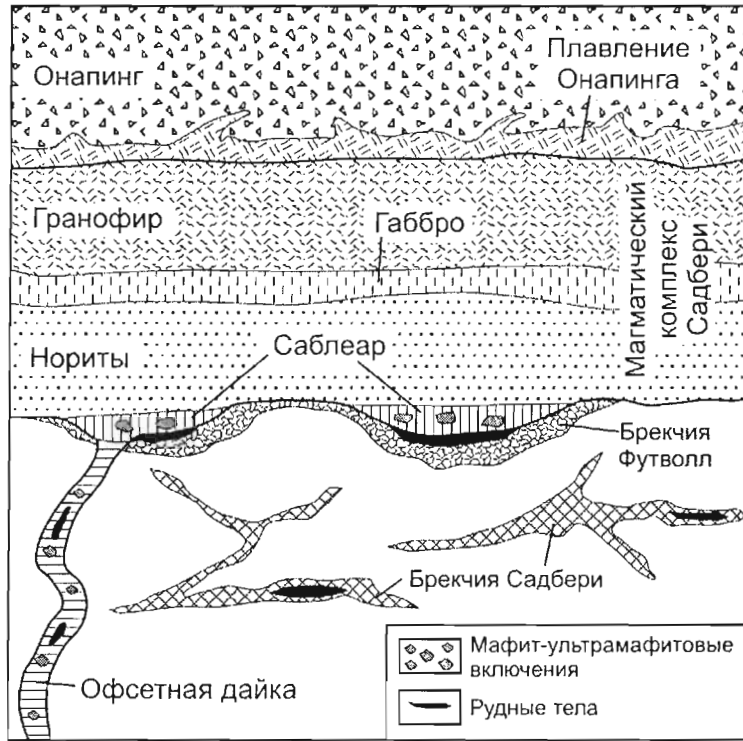


Рис. 8.4.

Схематический вертикальный разрез геологических образований, связанных со становлением комплекса Садбери

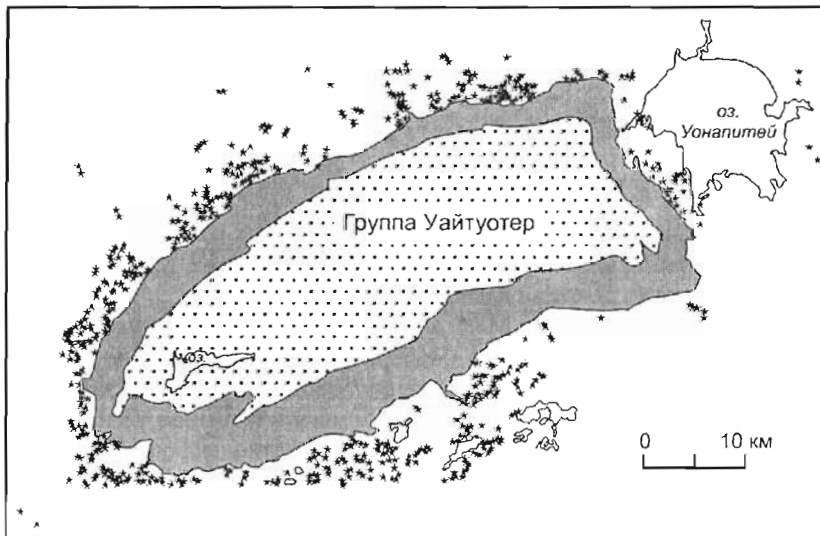


Рис. 8.5.

Распространение брекчии Садбери (местонахождения обозначены звездочками). По Dressler (1984)

Формация Онопинг тоже представлена брекчиями. Она включает четыре подразделения: базальную зону, "Серый", "Зеленый" и "Черный" Онопинг. Базальная зона, начинающая разрез, имеет мощность до 300 м. Она образована обломками вмещающих пород (развитых у границ комплекса Садбери) в магматической матрице. Эта порода, согласно интерпретации Avermann (1999), представляет собой брекчию плавнения. Вышелшащий "Серый Онопинг" (мощностью до 500 м) сложен обломками вмещающих пород и перекристаллизованного стекловатого материала в матрице, образованной мелкими осколками стекла. Этот слой рассматривается

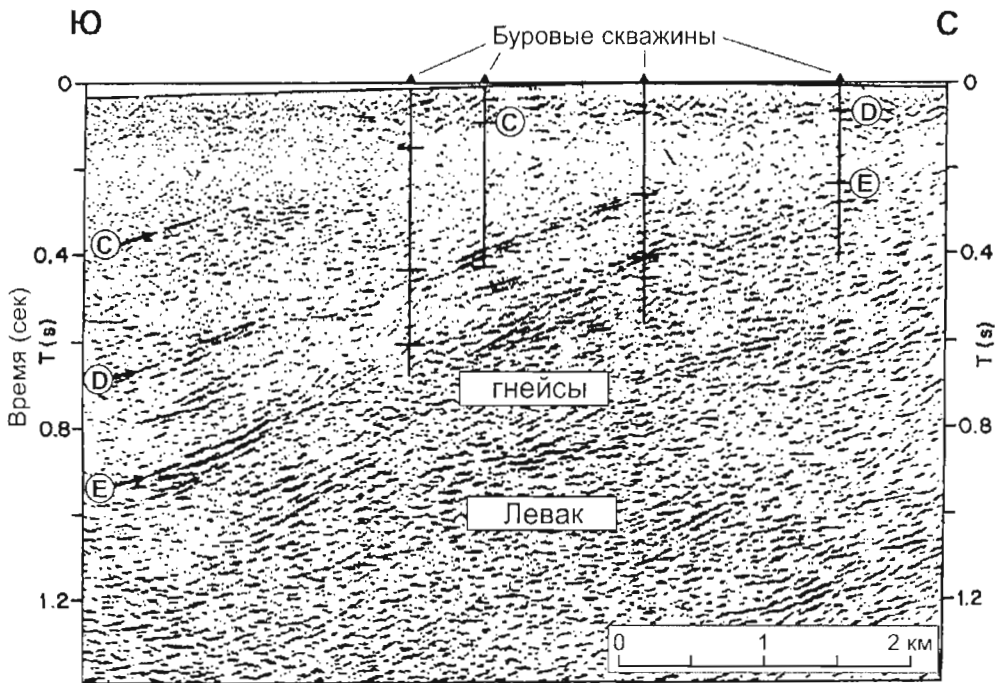
в качестве зювитовой брекчии (зювиты развиты во многих импактных структурах мира). Далее следует "Зеленый Онапинг" (мощностью около 70 м), образование которого, согласно интерпретации Auetmann (1999), связано с "огненным шаром", возникшим в результате взрыва метеорита. Венчающий разрез "Черный Онапинг" (мощностью до 1000 м) представляет собой брекчию, матрица которой содержит 1–3 вес % углерода. Материал этих пород был переработан и переотложен в водной среде.

Магматический комплекс Садбери залегает между брекчией Футволл и формацией Онапинг. Строение этого комплекса обсуждается ниже.

Черный Онапинг вверх постепенно переходит в сланцы Онватин (мощностью около 600 м), которые, в свою очередь, сменяются формацией Челмсфорд (мощностью 850 м). Породы Челмсфорд интерпретируются как образования турбидитовых потоков, сформированные вблизи источника сноса. В некоторых работах формации Онапинг, Онватин и Челмсфорд объединяются в группу Уайтуотер.

В современном тектоническом плане комплекс Садбери и перекрывающие образования образуют серию концентрических тел эллипсоидной формы, погружающихся к центру комплекса. Структура в целом имеет форму бассейна (рис. 8.3).

Card et al. (1984) привлекли внимание к существованию линейной положительной гравитационной аномалии, которая вытянута на расстояние около 300 км от озера Эллиот (на западе) до города Энглехарт на востоке. Комплекс Садбери находится в пределах этой аномалии (рис. 8.2) и совпадает с одним из ее максимумов. Girta et al. (1984) провели комплексную интерпретацию гравимагнитных данных и пришли к выводу, что наблюдаемая обширная аномалия, интенсивность которой в гравитационном поле составляет +20 до +30 мгл, не может быть объяснена породами комплекса Садбери. По их мнению, необходима большая масса пород, имеющих плотность габбро или габбро-анортозита ( $3.02 \pm 0.03 \text{ г/см}^3$ ), которые подстилают МКС на глубине не менее 5 км, распространяясь на значительное расстояние к югу от южной границы комплекса.



- С - граница формации Онапинг и гранофиров МКС
- D - граница гранофиров и габбро-норитовых пород МКС
- E - граница МКС с подстилающими гнейсами Левак

Рис. 8.6.

Сейсмический разрез Северного Рэнджа Садбери (по Milkereit et al., 1992).

Положение линии разреза показано на рис. 8.15

Результаты сейсмических исследований методом отраженных волн по профилям, пройденным в пределах структуры Садбери по программе "Литопроба" (Lithoprobe), показывают, что глубинная структура Садбери является асимметричной (Milkereit et al., 1992). Профиль, пройденный через Северный Рэндж (North Range)<sup>38</sup>, свидетельствует, что осадочные породы формации Онапинг, собственно комплекс Садбери и плотное тело, лежащее ниже МКС (соответствующее гранулитовым гнейсам Левак), погружаются на юг в среднем под углом 25° (рис. 8.6). Нижние отражающие горизонты, соответствующие границам норитов и гнейсов, трассируются с продолжающимся южным падением не только до южной границы комплекса Садбери, но и к югу от нее, где основание МКС залегает на глубине 11–12 км. В сейсмической картине Южного Рэнджа доминирует серия отражающих горизонтов, имеющих умеренно-крутое падение к югу. Shanks and Schwerdtner (1991a,b) интерпретируют эти горизонты как надвиги, которые вызвали телескопирование геологических тел и существенное сокращение размера структуры Садбери в сечении с севера на юг (рис. 8.7). Они считают, что эта зона тектонических нарушений соответствует картируемой на поверхности зоне надвигов Южного Рэнджа, показанной на рис. 8.10 и 8.15. Интерпретация сейсмических данных позволяет предполагать, что первоначальный диаметр структуры Садбери составлял 150–200 км.

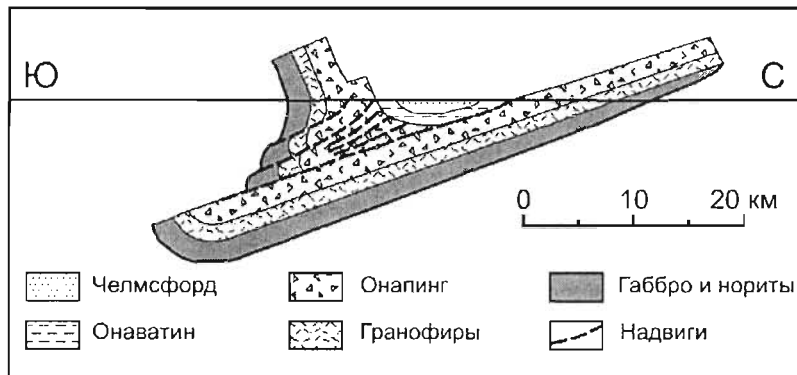


Рис. 8.7.  
Меридиональный разрез структуры Садбери, предполагаемый на основе сейсмических данных (по Shanks and Schwerdtner, 1991a)

Сейсмические данные, полученные по программе "Литопроба", дали основание оспаривать присутствие на глубине 5–8 км крупного тела мафит-ультрамафитовых пород, предполагавшегося в работе Gupta et al. (1984), цитированной выше. McGrath and Broome (1994) провели исследование плотности и сейсмических свойств пород бассейна Садбери и разработали гравитационную модель МКС, объясняющую избыточные массы без привлечения глубинной интрузии. Hearst et al. (1994) изучили магнитную восприимчивость пород по образцам того же бурового керна, который был изучен McGrath and Broome, и, привлекая сейсмические данные, предположили, что региональная магнитная аномалия, охватывающая комплекс Садбери и участок к северо-западу от него, вызвана сильно магнитной разновидностью гнейсов Левак. По мнению Hearst et al. (1994), интенсивная намагниченность последних могла быть обусловлена контактовым метаморфизмом под влиянием МКС.

Итак, появились серьезные возражения против существования крупного интрузивного тела мафит-ультрамафитовых пород, залегающего ниже комплекса Садбери. Гравимагнитное поле в районе МКС может быть объяснено без привлечения такой интрузии. Однако, новые модели не дают объяснения региональной гравитационной аномалии, протягивающейся далеко к западу и востоку от МКС (рис. 8.2). Не объяснена и магнитная аномалия Темагами, сходная с аномалией Садбери, находящаяся к северо-востоку от МКС (рис. 8.8). Бурение, проводившееся там до глубины 2000 м, вскрыло только нормальный разрез докембрийских образований. Отсюда возможно предположить, что крупное мафит-ультрамафитовое тело в районе аномалии Эллиот-Садбери-Энгелхарт все-таки существует, но залегает на глубине большей, чем 5–8 км.

<sup>38</sup> Буквальный перевод английского слова "range" в данном контексте - "зона". Геологи Садбери называют Северным Рэнджем северную половину МКС и вмещающие породы, примыкающие к северному контакту, Южным Рэнджем - аналогичные образования на юге комплекса. Иногда используется выражение "Восточный Рэндж" (прим. переводчика, согласованное с автором).

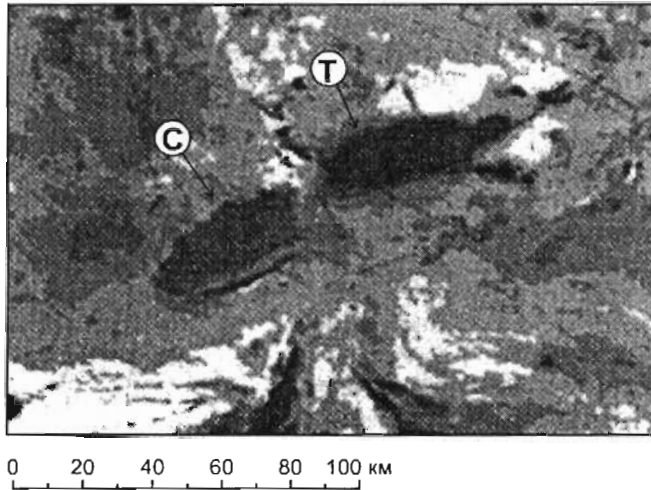


Рис. 8.8.

Аэромагнитная карта района Садбери, где показаны аномалии Садбери (С) и Темагами (Т).  
По Card et al. (1984)

### 8.2.3. Свидетельства взрывной природы структуры Садбери

Многие геологические данные ведут к предположению, что образование структуры Садбери было вызвано необычайно мощным взрывом (см. Рye et al., 1984 и другие цитируемые ниже работы).

1. Структура имеет форму бассейна, что следует из данных как поверхностного и глубинного геологического картирования, так и сейсмических исследований.
2. Вокруг бассейна наблюдается запрокинутое залегание пород, что, в частности, установлено для гуронских образований вдоль южной границы МКС (Dressler, 1984).

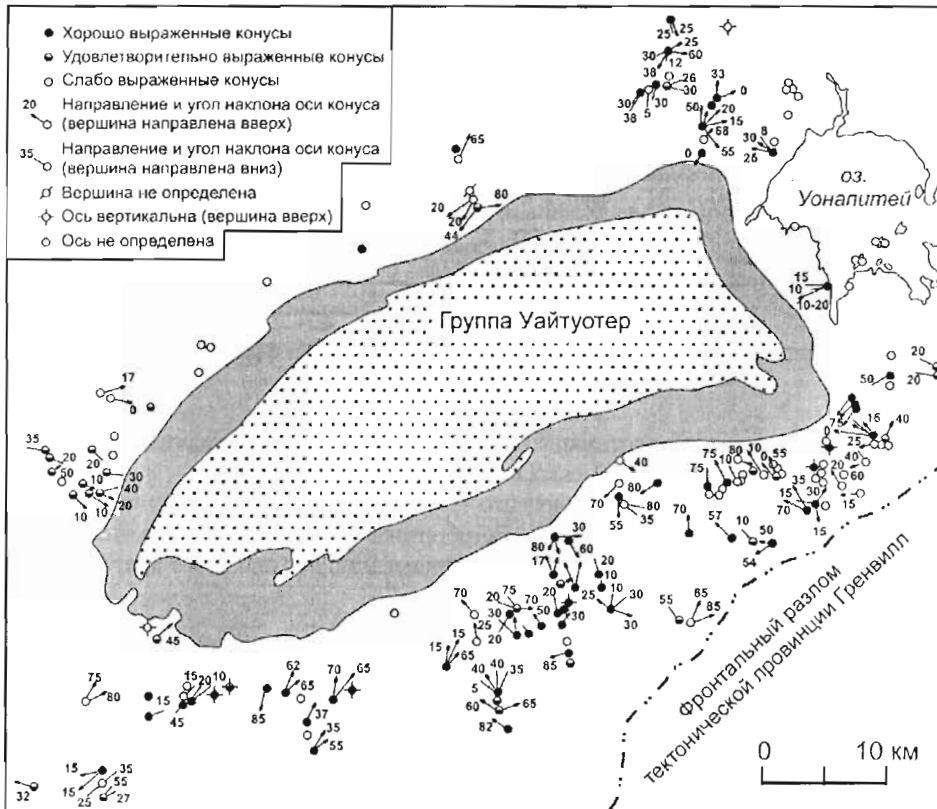


Рис. 8.9.

Распространение конусов скалывания и их ориентировка в районе структуры Садбери (по Dressler, 1984)

3. Широко проявлены явления ударного метаморфизма. По периферии МКС развиты конусы скалывания (shatter cones)<sup>39</sup>, которые наблюдаются на расстоянии до 15 км от границ магматического комплекса (рис. 8.9). Ориентировка осей конусов, после поправок на эпигенетические дислокации, указывает направление к центру предполагаемого взрыва. Некоторые минералы в породах, окружающих МКС, и в обломках пород, включенных в формацию Онапинг, обнаруживают черты, указывающие, что они испытали воздействие удара интенсивностью до 150 кбар, – это значительно большее давление, чем может быть достигнуто при эндогенных эксплозиях. Примером являются ориентированные ламели кварца (Grieve, 1994). Они имеют такую же ориентировку относительно оптической оси *C*, что и ламели тетоморфного стекла, полученные в экспериментах при ударном метаморфизме кварца. Предполагается, что ориентированные ламели отвечают стеклу, образованному при ударе, которое впоследствии было закристаллизовано. Ареал развития ударного кварца вокруг комплекса Садбери лишь слегка меньше площади распространения конусов скалывания (рис. 8.10). Masaitis et al. (1999) обнаружили в формации Онапинг шесть микрокристаллов алмаза, подобных по размеру алмазам из других импактных структур. Образование этого минерала возможно только при весьма высоком давлении.

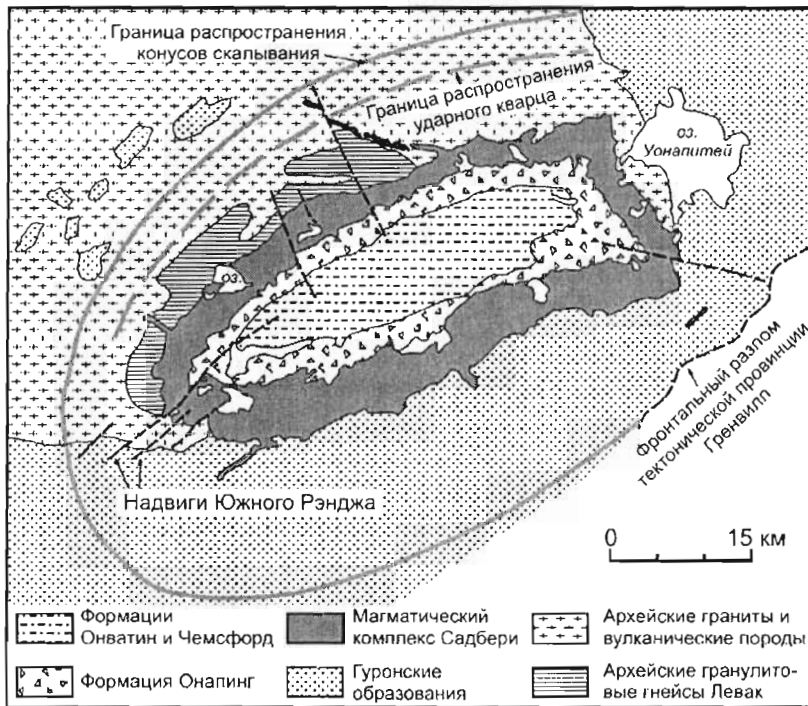


Рис. 8.10.

Карта распространения конусов скалывания и ударного кварца в районе структуры Садбери (по Grieve, 1994)

4. Брекчия Садбери напоминает псевдотрахилиты, развитые во вмещающих породах вокруг импактных структур Вредефорт (Vredefort) и Рис (Ries) (Dressler, 1984).
5. Брекчия Футволл, развитая ниже магматического комплекса Садбери, преимущественно сложена обломками раздробленных вмещающих пород. Ее образование легче всего объяснить ударным метаморфизмом. Обычно считается, что эта брекчия отмечает днище импактного кратера.

<sup>39</sup> Shatter cone - конус дробления, конус скалывания. Это конический обломок породы с четкими следами тектонической штриховки, ограниченный сколами длиной от 1 см и менее до нескольких метров. Такие конусы образуют гнезда или сложные группы в породах со скрытоэксплозивными структурами. Обычно предполагается, что они образуются в результате действия ударных волн, вызванных ударами метеоритов (Dietz, 1959). Конусы скалывания внешне напоминают текстуру "конус в конус" (cone-in cone) в осадочных породах; обычно они встречаются в тонкозернистых однородных породах, например, в карбонатных породах (известняках, доломитах), но также известны в глинистых сланцах, песчаниках, кварцитах и гранитах. Штриховка на поверхности конуса расходится в виде конского хвоста от вершины конуса к его основанию. Вершинный угол конуса сильно варьирует по своей величине, но в целом близок к 90° (Гери и др., 1977, т. 3, стр. 146).



6. Формация Онапинг, интерпретация происхождения которой (по Avermann, 1999) приведена выше, включает типичные зювиты.

Идея о том, что структура Садбери была образована в результате взрыва, вызванного ударом метеорита, впервые высказанная Dietz (1964), в настоящее время поддерживается большинством исследователей. Однако, трудности по-прежнему остаются (Muir, 1984). Некоторые из них обсуждаются ниже.

### 8.3. Внутреннее строение магматического комплекса Садбери

Магматический комплекс Садбери включает главное тело, тела Саблеара<sup>40</sup> и офсеты (офсетные дайки).

#### 8.3.1. Главное тело

В разрезе главного тела МКС снизу вверх представлены (рис. 8.11): 1) приконтактные породы - мафитовые нориты, развитые в Северном Рэндже и кварцевые нориты, развитые в Южном Рэндже; 2) фельзитовые нориты и нориты Южного Рэнджа; 3) кварцевые габбро; 4) гранофиры. Минеральный состав пород отображен на рис. 8.12. Вариации состава пироксенов по разрезу показаны на рис. 8.13 и 8.14.

В кварцевых норитах, которые представляют нижнюю эндоконтактную зону главного тела в Южном Рэндже, наблюдается закономерное возрастание содержания кварца (рис. 8.12) и, соответственно, кремнезема (Naldrett et al., 1970) сверху вниз. Мало вероятно, что эта особенность обусловлена контаминацией *in situ* - одна и та же тенденция наблюдается и там, где в подошве МКС залегают граниты, и там, где в экзоконтакте развиты бедные кремнеземом зеленые сланцы. Увеличение содержания кварца сопровождается прогрессивным увеличением сверху вниз среднего отношения  $Fe/(Mg+Fe)$  в пироксенах кварцевых норитов (рис. 8.14). При этом разница составов наблюдается, в основном, в краях сильно зональных кристаллов пироксенов (отношение  $Fe/(Mg+Fe)$  возрастает там от центра к краю зерен), тогда как состав центральных частей кристаллов остается постоянным (Naldrett et al., 1970). Данные по составу пироксенов, а также уменьшение размера их зерен по направлению к контакту показывают, что развитые вблизи контакта кварцевые нориты не являются кумулятивными породами, а кристаллизовались преимущественно *in situ*.

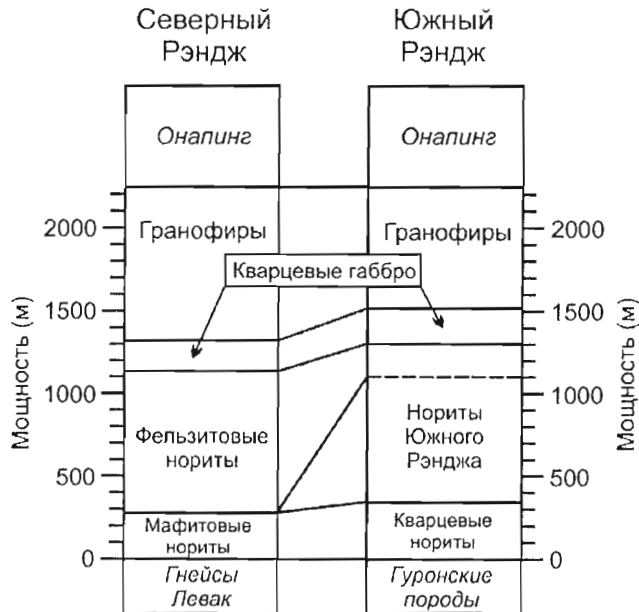


Рис. 8.11.

Обобщенные вертикальные разрезы главного тела магматического комплекса Садбери в Северном и Южном Рэндже (по Naldrett and Hewins, 1984)

<sup>40</sup> Термин "Саблеар" (Sublayer), переводящийся "подслоем, нижележащий слой", в районе Садбери используется как собственное название определенных геологических образований (прим. переводчика, согласованное с автором).

## Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)

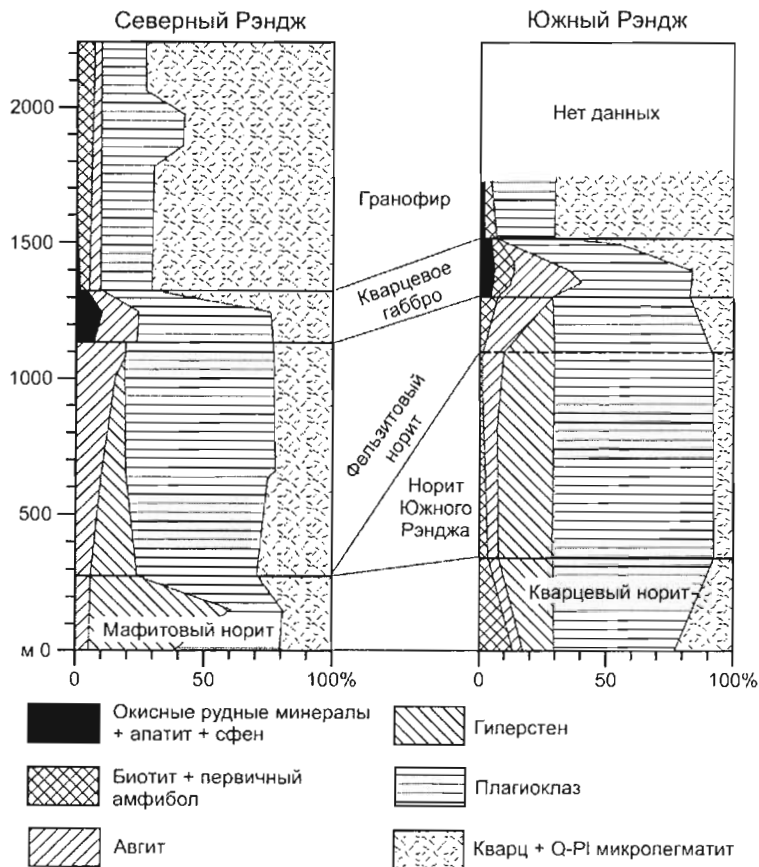


Рис. 8.12.

Изменение минерального состава пород по разрезу главного тела магматического комплекса Садбери (схематизированные данные). По Naldrett et al. (1970), с изменениями

В Северном Рэндже разрез главного тела МКС начинается с мафитовых норитов. Они отличаются от кварцевых норитов значительно большим содержанием гиперстена, достигающим 30–50 мод% (рис. 8.12). Породы средней части слоя представляют собой гиперстеновый кумулат с пойкилитовой структурой, где хадакрсты гиперстена включены в кристаллы плаггиоклаза. Вверх и вниз такая порода постепенно переходит в гиперстен-плаггиоклазовый кумулат с таблитчатыми зернами обоих минералов.

Кварцевые нориты сменяются вверх норитами Южного Рэнджа, а мафитовые нориты (в Северном Рэндже) - фельзитовыми норитами. Те и другие породы представляют собой PI–Opx–Crх кумулаты. Они обнаруживают скрытую расслоенность, которая проявляется в закономерном изменении отношений Fe/(Mg+Fe) в пироксенах (рис. 8.13, 8.14) и в изменении содержания анортита в плаггиоклазе (Naldrett et al., 1970). Характер изменения состава минералов по разрезу названных пород согласуется с моделью фракционной кристаллизации (Naldrett et al., 1970). Выше норитов и в Северном, и Южном Рэндже залегают кварцевые габбро, где ортопироксен исчезает из числа кумулатных фаз, а к кумулусу добавляются магнетит и апатит. Тренд скрытой расслоенности, наблюдавшийся в норитах, продолжается и в нижней части разреза кварцевых габбро, однако, он не прослеживается в их верхней части из-за сильного гидротермального изменения пород. В верхней половине разреза кварцевых габбро наблюдается быстрое увеличение содержания гранофировых сростков плаггиоклаза и кварца за счет кумулуса плаггиоклаза и пироксенов (рис. 8.12). Продолжение этой тенденции вверх ведет к постепенному переходу габбро в выше лежащие гранофиры. Большая часть гранофиров представляет собой однородную породу, состоящую из 75 мод% гранофировых сростков плаггиоклаза и кварца и 25 мод% идиоморфного плаггиоклаза + клинопироксена, хотя отмечаются зоны, содержащие до 50 мод% идиоморфного плаггиоклаза.

Согласно описаниям Coleman (1913), Burrows and Rickaby (1930), Moore (1930), Stevenson (1963) и Muir (1983), гранофиры сменяются выше лежащим Базальным Онапингом с постепенным переходом, но граница является неровной. Muir and Peredery (1985) наблюдали в Северном Рэндже резкий контакт.

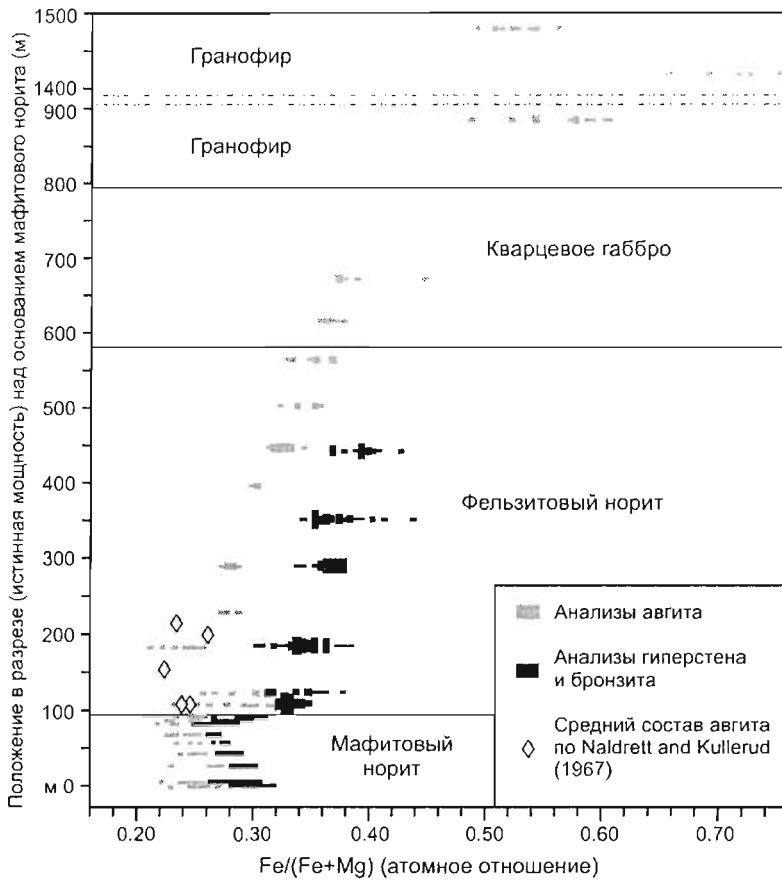


Рис. 8.13.

Вариации состава пироксенов в породах главного тела магматического комплекса Садбери по разрезу Северного Рэнджа (по Naldrett et al., 1970)

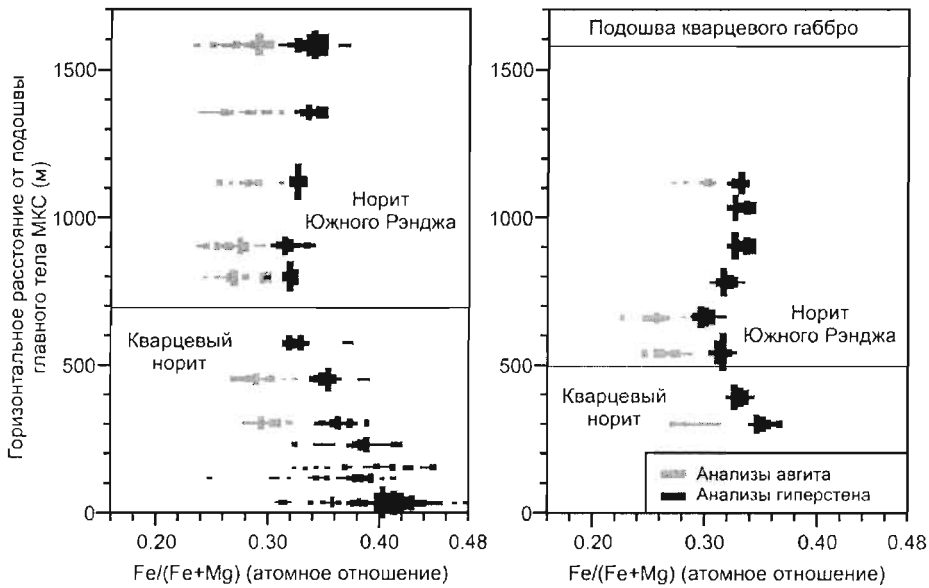


Рис. 8.14.

Вариации состава пироксенов в породах главного тела магматического комплекса Садбери по двум разрезам Южного Рэнджа (по Naldrett et al., 1970)

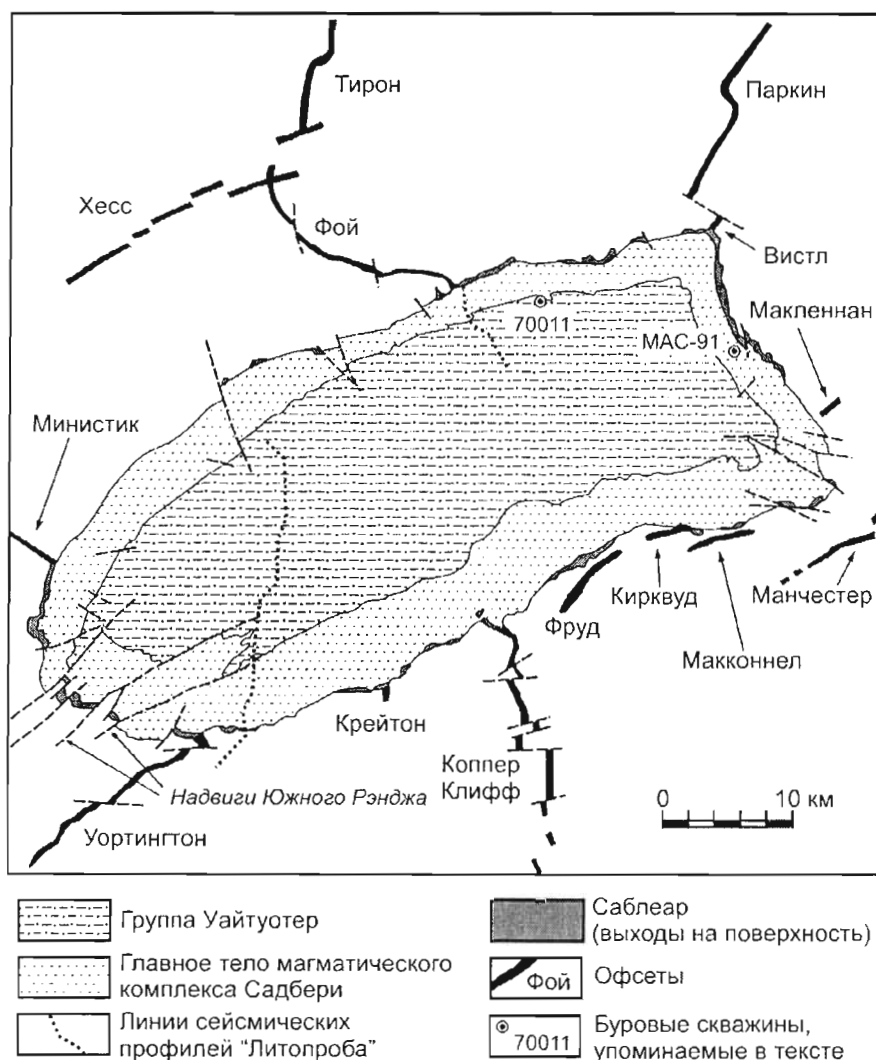


Рис. 8.15.

Распространение Саблеара и офсетов в магматическом комплексе Садбери (по Naldrett et al., 1984b, с дополнениями по Lightfoot et al., 2001)

### 8.3.2. Саблеар и находящиеся в нем включения

Саблеар распространен вокруг главного тела МКС прерывисто (рис. 8.15). Во многих работах он подразделяется на контактовый Саблеар, развитый у контактов главного тела, и Саблеар, образующий дайки, преимущественно радиальные, называемые в Садбери "офсетами". Однако, Lightfoot et al. (1997a) показали (см. раздел 8.4.2), что породы, образующие офсеты, близки по своей геохимии породам главного тела МКС и сильно отличаются от пород "контактового Саблеара". В этой работе понятие "Саблеар" используется только применительно к образованиям, которые ранее рассматривались в качестве "контактового Саблеара".

Саблеар, обычно образующий тела мощностью 200–300 м, состоит из мелкозернистых до среднезернистых норитов и габбро. Эти породы отличаются от фельзитовых норитов и кварцевых габбро главного тела МКС низким содержанием кварца по отношению к пироксенам (Naldrett et al., 1972). Как показали Lightfoot et al. (1997a), структура норитов Саблеара варьирует от пойкилитовой до гипидиоморфнозернистой ("непойкилитовой"), а состав - от лейкократовых норитов до меланоритов. Меланориты, имеющие пойкилитовую структуру, представляют собой линзовидные обособления в норитах гипидиоморфнозернистой структуры. В карьере рудника Вистл (на северо-востоке Садбери) Lightfoot et al. (1997a) наблюдали постепенный переход (на расстоянии 5 м) от пойкилитового меланорита к гипидиоморфнозернистому гранулярному нориту. Гипидиоморфнозернистые ("непойкилитовые") нориты были подразделены Lightfoot et al. (1997a) на лейкократовые, богатые ортопироксеном и дупироксеновые. Первые являются более фракционированными.

**Петрография мафит-ультрамафитовых включений, предположительно происходящих из глубоко залегающих расслоенных интрузий (по Scribbins et al., 1984)**

Порода	Минерал	К-во (мод%)	Размер зерен (мм)	Характеристика минерала
Гарибургит	Оливин	45–70	до 2 (редко до 6)	Ксеноморфный, близкий изометричному; округлые зерна; резорбированные зерна (0.2–1 мм), пойкилитово включенные в ортопироксен и плагиоклаз
	Ортопироксен	15–50	1–3	Таблитчатый; реакционные каемки, окружающие зерна оливина, включенные в плагиоклаз
	Плагиоклаз	5–10	<0.5	Интерстиционный. Антитетическое соотношение между размером зерен оливина и обилием плагиоклаза
	Клинопироксен	0–5	0.5–1	Интерстиционный, с неровными краями
Верлит	Оливин	45–60	до 10	Крупные изометричные и удлиненные зерна; сферические резорбированные зерна (0.1–0.2 мм), пойкилитово включенные в кристаллы ортопироксена и плагиоклаза
	Клинопироксен	30–50	<3	Мельче оливина и более изменчив по размеру. Крупные зерна часто представлены простыми двойниками
	Плагиоклаз	<10	<0.5	Интерстиционный
	Ортопироксен	<5	0.2–0.4	Обычно пойкилитово включен в плагиоклаз
Вебстерит	Клинопироксен	65–85	0.4–3	Ксеноморфный, обычно непрозрачен из-за эксклюзионных включений
	Ортопироксен	10–25	0.1–3	Ксеноморфный, с неровными краями, исключая идиоморфные и гипидиоморфные окончания зерен в плагиоклазе
	Плагиоклаз	<10	<0.5	Интерстиционный
	Оливин	0–10	<0.4	Резорбированные округлые зерна, пойкилитово включенные в оба пироксена
Меланорит	Ортопироксен	60–80	0.5–2 (до 3)	Гипидиоморфный, в основном таблитчатый
	Плагиоклаз	10–30	до 2	Интерстиционные гипидиоморфные зерна; лейсты в ортопироксене
	Клинопироксен	<5	<1	Интерстиционный или в сростках с ортопироксеном
	Оливин	0–10	0.1–2	Округленные зерна (0.1–0.2 мм), включенные в ортопироксен и плагиоклаз
Авгитовый меланорит	Ортопироксен	45–60	до 1.5x0.4	Зерна с неровными краями, часто в сростках с ортопироксеном; призмы (до 0.5 мм)
	Плагиоклаз	20–30	<1.5	Интерстиционные ксеноморфные зерна; лейсты в ортопироксене
	Клинопироксен	10–25	до 1.5	Ксеноморфные зерна с неровными краями в сростках с ортопироксеном
	Оливин	0–5	0.05–0.2	Резорбированные зерна, пойкилитово включенные в плагиоклаз и ортопироксен

Геологические соотношения между Саблеаром и главным телом МКС свидетельствуют о их близком одновременном формировании. С одной стороны, наблюдались блоки кварцевых норитов главного тела, включенные в Саблеар, с другой стороны, - зоны Саблеара, включенные в нориты главного тела. Контакты между Саблеаром и главным телом никогда не сопровождаются зонами закалки. В Северном Рэндже петрографические различия между породами главного тела и Саблеара проявлены вполне отчетливо: породы Саблеара имеют меньший размер зерен и меньшее содержание кварца. В Южном Рэндже подобные различия не фиксируются, и некоторые геологи считают, что там имеет место постепенный переход между Саблеаром и главным телом (Slaught, 1951; Cochrane, 1984).

Некоторые тела Саблеара содержат включения, которые подразделяются на две группы. В первую группу входят местные породы, во вторую - мафитовые и ультрамафитовые породы, многие из которых в районе Садбери не обнажены. Согласно Scribbins et al. (1984), состав пород второй группы изменяется от перидотитов через клино- и ортопироксениты до оливковых норитов (табл. 8.1). Большинство пород имеет катакластические или кумулатные структуры. Состав оливина варьирует от Fo<sub>86</sub> до Fo<sub>72</sub>, при этом содержание Fo снижается с увеличением содержания плагиоклаза в породе (рис. 8.16). Scribbins et al. (1984) пришли к выводу, что включения мафит-ультрамафитовых пород происходят из расслоенной интрузии, которая кристаллизовалась и фракционировала на умеренной глубине в пределах коры.

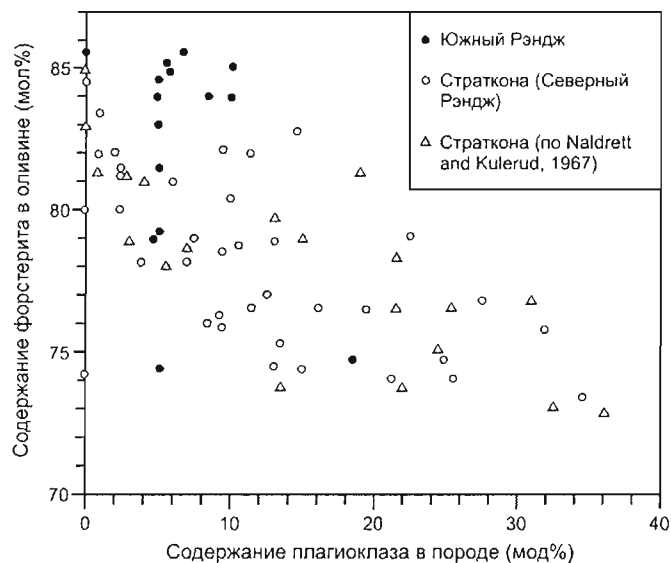


Рис. 8.16.

Ковариации содержания форстерита в оливине и модального содержания плагиоклаза в мафитовых и ультрамафитовых включениях, находящихся в Саблеаре (по Scribbins et al., 1984)

### 8.3.3. Офсеты

Офсеты представляют собой дайкоподобные тела, расположенные радиально, в некоторых случаях концентрически по отношению к главному телу МКС (рис. 8.15). Они удаляются на расстояние до 20 км от главного тела, обычно имея ширину (мощность) 70–100 м. Офсеты, как правило, сложены кварцевыми диоритами. Grant and Bite (1984) установили несколько разновидностей кварцевых диоритов (от гиперстенового до биотитового), переходы между которыми являются постепенными. Вариации состава объяснились различной степенью контаминированности пород. Согласно Lightfoot et al. (1997a), кварцевые диориты офсета Паркин представляют собой мелкозернистые до среднезернистых, равномерно и неравномерно зернистые породы, сложенные мафитовыми минералами (45–55 %), плагиоклазом (30–45 %) и кварцем (5–15 %) с небольшим количеством Q–Pl гранофиловых сростков и непрозрачных минералов.

## 8.4. Геохимия магматического комплекса Садбери

В табл. 8.2. приведены примеры составов пород МКС и перекрывающих образований Базального Онапинга по скв. 70011 (восточная часть Северного Рэнджа), а на рис 8.17 показаны вариации некоторых геохимических параметров по разрезу этой скважины, вскрывшей полный разрез главного тела МКС и залегающего ниже тела Саблеара<sup>41</sup>.

### 8.4.1. Породообразующие компоненты

Средние петрохимические составы типичных пород магматического комплекса Садбери представлены в табл. 8.3.

<sup>41</sup> Аналитические данные по скв. 70011 любезно предоставлены автору сотрудниками Мюнхенского университета А. Дэйчем (A. Deutsch) и М. Остерманном (M. Ostermann) при содействии А.А. Аришкина.

**Химические составы пород магматического комплекса Садбери  
и перекрывающих пород формации Базальный Онапинг по скважине 70011  
(восточная часть Северного Рэнджа). Аналитические данные А. Deutsch  
и М. Ostermann (Мюнхенский университет, Германия)**

Глубина (м)	82	85	88	91	94	396	549	701	930	1006
Порода	БО	БО	БО	Гр	Гр	Гр	Гр	Гр	Гр	Гр
MgNo	0.52	0.50	0.39	0.44	0.28	0.30	0.30	0.31	0.34	0.31
SiO <sub>2</sub>	70.68	72.40	78.75	74.29	71.68	68.08	69.75	68.69	71.16	71.62
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.45	0.41	0.57	0.73	1.00	0.93	0.97	0.86	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.30	13.37	9.81	12.54	12.51	13.20	12.86	13.18	12.92	12.78
FeOT	2.26	2.97	2.64	2.53	4.94	6.55	4.54	6.74	4.02	4.67
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.08	0.06	0.08	0.07	0.07
MgO	1.16	1.39	0.79	0.93	0.93	1.31	0.93	1.47	1.00	1.01
CaO	2.67	1.63	2.74	1.63	2.19	2.38	3.08	1.36	3.13	1.71
Na <sub>2</sub> O	7.14	3.60	3.03	3.57	3.16	3.58	4.54	3.50	6.36	6.38
K <sub>2</sub> O	0.52	4.02	1.74	3.81	3.67	3.55	3.13	3.79	0.32	0.78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.13	0.06	0.11	0.12	0.28	0.18	0.21	0.15	0.15
S	0.04	0.03	0.05	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03
Ni	264	28	28	13	10	3	9	7	11	11
Co	35	34	41	70	42	45	34	56	37	44
Cu	8	10	7	3	7	14	10	4	13	10
Cr	49	48	46	29	33	22	21	33	18	39
V	31	67	25	34	53	134	36	52	24	18
Rb	16	113	46	91	94	96	86	164	14	38
Sr	620	319	459	210	224	170	152	150	202	144
Ba	321	2154	724	1382	1381	1105	868	1194	229	257
Pb	4	6	5	4	8	6	7	8	8	14
Nb	3	6	9	11	12	14	16	17	16	18
Zr	76	176	217	264	276	265	326	257	333	287
La	19.5	39.4	57.1	48.6						57.5
Ce	33.6	79.8	113.1	100.5						119.3
Pr	3.2	8.1	11.9	10.6						11.5
Nd	10.3	27.4	40.4	36.7						44.0
Sm	1.4	4.4	6.4	6.2						8.2
Eu	1.1	1.3	1.0	1.3						1.5
Gd	1.3	4.5	5.9	6.0						7.1
Tb	0.13	0.45	0.73	0.70						1.01
Dy	0.48	2.16	3.76	3.61						5.62
Ho	0.08	0.40	0.69	0.72						1.09
Er	0.26	1.11	1.94	2.06						3.11
Tm	0.03	0.15	0.28	0.30						0.48
Yb	0.30	1.01	1.84	2.01						3.09
Lu	0.05	0.18	0.29	0.31						0.48
La/Sm	13.92	8.96	8.92	7.83						7.01
Sm/Yb	4.67	4.36	3.48	3.08						2.65

Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)

Продолжение табл. 8.2

Глубина (м)	1311	1501	1539	1593	1631	1722	1731	1814	1821	1843
Порода	Гр	КГ	КГ	КГ	КГ	КГ	КГ	КГ	Нор	Нор
MgNo	0.14	0.20	0.22	0.32	0.37	0.46	0.53	0.56	0.55	0.54
SiO <sub>2</sub>	71.45	69.89	65.15	58.74	56.28	57.17	56.66	59.07	59.81	60.40
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.94	1.31	2.13	1.78	1.19	0.54	0.66	0.69	0.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.60	13.08	13.35	13.70	14.64	14.69	16.03	16.49	16.27	16.33
FeOT	5.47	5.00	8.39	10.09	10.99	9.89	8.52	6.14	7.04	7.16
MnO	0.09	0.09	0.14	0.17	0.14	0.13	0.15	0.13	0.13	0.15
MgO	0.44	0.61	1.14	2.24	3.13	3.97	4.60	3.76	4.03	3.97
CaO	1.96	2.67	3.91	6.18	7.03	7.88	8.51	5.82	5.89	6.23
Na <sub>2</sub> O	3.34	6.07	3.69	3.72	3.25	3.42	3.50	7.38	4.20	3.26
K <sub>2</sub> O	3.90	1.47	2.63	2.27	2.15	1.53	1.40	0.40	1.84	1.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.17	0.30	0.75	0.61	0.12	0.08	0.14	0.10	0.17
S	0.02	0.01	0.03	0.02	0.05	0.07	0.05	0.02	0.01	0.02
Ni	3	13	9	6	15	11	14	20	18	13
Co	70	38	60	51	56	60	51	39	41	55
Cu	10	7	11	21	23	28	19	14	11	12
Cr	20	56	48	43	85	56	43	56	52	47
V	15	16	39	187	594	765	181	156	150	138
Rb	86	44	90	114	102	7	10	9	13	10
Sr	171	210	240	358	416	402	468	423	485	451
Ba	1048	456	966		923	465	465	234	832	559
Pb	9	10	15	6	7	8	9	13	10	12
Nb	13	17	15	13	7	5	6	8	9	8
Zr	344	269	225	173	137	125	123	151	147	138
La	61.7	42.2	61.7	38.0	31.6	22.0	22.9	27.9	26.4	30.6
Ce	124.7	90.8	131.2	86.5	72.3	46.7	49.2	58.5	56.6	62.3
Pr	13.6	9.8	14.8	9.4	8.3	5.4	5.2	6.5	5.9	7.1
Nd	49.5	36.2	55.9	36.6	32.7	20.4	19.3	24.3	21.8	26.9
Sm	8.9	6.7	10.4	6.9	6.3	4.1	3.6	4.5	4.0	4.9
Eu	1.5	1.5	2.4	1.6	1.7	1.1	1.0	1.3	1.2	1.2
Gd	8.0	6.1	9.6	6.2	6.5	4.6	3.6	4.6	4.1	5.0
Tb	1.11	0.82	1.26	0.83	0.80	0.64	0.45	0.69	0.48	0.60
Dy	6.01	4.77	6.38	4.63	4.01	3.16	2.56	3.37	2.58	3.31
Ho	1.22	0.96	1.26	0.89	0.77	0.63	0.51	0.66	0.52	0.64
Er	3.57	2.78	3.47	2.42	2.10	1.78	1.54	1.95	1.55	1.76
Tm	0.52	0.42	0.49	0.37	0.29	0.27	0.22	0.27	0.23	0.26
Yb	3.47	2.80	3.42	2.39	1.83	1.85	1.52	1.90	1.62	1.80
Lu	0.54	0.43	0.53	0.37	0.27	0.28	0.24	0.28	0.26	0.26
La/Sm	6.93	6.29	5.93	5.51	5.02	5.37	6.35	6.21	6.59	6.25
Sm/Yb	2.56	2.39	3.04	2.89	3.44	2.22	2.37	2.37	2.48	2.72



Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)

Продолжение табл. 8.2

Глубина (м)	1981	2012	2103	2217	2275	2280	2298	2317	2336	2352
Порода	Нор	Нор	Нор	Нор	Саб	Саб	Саб	Саб	Саб	Саб
MgNo	0.60	0.56	0.62	0.59	0.77	0.65	0.68	0.62	0.76	0.64
SiO <sub>2</sub>	60.04	61.20	58.92	60.28	57.26	54.74	52.22	54.04	53.10	54.58
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.61	0.44	0.59	0.77	0.51	0.54	0.77	0.32	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.51	16.02	17.63	16.26	10.02	16.14	9.59	16.18	3.63	13.80
FeOT	6.75	6.39	6.30	6.77	9.02	7.75	10.88	9.21	11.43	9.94
MnO	0.11	0.13	0.11	0.11	0.19	0.18	0.18	0.13	0.29	0.17
MgO	4.76	3.95	4.92	4.61	14.29	6.96	11.11	7.04	17.57	8.37
CaO	6.30	6.05	7.43	6.21	5.36	8.50	12.75	8.14	12.96	8.86
Na <sub>2</sub> O	3.07	4.14	2.92	3.32	2.05	3.75	2.14	3.26	0.60	2.45
K <sub>2</sub> O	1.81	1.33	1.23	1.70	0.93	1.40	0.51	1.04	0.06	0.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.17	0.09	0.14	0.13	0.07	0.07	0.18	0.04	0.18
S	0.03	0.02	0.05	0.04	0.13	0.24	1.29	0.16	0.09	0.12
Ni	17	22	22	29	153	159	468	193	269	181
Co	45	40	42	45	82	49	82	65	55	45
Cu	20	13	19	20	40	420	496	90	202	140
Cr	59	47	87	102	565	212	493	297	460	418
V	109	130	95	132	198	123	146	151	155	178
Rb	61	46	41	61	38	42	17	39	1	32
Sr	436	464	496	429	277	571	321	476	33	483
Ba	539	629	454	570	222	845	155	385	55	445
Pb	6	7	12	14	41	23	29	18	28	
Nb	6	8	5	7	4	4	3	4	1	2
Zr	126	156	101	108	69	75	71	96	38	89
La	28.1	26.5	24.1	25.8	15.2	14.3	15.5	23.8	11.2	21.1
Ce	59.5	56.3	43.2	54.3	32.3	30.5	38.1	50.6	27.1	49.2
Pr	6.7	6.3	4.7	6.0	3.5	3.2	4.9	5.7	3.6	6.1
Nd	25.4	23.5	16.9	22.0	13.7	11.4	21.5	21.9	15.5	24.9
Sm	4.6	4.4	3.1	4.1	2.8	2.2	4.8	3.8	3.6	5.3
Eu	1.1	1.1	1.1	1.1	0.7	0.8	1.2	1.2	0.7	1.3
Gd	4.7	4.7	3.4	4.7	3.1	2.6	4.0	3.7	3.5	4.9
Tb	0.54	0.64	0.39	0.64	0.46	0.31	0.59	0.45	0.50	0.61
Dy	2.93	2.88	2.13	2.94	2.21	1.48	3.22	2.34	2.58	3.29
Ho	0.58	0.60	0.44	0.59	0.46	0.31	0.60	0.45	0.51	0.64
Er	1.57	1.69	1.23	1.69	1.33	0.95	1.57	1.27	1.35	1.71
Tm	0.23	0.24	0.18	0.26	0.19	0.14	0.22	0.19	0.20	0.24
Yb	1.57	1.72	1.20	1.78	1.43	1.06	1.50	1.35	1.27	1.65
Lu	0.24	0.26	0.19	0.27	0.23	0.17	0.22	0.21	0.21	0.25
La/Sm	6.11	6.02	7.77	6.29	5.42	6.49	3.24	6.25	3.10	3.98
Sm/Yb	2.93	2.56	2.58	2.30	1.96	2.08	3.20	2.81	2.83	3.21

Породообразующие окислы и S - вес%, микроэлементы - ppm.

Порода: БО - Базальный Онапинг; Гр - гранофир; КГ - кварцевое габбро; Нор - нориты;

Саб - породы Саблеара, в т.ч. меланократовые включения.

MgNo - молекулярное отношение MgO/(MgO+FeOT).

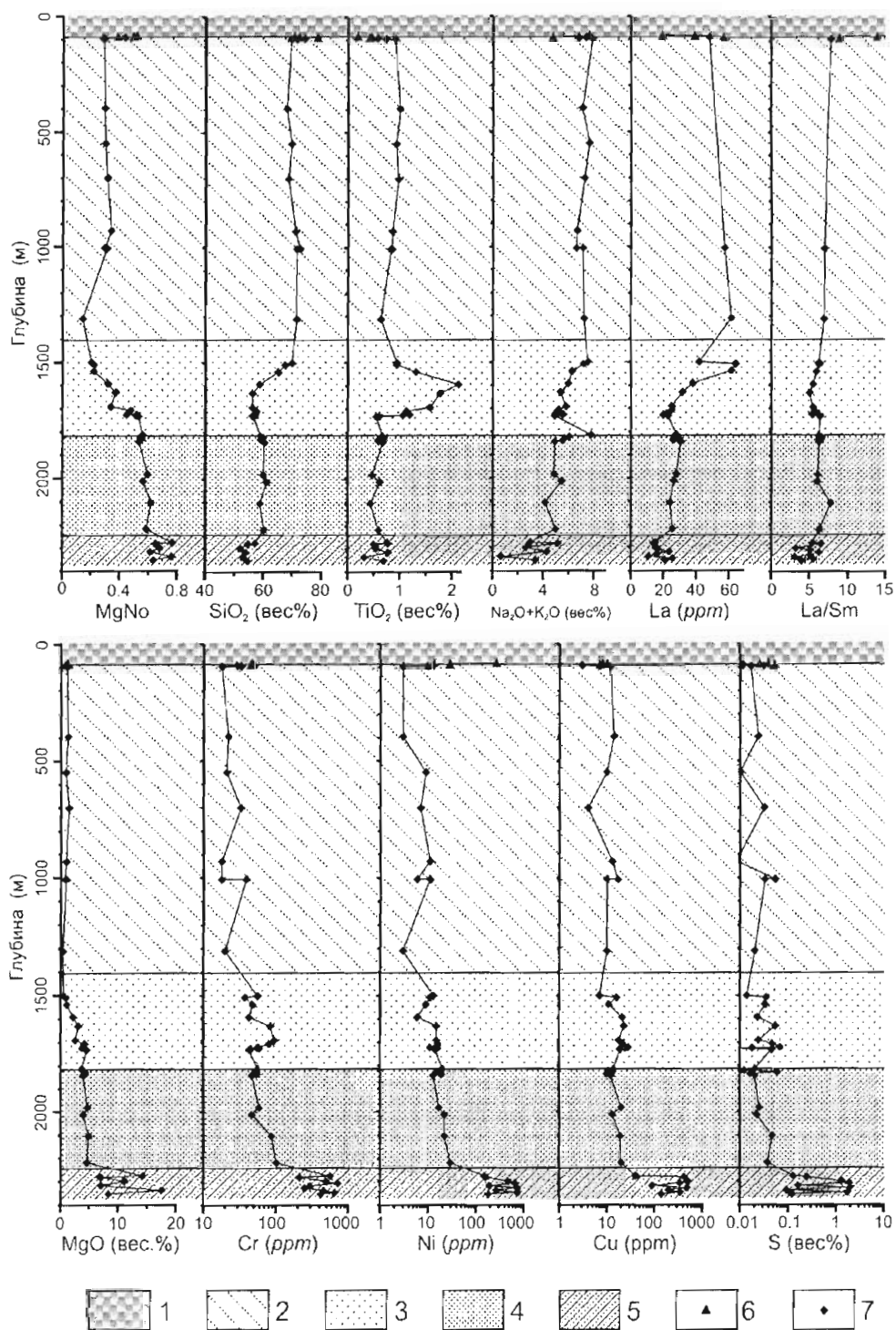


Рис. 8.17.

Вариации некоторых геохимических параметров по разрезу магматического комплекса Садбери и в перекрывающих породах формации Базальный Оналинг по скважине 70011 (восточная часть Северного Рэнджа). Аналитические данные А. Deutsch и М. Ostermann (Мюнхенский университет, Германия). Расположение скважины показано на рис. 8.15.

1 - Базальный Оналинг; 2 - гранофиры; 3 - кварцевое габбро; 4 - нориты; 5 - породы Садбери, в т.ч. меланократовые включения; 6 - проанализированные образцы Базального Оналинга;

7 - проанализированные образцы пород МКС.

**Средние петрохимические составы пород  
магматического комплекса Садбери (вес%)**

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOT	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП	Сумма	MgNo	Na <sub>2</sub> O/ K <sub>2</sub> O
1 (Офсет)	50.70	1.56	16.30	11.40	0.17	4.91	7.92	2.76	1.66			97.38	0.43	1.66
2 (Офсет)	55.30	0.94	14.30	10.80	0.15	4.43	6.71	2.61	1.70			96.94	0.42	1.54
3 (Офсет)	61.50	0.73	14.90	6.84	0.11	3.82	4.70	3.15	2.60			98.35	0.50	1.21
4 (Кв. н.)	56.70	0.57	16.30	7.44	0.12	6.10	6.66		1.40			95.29	0.59	
5 (Кв. н.)	57.00	1.34	16.40	7.33	0.13	6.40	7.28	2.41	1.55			99.84	0.61	1.55
6 (Н.Ю.Р)	55.40	0.49	17.80	7.35	0.12	6.68	7.75	2.50	1.10			99.19	0.62	2.27
7 (Фел. н.)	60.40	0.65	15.60	7.19	0.13	3.81	6.05	3.12	1.96			98.91	0.49	1.59
8 (Кв. г.)	58.80	1.62	13.50	10.50	0.14	2.66	5.48	3.13	2.13			97.96	0.31	1.47
9 (Гран.)	60.10	0.65	13.70	5.21	0.09	1.08	2.15	3.31	5.00			91.29	0.27	0.66
10 (Гран.)	69.89	0.80	12.67	4.97	0.08	1.02	2.25	4.17	2.78	0.17	1.04	99.84	0.27	1.50
11 (Кв. г.)	55.79	1.46	14.86	9.46	0.14	3.70	7.33	3.90	1.47	0.46	1.08	99.64	0.41	2.66
12 (Нор.)	57.79	0.60	15.53	7.64	0.13	5.75	6.45	3.22	1.42	0.15	1.31	99.99	0.57	2.26
13 (Сабл.)	52.35	0.54	9.11	11.07	0.21	12.42	10.30	1.71	0.56	0.12	1.62	100.01	0.67	3.07
14 (Ср-взв.)	64.37	0.84	13.32	6.52	0.11	3.07	4.31	3.79	2.18	0.20	1.14	99.84	0.46	1.74
15 (Средн.)	64.19	0.75	14.89	5.57	0.08	2.90	4.10	3.35	2.96	0.23		99.02	0.48	1.13
16 (Кв. н.)	57.00	1.34	16.40	7.33	0.13	6.40	7.28	2.41	1.55	0.16		100.00	0.61	1.55

1 - Бедный кварцем офсет Южного Рэнджа (Grant and Bite, 1984, Табл. 12.2, № 4, среднее из 4 анализов); 2 - Типичный офсет Южного Рэнджа (Grant and Bite, 1984, Табл. 12.2, № 2, среднее из 14 анализов); 3 - Офсет Северного Рэнджа (Grant and Bite, 1984, Табл. 12.2, № 5, среднее из 17 анализов); 4 - Кварцевый норит (Grant and Bite, 1984, Табл. 12.2, № 6, среднее из 31 анализа); 5 - Кварцевый норит (Collins, 1934, стр. 140, № 92W); 6 - Норит Южного Рэнджа (Collins, 1934, стр. 140, № 89W); 7 - Фельзитический норит (Grant and Bite, 1984, Табл. 12.2, № 9, среднее из 31 анализа); 8 - Кварцевое габбро (Grant and Bite, 1984, Табл. 12.2, № 10, среднее из 17 анализов); 9 - Гранофир (Collins, 1934, стр. 139, № 56W); 10-14 - Средние составы по разрезу скважины 70011, Северный Рэндж (по Ariskin et al., 1999, Table 2): 10 - Гранофир (59.6 % разреза); 11 - Кварцевое габбро (13.7 % разреза); 12 - Нориты (20.2 % разреза); 13 - Саблеар (6.5 % разреза); 14 - Средневзвешенный состав; 15 - Средний состав МКС (по Collins, 1934); 16 - Средний состав кварцевого норита (по Naldrett and Hewins 1984).

MgNo - молекулярное отношение MgO/(MgO+FeOT).

**Главное тело**

Геологические и петрографические данные позволяют полагать, что состав магмы МКС в Южном Рэндже был близок составу кварцевого норита. Довольно высокое значение MgNo (молекулярное отношение MgO/(MgO+FeOT) = 0.61) указывает, что этот состав был относительно примитивным.

Поскольку комплекс Садбери был образован в континентальной обстановке, Naldrett (1984) посчитал логичным сравнить состав его магмы с магмой континентальных платобазальтов. Он указывал, что по сравнению с платобазальтами Кивинован и реки Колумбия, имеющими близкие значения MgNo, кварцевые нориты отличаются высокими содержаниями SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, низкими CaO и низкими отношениями Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O. Состав, подобный кварцевому нориту, может быть получен в результате контаминации относительно нефракционированного базальта реки Колумбия 50-ю процентами корового материала, состоящего из смеси архейского кварцевого монзонита и тоналитового гнейса в пропорции 1:2. С другой стороны, Grieve (1994) рассчитал модель смешения (с использованием метода наименьших квадратов), где показал, что средний состав магмы МКС может быть получен без привлечения мантийного компонента. Магма МКС может соответствовать смеси архейских гранитов и зеленых сланцев с возможной небольшой примесью гуронских пород.

Саблеар

Геологические данные и структура пород свидетельствуют, что Саблеар образован некумулятными породами, которые в основном затвердели *in situ*. Согласно Rao et al. (1983), величины MgNo в образцах контактового Саблеара Северного Рэнджа варьируют от 0.37 до 0.58 (при среднем 0.48); для Южного Рэнджа они имеют среднее значение 0.51. Сравнение с платобазальтами показывает, что для данной степени фракционирования (для данного значения MgNo) породы Саблеара, так же как и породы главного тела МКС, обогащены SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, обеднены CaO и имеют пониженное значение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O. То есть, если они родственны платобазальтам, то тоже контаминированы коровым материалом.

8.4.2. Рассеянные элементы

Главное тело

Современные данные по рассеянным элементам магматического комплекса Садбери опубликованы в работах Naldrett et al. (1986b), Chai and Eckstrand (1994, 1996), Osterman (1996) и Lightfoot et al. (1997a,b).

Naldrett et al. (1986b) пришли к выводу, что геохимия рассеянных элементов, так же как и петрохимия, объяснима, если предположить, что магматический материал МКС был образован в результате контаминации платобазальтовой магмы смесью вмещающих пород, обнаженных на современном эрозивном уровне в районе структуры Садбери. Chai and Eckstrand (1994, 1996) показали, что между кварцевыми габбро и перекрывающими гранофирами существует значительный разрыв составов, и предположили, что названные породы представляют различные магмы, происходящие из разных источников. Магма норитов и кварцевых габбро являлась, по их мнению, продуктом плавления примитивной мантии, контаминированным архейскими гранулитами нижней коры, тогда как гранофиры представляли импактный расплав материала верхней коры.

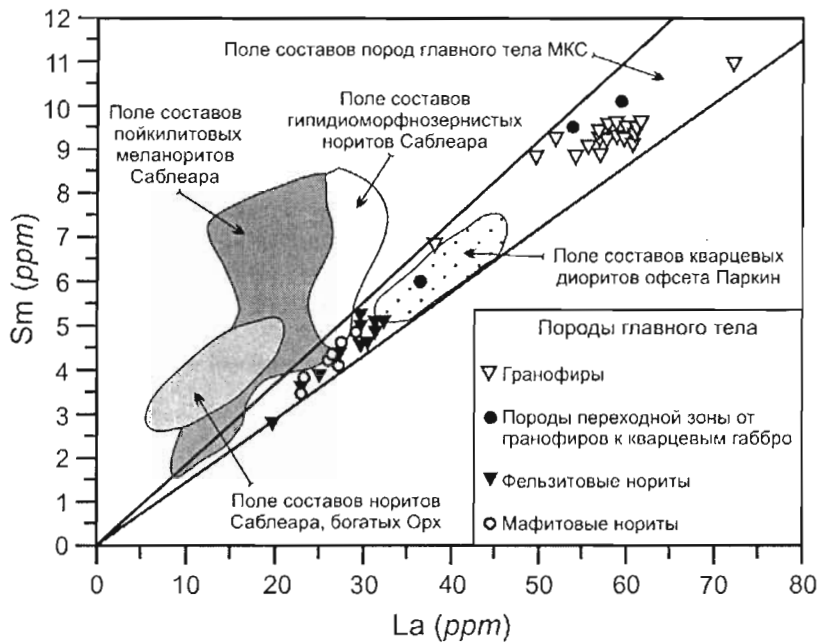


Рис. 8.18.

Диаграмма Sm – La для пород магматического комплекса Садбери (по Lightfoot et al., 1997a)

Однако, Lightfoot et al. (1997a) выявили, что, за исключением Sr, P, Eu и Ti (концентрация которых сильно зависит от добавления или удаления плагиоклаза, апатита и Fe–Ti оксидов), мафитовые и фельзитовые нориты, кварцевые габбро и гранофиры имеют аналогичные соотношения несовместимых элементов. Это положение иллюстрируется диаграммой Sm – La, представленной на рис. 8.18. Столь же близкое подобие устанавливается и по другим показателям. В частности, отношение Th/Zr в породах главного тела варьирует в очень узких пределах (0.04–0.05). Не представляется вероятным, чтобы подобная близость составов могла возникнуть в случае, если магмы разных частей разреза главного тела МКС были контаминированы материалом из разных коровых источников (как это предполагали Chai and Eckstrand, 1994).

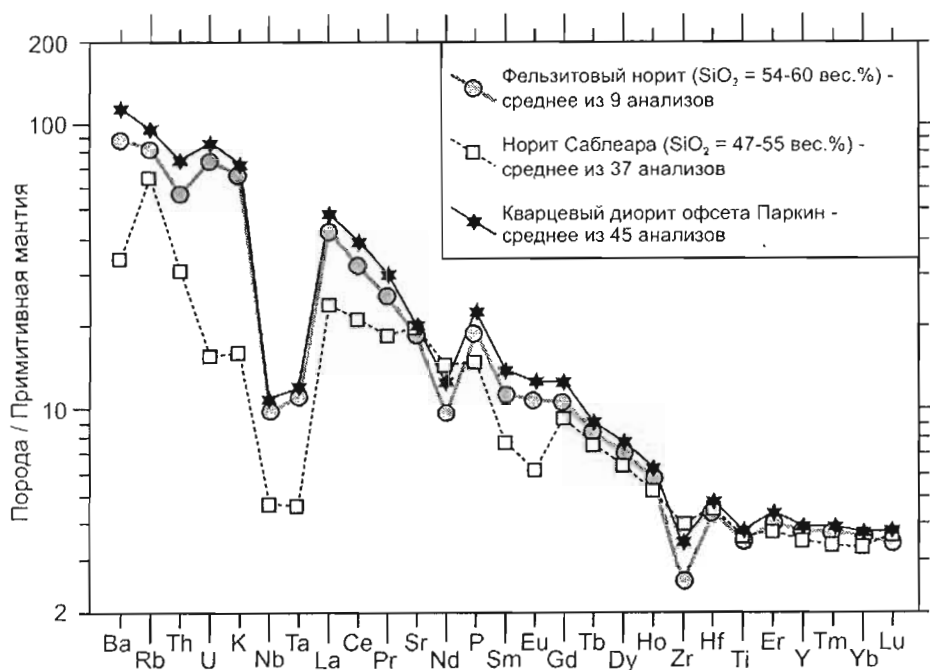


Рис 8.19.

Многокомпонентная диаграмма несовместимых элементов для средних составов фельзитовых норитов, норитов Саблеара и кварцевых диоритов офсета Паркин магматического комплекса Садбери (составы пород нормированы к примитивной мантии по Sun and McDonough, 1989). По Lightfoot et al. (1997a)

### Кварцевые диориты офсетов

Ранее было принято считать, что кварцевые диориты офсетов принадлежат Саблеару. Однако, Lightfoot et al. (1997a) установили, что по геохимии рассеянных элементов эти породы гораздо ближе фельзитовым норитам главного тела МКС, чем породам Саблеара. Об этом свидетельствуют как парные диаграммы несовместимых элементов (например, рис. 8.18), так и многокомпонентные диаграммы (спайдерграммы), где составы пород МКС нормализованы к составу примитивной мантии (рис. 8.19) и к среднему составу фельзитового норита (рис. 8.20). Между породами главного тела и офсетов существует, по-видимому, близкое генетическое родство. Вместе с тем, Lightfoot et al. (1997a) заметили, что отрицательные аномалии Sr, Eu, P и Ti, свойственные породам главного тела, либо отсутствуют, либо менее ярко выражены в кварцевых диоритах офсетов. Это означает, что фракционирование плагиноклаза, апатита и Fe-Ti оксидов из магмы офсетов происходило в гораздо меньшем масштабе.

Lightfoot et al. (2001) установили существенные геохимические различия между эндоконтактовыми образованиями офсетов (которые не содержат мафит-ультрамафитовых включений и почти лишены сульфидов) и породами с включениями, несущими сульфидную минерализацию. Они показали, что эндоконтактовые породы офсета Уоррингтон очень близки рассчитанному ими среднему составу МКС по содержаниям почти всех главных и рассеянных элементов, исключая халькофильные. Отсюда они предположили, что приконтактовые породы офсетов представляют первоначальный состав магмы МКС. Породы офсетов, содержащие сульфидное оруденение и мафит-ультрамафитовые включения, были внедрены, по их мнению, позднее, когда в магме МКС развилась сульфидная несмесимость. Эта идея отображена на приведенном ниже рис. 8.41 и обсуждается в конце главы.

### Саблеар

По геохимии несовместимых элементов породы Саблеара отличаются от фельзитового норита значительно больше, чем любые другие породы. Они беднее ЛРЗЭ и КИЛЭ (хотя и имеют сходные с фельзитовым норитом концентрации средних и тяжелых редкоземельных элементов). Lightfoot et al. (1997a) показали, что наблюдаемые различия не могут быть объяснены фракционной кристаллизацией в закрытой системе или частичным плавлением. Как видно из рис. 8.21, породы Саблеара, происходящие из одного и того же тела, имеют сходные составы, но породы разных тел существенно различаются. Вероятно, каждое тело Саблеара было образовано магмой, окончательный состав которой формировался на месте. Это мнение находит подтверждение в данных по изотопному составу Nd и Sr, обсуждаемых ниже.

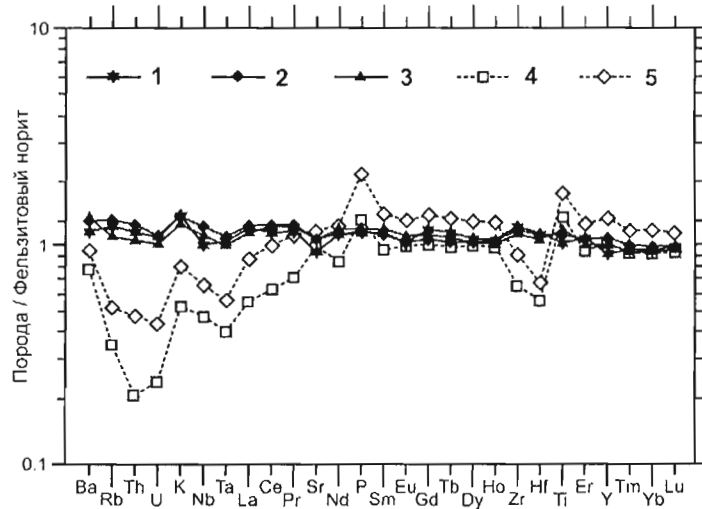


Рис. 8.20.

Многокомпонентная диаграмма несовместимых элементов для некоторых пород офсетов и Саблеара комплекса Садбери (составы пород нормированы к фельзитовому нориту главного тела МКС).

По Lightfoot et al. (1997a).

1–3 - породы офсетов: 1 - кварцевые диориты офсета Паркин (среднее из 45 анализов), 2 - кварцевый диорит офсета Вистл (1 анализ), 3 - лейкократовые нориты удаленной части офсета Вистл (среднее из 7 анализов); 4–5 - норитовая матрица Саблеара: 4 - рудник Вистл, породы, содержащие >10 % кумулатного Орх при 6–9 вес% MgO (среднее из 37 анализов), 5 - рудник Вистл, породы, содержащие >10 % кумулатного Орх при 5–6 вес% MgO (среднее из 6 анализов)

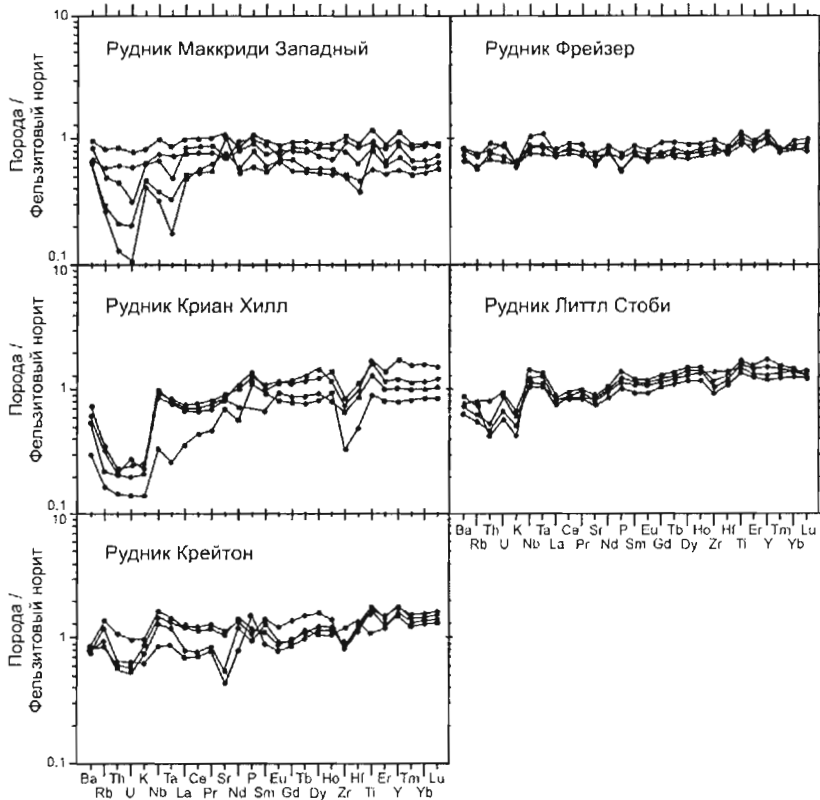


Рис. 8.21.

Многокомпонентные диаграммы несовместимых элементов для норитов из разных тел Саблеара (частные анализы, составы пород нормированы к фельзитовому нориту главного тела МКС). По Lightfoot et al. (1997a)

Включения в Саблеаре

Исследования Lightfoot et al. (1997b) показали, что включения диабазов в Саблеаре содержат более низкие концентрации КИЛЭ и ЛРЗЭ, по сравнению с фельзитовыми норитами главного тела МКС, но имеют сходные содержания ВЗЭ и ТРЗЭ. Обособления меланоритов и включения пироксенитов, проанализированные Lightfoot et al. (1997b), по соотношениям несовместимых элементов показывают подобие матрице Саблеара, в которой они находятся.

8.4.3. Изотопные данные

Krogh et al. (1984) провели Pb–U датирование цирконов и бадделейтов магматического комплекса Садбери и установили их возраст 1.85 млрд лет. Используя этот возраст в качестве модельного, Faggert et al. (1985) и Naldrett et al. (1986b) показали, что породы, образующие как главное тело МКС, так и Саблеар, характеризуются менее радиогенным Nd и более радиогенным Sr по сравнению с общим составом Земли (рис. 8.22).

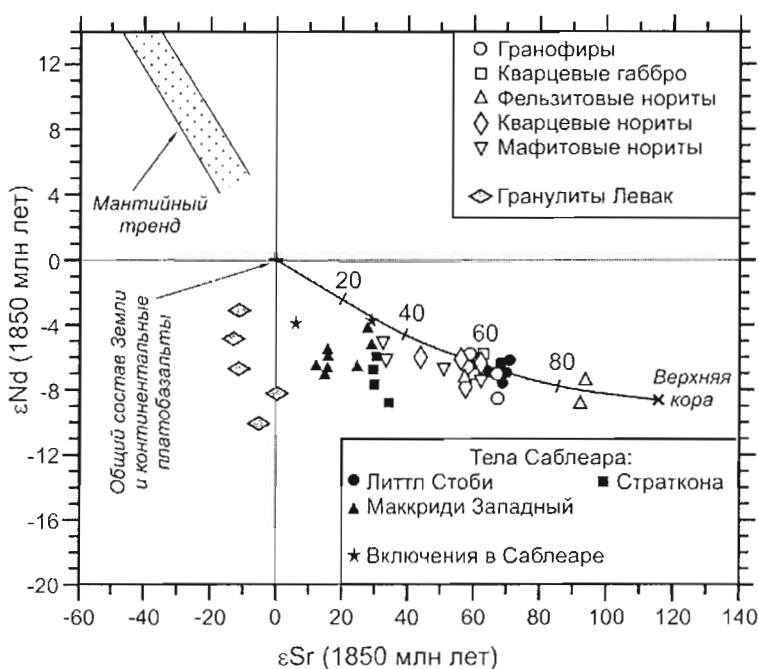


Рис. 8.22.

Диаграмма  $\epsilon Nd - \epsilon Sr$  для пород главного тела магматического комплекса Садбери, некоторых тел Саблеара и гранулитовых гнейсов Левак (по Naldrett et al., 1986b).

Изотопные отношения пересчитаны на возраст комплекса Садбери 1850 млн лет (согласно Krogh et al, 1984). Приведена линия смешения между общим составом Земли и составом верхней коры (состав верхней коры рассчитан для возраста 1850 млн лет на основе данных McKulloch and Wasserburg, 1978 и Taylor, 1964). Предполагается, что неконтаминированная магма имела содержание  $Sr = 400 \text{ ppm}$  и  $Nd = 15 \text{ ppm}$ ,  $\epsilon Sr = 0$  и  $\epsilon Nd = 0$ . Контаминант, отвечающий верхней коре, имел содержание  $Sr = 316 \text{ ppm}$  и  $Nd = 15 \text{ ppm}$ ,  $\epsilon Sr = +115$  и  $\epsilon Nd = -8.5$ . Метки на линии смешения обозначают пропорцию контаминанта. Кривизна линии смешения контролируется величиной  $K$  ( $K = [(Sr/Nd)_{\text{магма}} / (Sr/Nd)_{\text{контаминант}}] = 2.2$ )

Walker et al. (1991) пришли к выводу, что Re–Os изохроны сульфидов Саблеара из трех рудников (Страткона, Маккриди Западный и Фолконбридж) указывают, что Re–Os система оставалась там закрытой со времени кристаллизации руд (1.85 млрд лет назад) или закрылась вскоре после кристаллизации. Изотопный состав Os во время кристаллизации руд сильно различался в разных месторождениях. Первоначальное отношение  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  варьирует от  $4.70 \pm 0.25$  в руднике Маккриди Западный до  $8.73 \pm 0.38$  в расположенном довольно близко руднике Страткона (рис. 8.23). Исходя из выведенных изотопных отношений, учитывая концентрации и изотопный состав Os в мантейных базальтовых магмах и гранулитовых гнейсах Левак, Walker et al. (1991) рассчитали, что древняя кора послужила источником 60–70 % Os в сульфидах рудников Маккриди Западный и Фолконбридж и, возможно, 100 % Os в руднике Страткона. Dickin et al. (1992) пришли к выводу, что, учитывая неясности относительно концентраций и изотопного состава Os в континентальной коре, вполне вероятно, что весь Os в трех названных месторождениях происходил из источников, которые находились в коре в течение нескольких сотен миллионов лет до образования руд.

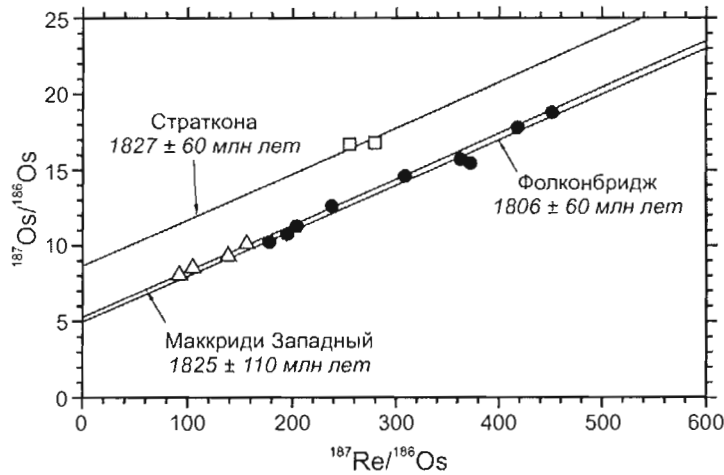


Рис. 8.23.

Re–Os изохроны для сульфидных руд Саблеара из рудников Страткона, Маккриди Западный и Фолконбридж (по Walker et al., 1991)

Изотопный состав серы сульфидных руд ( $\delta^{34}\text{S}\%$ ) варьирует от +0.46 в руднике Литтл Стоби до +2.71 в руднике Маккриди Западный, что находится в пределах значений, установленных для пород комплекса Садбери (Naldrett, 1984).

Corfu and Lightfoot (1997) произвели датирование цирконов и бадделейтов из включений диабазов, меланоритов и пироксенитов в породах Саблеара, обнаженных в руднике Вистл. Все полученные ими даты соответствуют возрасту пород Садбери (1.85 млрд лет), т.е. происхождение включений тесно связано с происхождением МКС. Учитывая важность этого открытия, необходимо более подробно описать изученные образцы. Проанализированный диабаз прорезает контакт между Саблеаром и вмещающими породами на северо-востоке карьера Вистл. В своей статье Corfu and Lightfoot предположили, что эта порода может представлять фрагмент разрушенной закалочной зоны. Однако, в подошве МКС находится много крупных тел диабазов. Они разорваны, перекристаллизованы и включены в брекчии, имеющие как магматические, так и метаморфические структуры. В беседе с автором, состоявшейся в июне 1998 г., П.Ч. Лайтфут (P.C. Lightfoot) высказал мнение, что диабазы, вполне вероятно, являются более древними по отношению к МКС, а возраст их цирконов отображает время ударного метаморфизма. Меланориты рассматриваются П.Ч. Лайтфутом в качестве магматических обособлений в матрице Саблеара. Они не имеют резких контактов с матрицей, и в одном случае наблюдался постепенный переход от меланорита к типичному нориту Саблеара. Состав меланоритов, по заключению П.Ч. Лайтфута, не характерен для набора включений в Саблеаре, описанных Scribbins et al. (1984), характеристика которых приведена в табл. 8.1. Включения пород, описанных Scribbins et al., в руднике Вистл встречаются редко, а датированная разновидность меланорита представляет наиболее обычный тип меланократовых включений в этом руднике. Среди включений имеется и целый ряд других пород, геохимически подобных изученному меланориту. В своей статье Corfu and Lightfoot (1997) пришли к выводу, что меланориты кристаллизовались из магмы, которая, исходя из состава породообразующих компонентов, являлась гораздо более магниевой по сравнению с любой магмой, образовавшей главное тело МКС. Однако, эта магма была обогащена ЛРЗЭ и другими несовместимыми элементами до уровня, не свойственного примитивным мантийным расплавам.

Naldrett et al. (1986b) считали, что Nd и Sr изотопные данные, представленные на рис. 8.22, так же как и обсуждавшиеся выше данные по рассеянным элементам, согласуются с моделью, рассматривающей магматический материал МКС в качестве расплава континентальных платобазальтов, загрязненного 40–70 процентами корового материала. Однако, используя подобные фактические данные, Faggert et al. (1985), а затем Deutsch et al., (1989, 1990, 1992) предположили, что магматический материал МКС представлял собой импактный расплав, образованный из вещества коры без участия компонентов, происходящих непосредственно из мантии.

Интересны особенности Nd–Sr изотопного состава норитов Саблеара. В Южном Рэндже (рудник Литтл Стоби), где Саблеар контактирует с гуронскими образованиями, составы пород ложатся близко к линии смешения между примитивной мантией и средней гуронской корой (рис. 8.22). В Северном Рэндже (рудники Страткона и Маккриди Западный), где в экзоконтакте развиты гранулитовые гнейсы Лавак, составы Саблеара лежат между составами норитов главного тела МКС и составами названных гнейсов



## Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)

(составы гнейсов Левак находятся в левом нижнем квадрате диаграммы  $\epsilon Nd - \epsilon Sr$ , что типично для гранулитов нижней коры). Naldrett et al. (1986b), исходя из того, что изотопный состав пород Саблеара согласуется с геологической обстановкой нахождения тел, заключили, что в Саблеаре в существенной степени участвует материал пород, непосредственно окружающих тела.

### 8.5. Месторождения сульфидных руд

Медно-никелевые месторождения Садбери подразделяются на приконтактовые, месторождения офсетов и специфические. Размещение последних контролируется тектоникой. Некоторые авторы рассматривают зоны обогащенного медью оруденения в экзоконтакте МКС как отдельный тип месторождений, однако, эти зоны обычно связаны с конкретными приконтактовыми месторождениями. Детальное описание многих рудных месторождений представлено в работах Naldrett and Kullerud (1967), Cowan (1968), Souch et al. (1969), Pattison (1979) и Farrow and Lightfoot (2002), а также в сборниках статей, изданных под редакцией Pye et al. (1984) и Lightfoot and Naldrett (1994). Средние химические составы типичных руд некоторых месторождений приведены в табл. 8.4.

Таблица 8.4

**Средние химические составы руд некоторых месторождений Садбери**

Месторождение Тип руд	К-во обр.	S вес%	Ni вес%	Cu вес%	Pd мг/т	Pt мг/т	Rh мг/т	Ru мг/т	Ir мг/т	Os мг/т	Au мг/т	Pd/Pt
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<b>Приконтактовые месторождения Северного Рэнджа</b>												
<b>Триллабелл</b>												
Руды Саблеара	83	7.94	0.56	0.31	78	82	16	17	5.8	4	128	0.95
Руды экзоконтакта	38	13.29	0.90	0.70	121	126	16	26	6.8	4	22	0.96
Массивные руды экзоконтакта	8	22.43	1.68	0.47	172	268	29	28	8.5	4	25	0.64
<b>Онапинг</b>												
Руды Саблеара	11	9.43	1.17	0.13	20	28	93	54	24.0	8	3	0.69
Руды экзоконтакта	20	18.99	2.61	0.53	104	81	27	17	6.0	3	6	1.28
<b>Маккриди Западный</b>												
Руды Саблеара	11	16.73	1.65	0.22	19	32	4	57	6.4	2	8	0.61
Руды экзоконтакта	25	18.84	2.71	0.82	341	378	100	32	25.2	10	50	0.90
Богатые Cu руды экзоконтакта	38	12.50	1.41	10.79	4631	4198	1	21	2.8	11	3527	1.10
Массивные богатые Cu руды экзоконтакта	31	26.68	2.31	22.41	7830	7210	1	22	1.3	15	3558	1.09
<b>Крэйг</b>												
Руды Саблеара	7	9.05	1.36	0.25	108	20	4	1	0.6	0	137	5.44
Руды экзоконтакта	240	12.15	2.02	0.83	400	50	30	11	7.1	4	424	8.01
<b>Маккриди Восточный</b>												
Руды Саблеара	19	3.28	0.44	0.19	43	63	19	54	10.2	6	6	0.67
Богатые Cu руды экзоконтакта	71	18.10	2.62	16.55	5955	6028	2	3	0.8	3	2029	0.99
<b>Фрейзер</b>												
Руды Саблеара	35	10.39	1.23	0.55	141	188	72	37	23.7	9	54	0.75
Руды экзоконтакта	137	10.10	1.39	0.64	224	289	31	18	9.7	4	23	0.78
<b>Страткона</b>												
Руды Саблеара	10	18.24	1.44	0.12	49	49	29	24	14.2	10	7	0.99
Руды экзоконтакта	34	24.41	2.41	1.86	707	370	10	6	3.1	2	38	1.91
Богатые Cu руды экзоконтакта	72	23.05	2.01	19.08	5021	5408	0	12	0.4	9	967	0.93
<b>Внстл</b>												
Руды Саблеара	ОП*	27.30	2.48	0.27	176	188	146	38	42.5	19	18	0.94

\* объединенная проба

**Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<b>Приконтактовые месторождения Восточного Рэнджа</b>												
<b>Виктор (Никл Рим)</b>												
Руды Саблеара	101	13.09	1.59	0.58	228	414	100	69	45.3	19	36	0.55
Руды экзоконтакта	62	16.55	2.21	0.63	188	246	34	22	13.2	7	52	0.76
Массивные руды экзоконтакта	29	21.65	2.96	0.28	241	299	44	23	13.8	7	15	0.81
Богатые Си руды экзоконтакта	119	10.04	1.47	10.91	3532	4975	1	12	0.5	60	820	0.71
<b>Приконтактовые месторождения Южного Рэнджа</b>												
<b>Крейтон</b>												
Руды Саблеара	90	6.58	1.18	1.11	308	496	100	65	43.3	16	185	0.62
Массивные руды с включениями сил. п. **	66	21.37	4.23	3.27	1722	1193	373	216	98.7	35	267	1.44
Богатые Си руды экзоконтакта	74	8.76	1.58	2.77	1170	747	173	88	46.1	18	225	1.57
Массивные богатые Си руды экзоконтакта	21	26.85	4.99	5.49	1572	1281	398	176	99.2	34	111	1.23
<b>Криан Хилл</b>												
Руды Саблеара	18	9.28	1.21	1.41	676	1104	104	44	25.9	13	246	0.61
Массивные руды с включениями сил. п. **	29	18.90	2.37	2.07	1842	2284	356	197	82.6	35	366	0.81
Богатые Си руды экзоконтакта	26	8.29	0.93	2.78	1685	2113	137	90	36.2	20	439	0.80
Массивные богатые Си руды экзоконтакта	14	26.79	2.45	2.69	2205	1339	270	111	46.8	19	227	1.65
<b>Гертруд</b>												
Руды Саблеара	115	10.47	1.29	0.47	39	63	68	61	35.9	14	12	0.62
<b>Линдсли</b>												
Руды Саблеара	184	9.82	1.02	0.92	457	520	87	47	27.8	12	147	0.88
Руды экзоконтакта	74	26.83	1.82	4.47	6099	2488	255	59	32.0	14	498	2.45
<b>Специфические месторождения Южного Рэнджа</b>												
<b>Фолконбридж</b>												
Массивные руды	10	33.70	4.89	1.12	120	222	212	151	118	36	35	0.54
Брекчиевидные руды	22	20.97	2.57	0.89	234	355	160	149	81	22	135	0.66
Вкрапленная руда	1	2.32	0.36	0.62	85	545	18	37	19	9	80	0.16
Вкрапленная руда висячего бока	1	7.20	0.57	3.63	375	400	116	122	54	24	71	0.94

### 8.5.1. Приконтактовые месторождения

Приконтактовые месторождения Северного Рэнджа в основном локализованы у 10-километрового отрезка зоны контакта в северо-западной части комплекса Садбери (рис. 8.3, район рудников Харди - Лонгвак). Развитые здесь рудные тела показаны на обобщенном геологическом разрезе на рис. 8.24. Глубина залегания рудных тел систематически изменяется с запада на восток, их распространение в разрезе описывается ломаной линией, напоминающей букву "W". Восточное "V" этого "W" контролируется хорошо выраженной депрессией в основании МКС (депрессия Страткона), но структурный контроль месторождений в пределах западного "V" остается неясным. На рис. 8.25 и 8.26 представлена серия меридиональных разрезов. Как видно, оруденение в основном развито в брекчированных вмещающих породах (брекчия Футволл) у контакта МКС и в трещинах во вмещающих породах ниже брекчии. Во всех случаях где развито оруденение, брекчия Футволл перекрывается Саблеаром. Брекчия Футволл состоит из обломков вмещающих пород, ультрамафитовых включений и редких обломков норитов в кварц-полевошпатовой матрице. Обычно считается, что брекчия Футволл образовалась в результате метеоритного удара, и она отмечает днище импактного кратера. Однако, известны случаи, когда брекчирование произошло уже после образования руд.

\*\* включения силикатных пород

## Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)

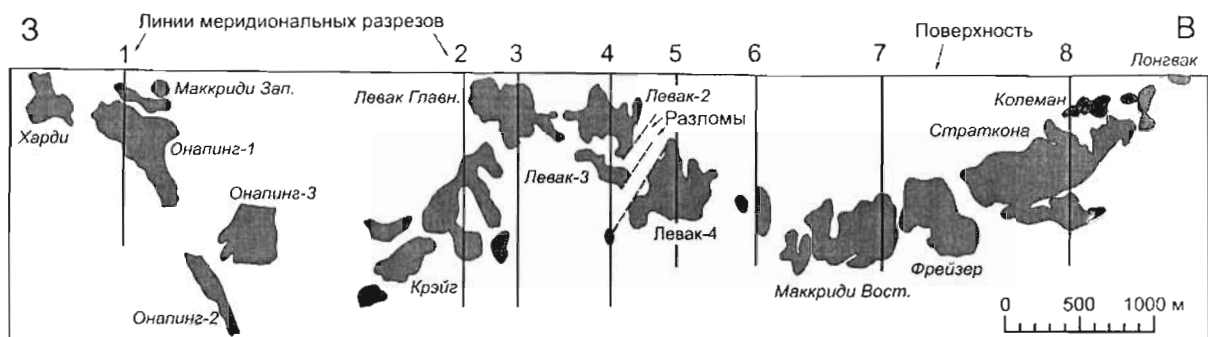


Рис. 8.24.

Обобщенный субширотный геологический разрез (проекция рудных тел на вертикальную плоскость) через месторождения Северного Рэнджа в районе Анапинг - Маккриди - Страткона. По Naldrett et al. (1994с).

Расположение крупнейших рудников показано на рис. 8.3. Меридиональные разрезы по линиям 1-4 приведены на рис. 8.25, по линиям 5-8 - на рис. 8.26

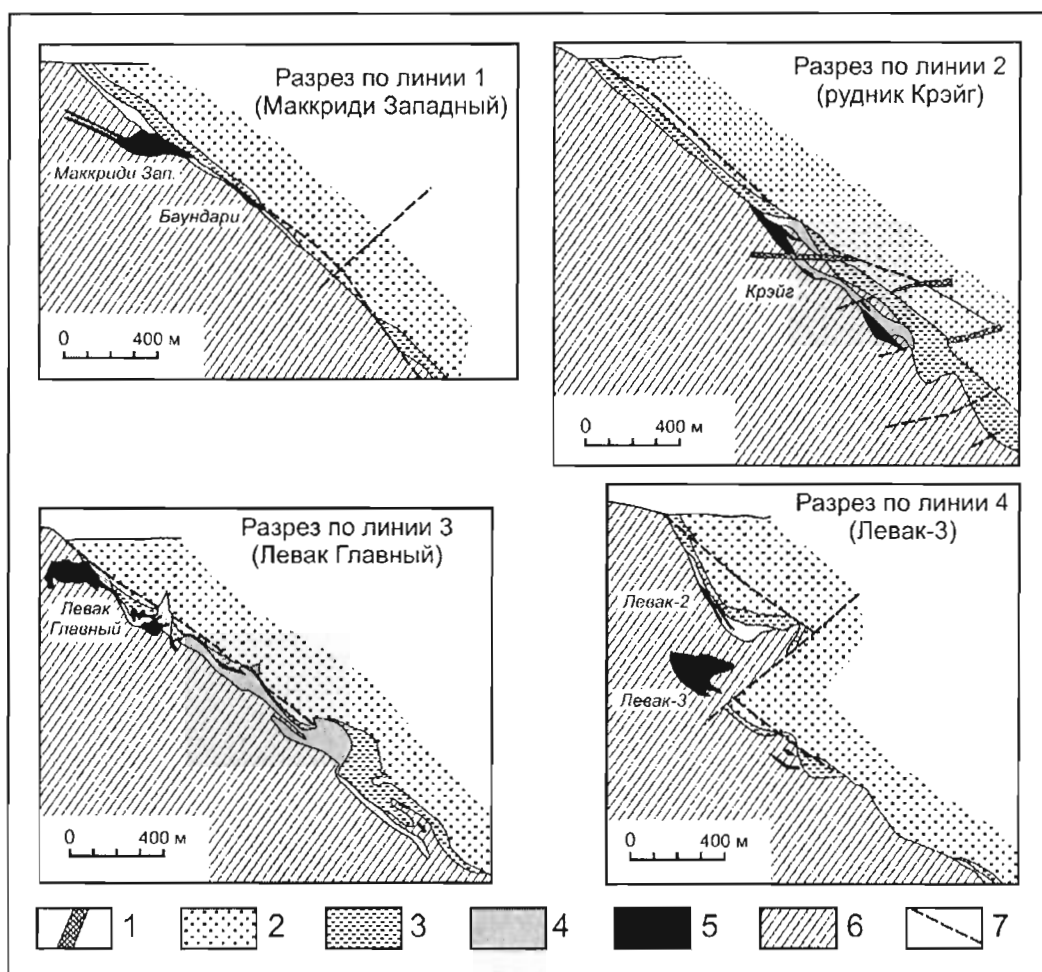


Рис. 8.25.

Меридиональные разрезы месторождений Северного Рэнджа по линиям 1-4.

По Coats and Snajdr (1984). Линии разрезов показаны на рис. 8.24.

- 1 - дайки диабазов; 2 - фельзитовые нориты; 3 - мафитовые нориты и Саблеар; 4 - брекчия Футволл; 5 - сульфидные руды; 6 - вмещающие гнейсы; 7 - разломы

Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)

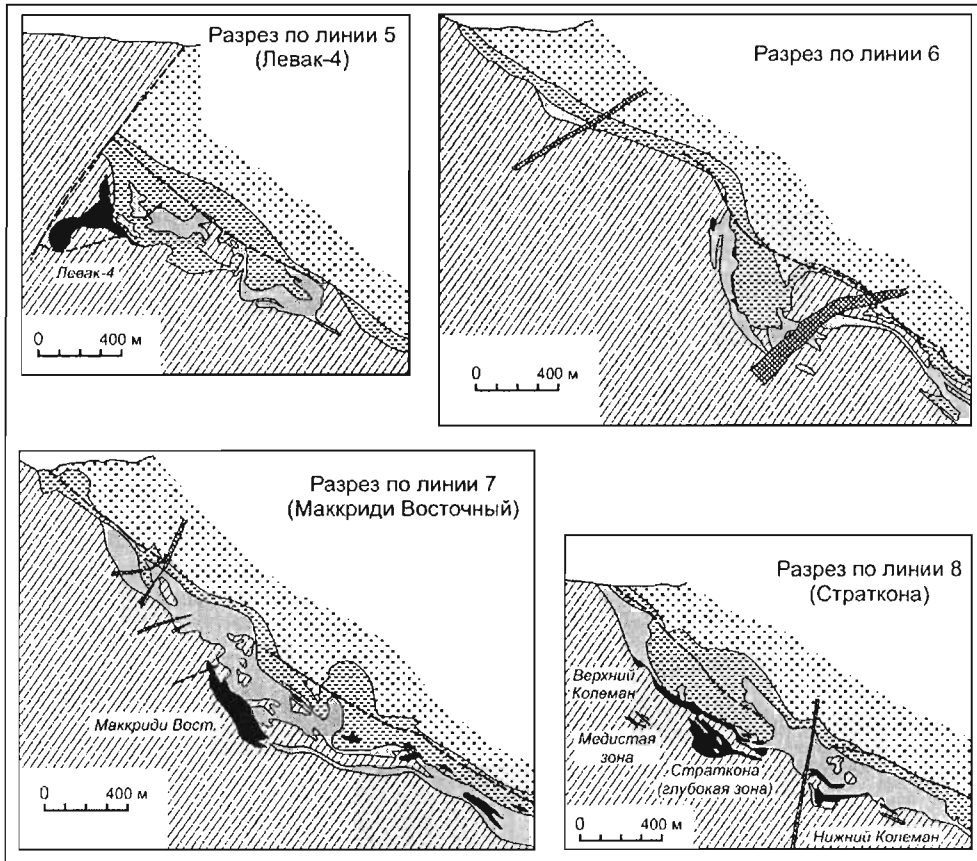


Рис. 8.26.

Меридиональные разрезы месторождений Северного Рэнджа по линиям 5–8. По Coats and Snajdr (1984). Линии разрезов показаны на рис. 8.24. Условные обозначения приведены на рис. 8.25

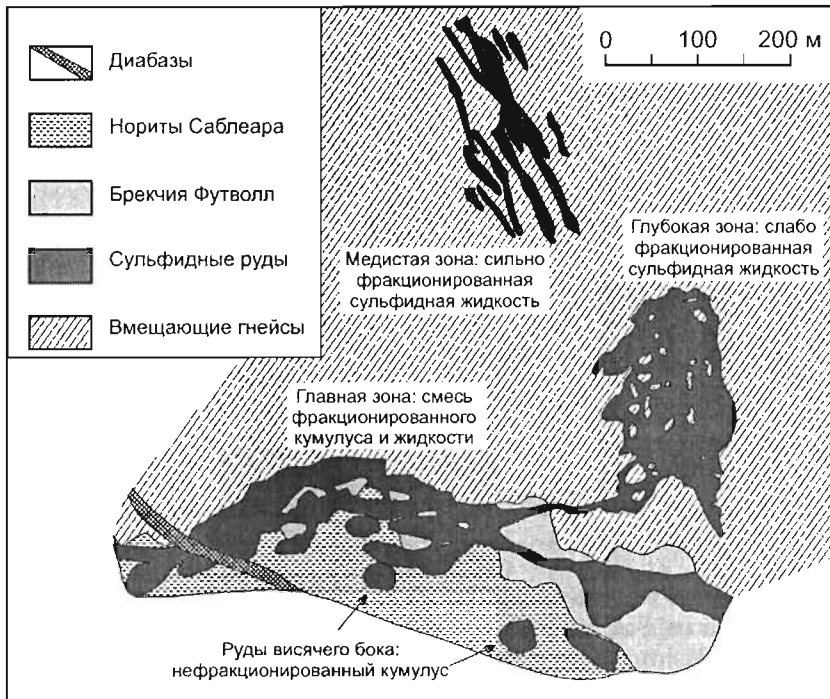


Рис. 8.27.

План рудника Страткона на горизонте 2625 футов (800 м). По Coats and Snajdr (1984)

## Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)

Типичным среди северных месторождений является месторождение Страткона (рис. 8.27). Сульфиды здесь развиты: 1) в виде вкрапленности, а также прожилков массивных сульфидов в брекчии Футволл (Главная рудная зона); 2) в виде прожилков в трещинах подстилающих пород; 3) более редко - в виде вкрапленности в вышележащих норитах Саблеара (руды висячего бока). В 500 м ниже по разрезу в руднике Страткона развиты богатые медью массивные руды, представленные почти чистым халькопиритом с небольшим содержанием пентландита (Abel et al., 1979; Abel, 1981). Эти руды контролируются трещинами в гнейсах и частично – жилами брекчии Садбери. Подобные руды встречаются и в других месторождениях (например, Маккриди Восточный, Виктор). Они значительно богаче Pt, Pd и Au по сравнению с рудами, развитыми непосредственно у контакта МКС (табл. 8.4).

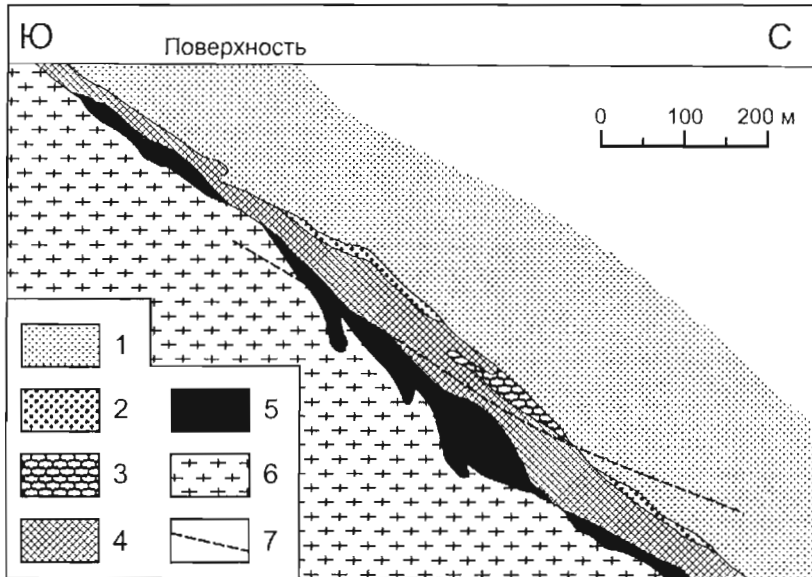


Рис. 8.28.

Обобщенный меридиональный разрез месторождения Марри (Южный Рэндж Садбери).

По Souch et al. (1969), с изменениями.

1 - кварцевые нориты; 2–4 - Саблеар: 2 - с вкрапленными сульфидами, 3 - с интерстиционной сульфидной вкрапленностью, 4 - с сульфидной вкрапленностью и мафит-ультрамафитовыми включениями; 5 - массивные сульфиды с обломками подстилающих пород, габбро и перидотитов; 6 - породы подошвы МКС; 7 - сдвиг

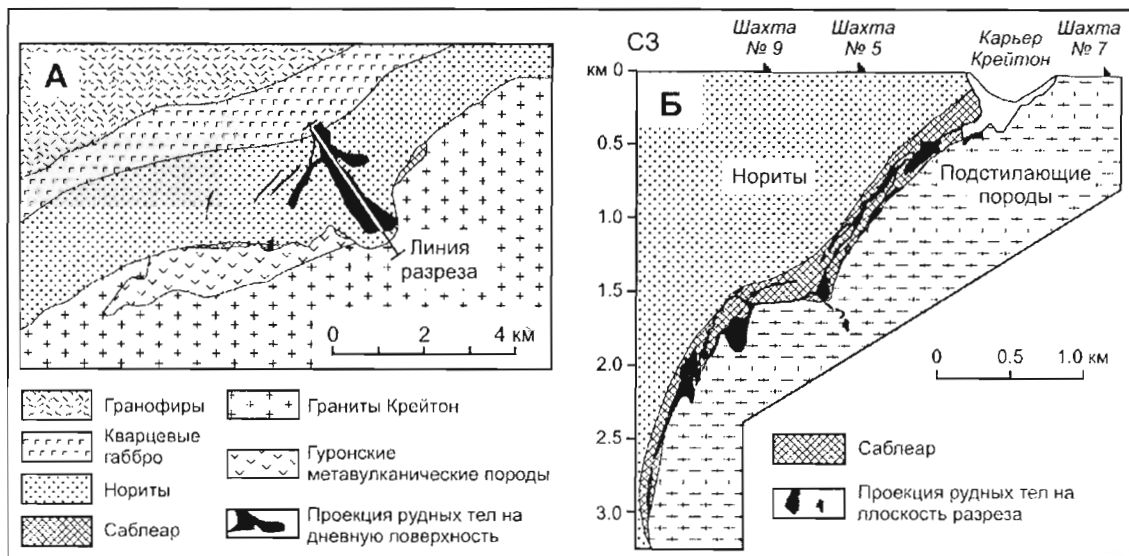


Рис. 8.29.

Геологическая карта Южного Рэнджа Садбери в районе месторождения Крейтон (А) и продольный геологический разрез месторождения (Б). По Farrow and Lightfoot (2002)

Типичным в Южном Рэндже является контактовое месторождение Марри (рис. 8.28). Руды представлены здесь массивными сульфидами (в лежачем боку), которые по направлению к висячему боку сменяются вкрапленными сульфидами. Массивные руды залегают непосредственно на подстилающих МКС породах, содержат включения этих пород, а также обломки габбро и перидотитов. Вкрапленные руды локализованы в Саблеаре, который здесь с резким контактом перекрывается кварцевыми норитами.

Крупнейшим месторождением Южного Рэнджа и бассейна Садбери вообще является месторождение Крейтон, где руды развиты от поверхности до глубины 3 км (рис. 8.29). Оработка месторождения началась в 1900 г. и продолжается до сих пор; за период эксплуатации здесь добыто 280 млн т руды (Farrow and Lightfoot, 2002). В настоящее время руды добываются на глубине 2500 м - это наиболее глубокий никелевый рудник мира. Руды месторождения сконцентрированы вдоль килля крупной поперечной впадины в подошве МКС, которая, согласно интерпретации Farrow and Lightfoot (2002), представляет собой недоразвитый офсет.

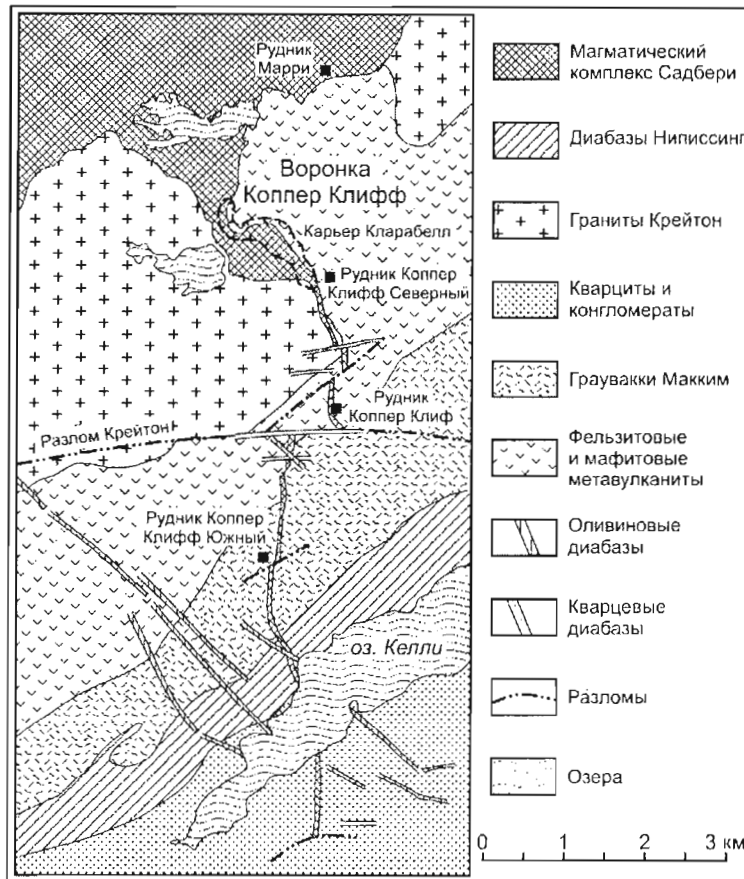


Рис. 8.30.

Геологическая карта района офсета Коппер Клифф (Южный Рэндж Садбери). По Cochran (1984)

### 8.5.2. Месторождения офсетов

Месторождения офсетов локализованы в образующих их габбро-диоритах. Типичным во многих отношениях является офсет Коппер Клифф. Вблизи МКС он имеет форму воронки как в плане (рис. 8.30), так и в разрезе; затем он удаляется, по крайней мере, на 10 км от главного тела МКС в виде относительно маломощной (50–150 м) дайки. Рудные зоны (рис. 8.31) представляют собой круто падающие линзовидные тела массивных и интерстиционных руд, развитые в местах, где габбро-диориты содержат большое количество породных включений. Включения подразделяются на мелкие (до 1–2 см в поперечнике) и более крупные. Мелкие включения представлены амфиболитами, метаосадочными породами, анортозитами и кварцитами. По форме они полукруглые и полууголватые. Более крупные включения округлены сильнее. Они представлены экзотическими габбро, метапироксенитами и метаперидотитами, а также норитами и кварцевыми диоритами МКС. Представляется, что сульфидсодержащий, обогащенный включениями материал был внедрен позднее, чем кварцевые диориты, составляющие основной объем офсета.

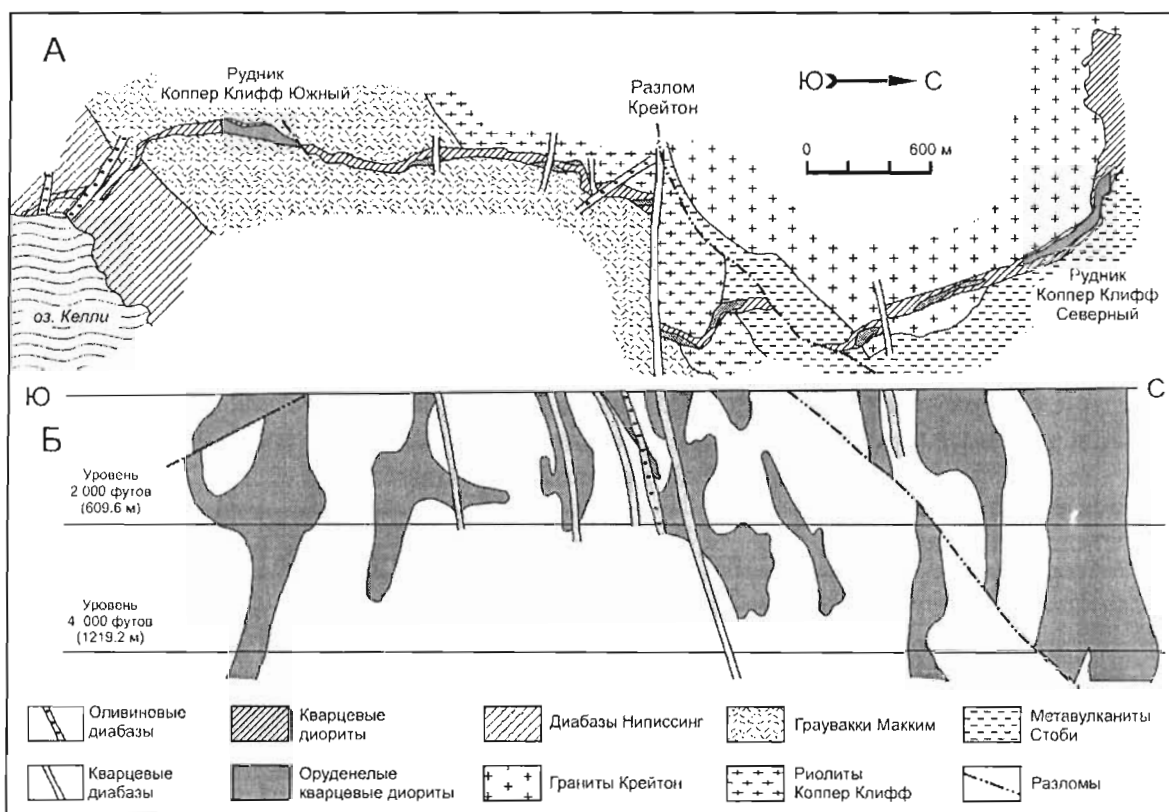


Рис. 8.31.

Оффсетное месторождение Коппер Клифф (Южный Рэндж Садбери): план (А) и обобщенный субмеридиональный геологический разрез - проекция рудных тел на вертикальную плоскость (Б). По Cochrane (1984)

Крупнейшим среди оффсетных месторождений является месторождение Фруд-Стоби, где оффсет располагается не радиально, а параллельно по отношению к южному контакту МКС. В плане оффсет представляет собой дайку с максимальной мощностью 275 м, а в вертикальном сечении - направленный вниз клин, круто погружающийся к северу. В месторождении представлены массивные и вкрапленные руды. Массивные руды, содержащие породные включения, концентрируются у контактов клина и в нижней части месторождения; верхняя часть рудного тела образована сульфидами, вкрапленными в кварцевых диоритах. Кварцевые диориты здесь тоже содержат включения, подобные находящимся в оффсете Коппер Клифф.

### 8.5.3. Специфические месторождения

К числу специфических принадлежит месторождение Фолконбридж, которое необычно в том отношении, что локализовано в зоне разлома, проходящего параллельно границе комплекса Садбери. На большей части протяжения разлома по нему контактируют породы МКС и вмещающие зеленокаменные породы. В западном направлении разлом входит в образования МКС, где затухает. В восточном направлении он продолжается в гуронских зеленосланцевых породах. Naldrett et al. (1982) показали, что месторождение Фолконбридж беднее многих других по содержаниям Cu, Pt, Pd и Au в 100-процентном сульфиде и высказали предположение, что богатый медью компонент первоначальных руд был мобилизован и удален при развитии разлома.

## 8.6. Содержания металлов в рудах месторождений различных типов

В табл. 8.5 представлены средние содержания Ni, Cu, Pt и Pd в рудах некоторых месторождений Садбери в пересчете на 100-процентный сульфид по данным Farrow and Lightfoot (2002) и Naldrett et al. (1999). Авторы первой работы не указали, каким способом были рассчитаны их значения. Предположительно, это средневзвешенные содержания для промышленных руд соответствующего месторождения. Во второй работе для

## Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)

месторождений представлены средние значения по большому числу (от 50 до >200) представительных образцов. В сульфидах приконтактных месторождений Северного Рэнджа средние содержания Pt+Pd варьируют от 0.7 до 3.0 г/т. В Южном Рэндже содержания выше - от 4.1 до 5.3 г/т (исключая месторождение Гертруд с аномально низкими содержаниями). Содержания Pt+Pd в сульфидах офсетных месторождений изменяются в очень широком диапазоне (от 1.2 до 29 г/т), обычно они превышают 12 г/т. Высокие содержания (от 13 до 30 г/т) устанавливаются также в богатых медью рудах, локализованных в породах экзоконтакта в подошве приконтактных месторождений. Подобным образом, но с более узким диапазоном колебаний, изменяются отношения (Pt+Pd)/Ni. Величины [(Pt+Pd)\*10<sup>4</sup>]/Ni в приконтактных месторождениях составляют менее 0.5 в Северном Рэндже и 0.8–1.0 в Южном Рэндже (исключая Гертруд). В месторождениях офсетов обычные величины этого отношения от 1 до 5, в богатых медью рудах нижней части приконтактных месторождений - от 3 до 6.

Таблица 8.5

### Средние содержания Ni, Cu, Pt и Pd в рудах некоторых месторождений Садбери в пересчете на 100-процентный сульфид по данным Farrow and Lightfoot (2002) и Naldrett et al. (1999)

Месторождение	Ni (вес%)	Cu (вес%)	Pt (г/т)	Pd (г/т)	[(Pt+Pd)*10 <sup>4</sup> ]/Ni
<b>Месторождения офсетов</b>					
Кларабелл	6.5	6.8	5.4	7.0	1.91
Коппер Клифф Северный	5.3	7.7	6.4	5.9	2.32
Коппер Клифф Южный	5.8	10.7	9.7	10.6	3.50
Тоттен-Уоррингтон	6.2	12.8	13.8	15.0	4.65
Фой	3.2	2.6	0.6	0.6	0.38
Стоби	3.4	3.5	1.7	1.6	0.97
Фруд	3.5	4.2	1.8	1.7	1.00
<b>Приконтактные месторождения Южного Рэнджа</b>					
Крейтон	5.3	7.1	2.0	2.2	0.79
Литтл Стоби	5.9	3.8	2.3	3.0	0.90
Криан Хилл	5.3	6.1	2.6	2.7	1.00
Гертруд	4.7	2.4	0.6	0.3	0.19
Линдсли	4.0	3.9	2.2	1.9	1.03
<b>Приконтактные месторождения Северного Рэнджа</b>					
Маккриди Западный	4.0	5.5	0.9	1.1	0.50
Крэйг	6.1	3.3	1.6	1.4	0.49
Страткона-Колеман	3.9	1.3	0.4	0.3	0.18
<b>Богатые медью руды нижней части приконтактных месторождений</b>					
Виктор	5.7	38.3	18.8	11.3	5.28
Страткона	3.5	28.8	6.5	6.9	3.83
Маккриди Восточный	8.7	30.3	13.9	12.7	3.06
Маккриди Западный	4.5	29.4	13.9	14.7	6.36

Как говорилось в главе 2, высокое содержание Pt+Pd (и Cu) в нижних рудах приконтактных месторождений, вероятно, показывает, что эти руды представляют фракционированную сульфидную жидкость, удаленную из приконтактных руд при их фракционной кристаллизации. Различие между месторождениями Северного и Южного Рэнджей объяснить труднее. Может быть, одна из причин состоит в том, что месторождения Южного Рэнджа гораздо богаче мышьяком. Об этом говорят геохимические и минералогические данные. По неопубликованным данным автора среднее содержание As в приконтактном месторождении Литтл Стоби в Южном Рэндже составляет 139 ppm, а в месторождении Маккриди Западный в Северном Рэндже - менее 4 ppm. В Южном Рэндже, в противоположность Северному, главным платиновым минералом является сперрилит (PtAs<sub>2</sub>). Вполне возможно, что присутствие As в сульфидах Южного Рэнджа способствовало более эффективному концентрированию ЭПГ.

\* Данные Farrow and Lightfoot, 2002 (предположительно, средневзвешенные содержания)

\*\* Данные Naldrett et al., 1999 (средние содержания для представительных коллекций образцов)



Причина изменчивости содержаний Pt+Pd в офсетных месторождениях пока не понята, хотя месторождения, более богатые ЭПГ содержат больше Cu и наоборот. Farrow and Lightfoot (2002) заметили, что содержания Pt+Pd и Cu в южной части офсетного месторождения Коппер Клифф (к югу от разлома Крейтон) заметно выше, чем к северу. Они предположили, что это связано с вертикальной зональностью, когда содержания Pt+Pd и Cu увеличиваются с глубиной. Если так, то содержания Pt+Pd и Cu в офсетных месторождениях могут быть функцией глубины эрозионного среза.

### 8.7. Минералогия руд

Обобщение ранних работ по рудной минералогии Садбери представлено в статье Hawley and Stanton (1962), где описано 32 доказанных минеральных вида. Важнейшими последующими исследованиями явились работы Cabri and Laflamme (1976, 1984). Перечень рудных минералов, установленных в Садбери в настоящее время, приведен в табл. 8.6. Детальные сведения о них можно найти в литературе, указанной в таблице. В последующем тексте дается только краткая характеристика важнейших минералов.

Таблица 8.6

#### Рудные минералы Садбери<sup>42</sup>

Минерал	Формула	Где встречен, примечания	Ссылка
1	2	3	4
<b>Главные минералы</b>			
Пирротин гексагональный	Fe <sub>(1-x)</sub> S	Распространение гексагонального и моноклинного пирротина детально изучено в руднике Страткона	Cowan (1968) Corlett (1972)
Пирротин моноклинный	Fe <sub>(1-x)</sub> S		
Пентландит	(Fe,Ni) <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	Содержание Ni = 33–35 вес%, содержание Co ~1 вес%	Hawley and Stanton (1962)
Халькопирит	CuFeS <sub>2</sub>		Hawley and Stanton (1962)
Магнетит	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	Магнетит, присутствующий в рудах, имеет низкое содержание TiO <sub>2</sub>	Hawley and Stanton (1962)
Пирит	FeS <sub>2</sub>	4 типа: 1) розовый никельсодержащий; 2) ранний резорбированный; 3) пирит распада; 4) гипогенный пирит замещения	Naldrett and Kullerud (1967)
<b>Второстепенные минералы</b>			
Кубанит	CuFe <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	Особенно характерен для Фруд-Стоби и зоны богатых Cu руд Страткона	Hawley and Stanton (1962) Abel et al (1979)
Галенит	PbS	В тонких прожилках, по трещинкам и в виде мелких пятен в пирите	Hawley and Stanton (1962)
Сфалерит	ZnS	Встречается с халькопиритом в поздних жилах и в заполнителе разломов	Hawley and Stanton (1962)
Миллерит	NiS	Первоначально считался вторичным. Гипогенный миллерит найден в руднике Страткона в брекчии Футволл	
Никелин	NiAs	Уортсингтон, Фруд, Гарсон - вместе с другими арсенидами	Hawley and Stanton (1962)
Герсдорфит	NiAsS	Встречается с халькопиритом в поздних жилах	
Кобальтин	CoAsS		
<b>Аксессуарные минералы</b>			
Самородное золото	Au	Фруд - в зоне силикатных минералов	Michener (1940) Hawley and Stanton (1962)
Самородное серебро	Ag	Фруд - у забоя рудника	Hawley and Stanton (1962)

<sup>42</sup> Первоначально эта таблица была опубликована в работе Naldrett (1985). В 2002 г., по просьбе автора, она была дополнена и отредактирована Л. Дж. Кабри, которому автор выражает глубокую признательность

**Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)**

1	2	3	4
Самородный висмут	Bi	Фруд - с галенитом, паркеритом и борнитом	Hawley and Stanton (1962)
Гессит	Ag <sub>2</sub> Te	Фруд	Hawley and Stanton (1962)
Тетрадимит	Bi <sub>2</sub> Te <sub>2</sub> S		
Маухерит	Ni <sub>11</sub> As <sub>8</sub>	Обычно встречается с никелином и герсдорфитом	Hawley and Stanton (1962)
Борнит	Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub>	Фруд, в зоне богатых Cu руд и у выклинивания богатых Cu жил в брекчии Футволл	Hawley and Stanton (1962)
Паркерит	Ni <sub>3</sub> Bi <sub>2</sub> S <sub>2</sub>		Michener (1940)
Шапбахит	AgBiS <sub>2</sub>	1 зерно встречено в руднике Фруд-1	Hawley and Stanton (1962)
Алтант	PbTe	Колеман, Фруд, Криан Хилл	Cabri and Laflamme (1974, 1976)
Аргенто-пентландит	Ag(Fe,Ni) <sub>8</sub> S <sub>8</sub>	Светло-розовый, может быть спутан с борнитом	Karpenkov et al. (1973) Cabri and Laflamme (1976)
Брейтгауптит**	NiSb		
Макинавит	(Fe,Ni)S		
Верлит***	(BiPb) <sub>(1.05-1.28)</sub> (TeSb) <sub>(0.95-0.72)</sub>	В ассоциации с халькопиритом - кубанитом	Cabri and Laflamme (1976)
<b>Минералы платиновой группы (в порядке частоты встречаемости)</b>			
Майчнерит	PdBiTe	Главный минерал Pd в Садбери, встречается в большинстве месторождений	Cabri and Laflamme (1976) Hawley and Berry (1958)
Мончеит	PtTe <sub>2</sub>	Крейтон, Маккриди Западный	Cabri and Laflamme (1976)
Сперрилит	PtAs <sub>2</sub>	Наиболее обычный Pt минерал Южного Рэнджа	Hawley and Stanton (1967) Cabri and Laflamme (1976)
Инсизваит	PtBi <sub>2</sub>	Встречен в руднике Колеман	
Сэдберит	PdSb	Коппер Клифф Южный, Фруд	Cabri and Laflamme (1976)
Фрудит	PdBi <sub>2</sub>	Фруд, Вермилион, Крейтон, Маккриди Западный, Колеман	Hawley and Berry (1958) Cabri and Laflamme (1976)
Котульскит	PdTe	Маккриди Западный, Крейтон	Cabri and Laflamme (1976)
Нигглиит	PtSn	Колеман	Cabri and Harris (1972)
Меренскиит	PdTe <sub>2</sub>	Крейтон, Криан Хилл, Маккриди Западный	Cabri and Laflamme (1976)
Мертиит II	Pd <sub>8</sub> (Sb,As) <sub>3</sub>	Крейтон	Cabri and Laflamme (1976)
Не назван****	Pd(Bi,Sb,Te)	Встречен в руднике Вермилион	Cabri (1973) Cabri and Laflamme (1976)
Не назван*****	AgPdTe	Маккриди Западный	Cabri and Laflamme (1976)
Палладистый мелонит	(Ni,Pd)(Te,Bi) <sub>2</sub>	Фолконбридж, Страткона, Криан Хилл, Крейтон	Cabri and Laflamme (1976)
<b>Вторичные минералы</b>			
Виоларит	FeNi <sub>2</sub> S <sub>4</sub>	Развит во многих рудах, испытавших выветривание	Hawley and Stanton (1962)
Марказит	FeS <sub>2</sub>	Замещающий минерал в секущих прожилках и трещинках	Hawley and Stanton (1962)
Валлериит	(Fe,Cu,Ni) <sub>2</sub> S <sub>2</sub> n(Mg,Al,Ca)(OH) <sub>2</sub>	Найден в рудах, богатых халькопиритом	Hawley and Stanton (1962)

\* Шапбахит не был утвержден Международной минералогической комиссией, этот минерал соответствует матильдиту (*прим. ред. перевода*)

\*\* Идеальная формула брейтгауптита NiSb (*прим. ред. перевода*)

\*\*\* Верлит дискредитирован Международной минералогической комиссией. Этот минерал может быть цумонтом (BiTe) или пильзенитом (Bi<sub>4</sub>Te<sub>3</sub>), или теллуровисмутитом (Bi<sub>2</sub>Te<sub>3</sub>) (*прим. ред. перевода*)

\*\*\*\* Формула соответствует минералу ряда собольевскит PdBi – котульскит PdTe (*прим. ред. перевода*)

\*\*\*\*\* Минерал может соответствовать сопцеиту Ag<sub>3</sub>Pd<sub>3</sub>Te<sub>4</sub> или теларгпалиту (Ag,Pd)<sub>3</sub>Te (*прим. ред. перевода*)

### 8.7.1. Минералы системы Fe-Ni-S

Минералы этой системы представлены пирротином, пентландитом и пиритом. Важнейшим является пирротин. Обычно он служит матрицей, в которую включены все остальные сульфиды. В Садбери установлены два вида пирротинов: ферромагнитный моноклинный (преобладает) и диамагнитный гексагональный. Их распространение обсуждалось в работе Cowan (1968) на примере руд месторождения Страткона. Согласно наблюдениям Naldrett and Kullerud (1967), моноклинный пирротин, когда он является подчиненным, окаймляет зерна гексагонального пирротина, распространяется в стороны от трещинок в гексагональном пирротине или окаймляет ламеллы пентландита распада. Когда моноклинный пирротин преобладает, структурные особенности свидетельствуют, что его рост начинался таким же образом, как в перечисленных выше случаях.

Пентландит образует крупные (1–3 см в поперечнике) обособления неправильной формы, мелкие (менее 1 см) выделения у тройных соединений зерен пирротина, тонкие (<3 микрон) каемки вокруг зерен пирротина и тонкие (1–4 микрон толщиной, 10–100 микрон длиной) ламеллы, ориентированные параллельно оси 001 в кристаллах пирротина.

Пирит встречается в виде зерен неправильной формы, иногда резорбированных, и в виде идиоморфных мелких (до 1 мм) кристаллов у краев зерен пирротина.

Naldrett and Kullerud (1967) обсудили кристаллизацию Fe-Ni сульфидных руд, отвечающих составу руд Садбери, в свете фазовых отношений в системе Fe-Ni-S. Они пришли к выводу, что моносльфидный твердый раствор ( $mss$ )  $Fe_{(1-x)}S-Ni_{(1-x)}S$  стабилен в этой системе от температуры солидуса до температуры менее 300 °С. При температуре 600 °С валовый состав руд Садбери находится в поле  $mss$  у его стороны, богатой серой (см. рис. 2.14Б в главе 2). При остывании диапазон отношений металл/сера в  $mss$  сужается (Naldrett et al. 1967), и из  $mss$  Садбери начнет выделяться пирит. Пентландит не будет обособляться вплоть до распада  $mss$ , когда вместо конноид, соединяющих составы  $mss$  богатые и бедные никелем, появятся конноиды, соединяющие пирит и пентландит. Craig (1973) показал, что это происходит при температуре между 250 и 200 °С (см. рис. 2.15А в главе 2). Итак, пентландит, который является вторым по распространенности рудным минералом Садбери и главным минералом, определяющим промышленную ценность руд, образовался при очень низких температурах. Ni не был целиком сконцентрирован в пентландите, некоторая его часть осталась в виде твердого раствора в пирротине. Naldrett et al. (2000a) установили, что содержание Ni в пирротине представляет собой функцию отношения металл/сера: его концентрация изменяется от 0.15 вес% в пирротине, содержащем 63.2 вес% Fe, до 0.64 вес% в пирротине, содержащем 59.8 вес% Fe. По данным Corlett (1971) содержания Ni в пирротинах Садбери варьируют от 0.1 до 1.2 вес%. Кроме того, некоторая часть пентландита выделена в виде очень тонких пламенивидных вrostков. Они слишком малы для отделения с помощью флотации и при обогащении будут уходить в пирротиновые хвосты. Таким образом, низкотемпературный этап истории формирования руд Садбери, когда росли крупные зерна пентландита, очень важен с промышленной точки зрения, с точки зрения обогатимости руд.

### 8.7.2. Минералы системы Cu-Fe-S

Сюда относятся халькопирит, кубанит и акцессорный борнит. Халькопирит развит повсеместно, он является доминирующим концентратом меди. Он представлен в виде выделений неправильной формы у границ пирротиновых зерен и в ассоциации с пентландитом распада, а также образует прожилки, секущие другие сульфиды и магнетит. Кубанит встречается во многих месторождениях, но особенно распространен в глубоких горизонтах месторождения Фруд-Стоби и в зоне богатых медью руд месторождения Страткона (в низах брекчии Футволл), где его содержание достигает 18 % от общего количества сульфидов (Abel et al., 1979). Когда кубанит редок, он выделен в виде пластинок распада в халькопирите. Когда он достаточно обилен (месторождения Фруд-Стоби и Страткона), он, кроме того, образует крупные выделения неправильной формы, обычно включающие пирротин.

Рис. 2.16А в главе 2 показывает, что при температурах непосредственно ниже солидуса в системе Cu-Fe-S доминируют твердые растворы. Они разлагаются с понижением температуры. При отношении Cu/Fe <1 обычными продуктами распада являются пирит, пирротин и халькопирит. При низком содержании серы, часто наблюдаемом в богатых Cu фракционированных сульфидных жидкостях, пирит отсутствует; минеральная ассоциация представлена пирротином, халькопиритом и кубанитом.

Abel et al. (1979) описали ламеллы пентландита распада, развитые по краям кубанитовых пластинок в халькопирите. Это означает, что богатые медью твердые растворы содержали никель. Система Cu-Fe-S представляет только грубое приближение к тому, что может происходить в сложных природных системах.

Борнит встречается только в наиболее богатых частях месторождений. Cabri and Laflamme (1976) полагают, что во многих прежних работах в качестве борнита описывался аргентопентландит.

### 8.7.3. Некоторые другие минералы

Почти во всех рудах Садбери присутствует магнетит, обычное содержание которого составляет 5–10 мод%. Иногда его содержание превышает 25 %; описывались участки руд, представленные практически только магнетитом. В очень небольших количествах встречаются сфалерит и галенит, обычно в зонах руд, богатых медью, и в поздних секущих жилах. Арсениды (никелин, маухерит) и сульфоарсениды (герсдорфит, кобальтин) обычно встречаются совместно, преимущественно в рудах Южного Рэнджа (Hawley and Stanton 1962; Cabri and Laflamme 1976). Согласно Cabri and Laflamme (1976), содержания As в рудах Южного Рэнджа в 20 и более раз выше, чем в рудах Северного Рэнджа. Составы кобальтина и герсдорфита перекрываются: содержания Co в этих двух минералах варьируют от 5 до 21 вес%, а содержания Ni - от 9 до 25 вес%.

### 8.7.4. Минералы платиновой группы

Cabri and Laflamme (1976) установили в рудах Садбери 13 минералов платиновой группы (МПГ). Они перечислены в табл. 8.6 - примерно в порядке частоты их встречаемости. Cabri and Laflamme (1976) заметили, что месторождения Южного Рэнджа и офсетов характеризуются присутствием As-содержащих минералов и отсутствием Sn-содержащих. В Северном Рэндже, наоборот, развиты Sn-содержащие минералы, а As-содержащие редки. Cabri and Laflamme (1976) установили, что в твердые растворы арсенидов кобальта и никеля входит большое количество ЭПГ. Кобальтин содержит от 1200 до 7600 ppm Pd, от <400 до 1900 ppm Pt и от <500 до 15 000 ppm Rh; герсдорфит - от 500 до 2000 ppm Pd, от <400 до 2500 ppm Pt и от <500 до 30 000 ppm Rh. В никелине содержится < 400 ppm Pd, Pt и Rh (каждого из них); в маухерите - от <800 до 1000 ppm Pd и <500 ppm Pt и Rh.

Cabri and Laflamme (1984) рассчитали, что 91 % общего количества Pt Садбери сконцентрирован в спериллите, в твердых растворах в сульфоарсенидах, в мончените и платинистом майчнерите. Однако, в майчнерите, в твердых растворах в арсенидах и сульфоарсенидах, в меренскиите и в палладистом мончените представлен только 41 % общего содержания Pd. Обычно считается, что в медно-никелевых и платинометалльных месторождениях большое количество Pd входит в пентландит. В Норильских месторождениях, например, пентландит концентрирует 67–98 % Pd; в этом минерале установлены содержания Pd до 200–1600 ppm (Служеникин, Дистлер, 1998; Дистлер и др., 1999). В пентландитах платиноносного рифа комплекса Стиллуотер содержания этого металла еще выше: Cabri and Laflamme (1974) обнаружили там 1.4 вес% Pd, а Todd et al. (1982) - 3.5 вес%. Садбери представляет исключение из этого правила. Cabri et al. (1983), которые изучали пентландиты Садбери используя протонный микроанализ, не смогли определить в них даже 1.8 ppm Pd. Несомненно, что проблема распространения ЭПГ в рудах Садбери еще далека от разрешения.

## 8.8. Закономерности распространения месторождений, определяемые строением магматического комплекса Садбери

Несмотря на разнообразие месторождений рудного района Садбери, устанавливаются некоторые общие закономерности их локализации.

1. Приконтактные месторождения контролируются морфологией подошвы МКС. Содержание сульфидного вещества в породах МКС увеличивается к нижнему контакту комплекса почти повсеместно, но зоны минерализации, отвечающие месторождениям, появляются там, где имеются впадины (карманы) в подошве. В оригинальной литературе такие структуры называются "embayments". В Северном Рэндже они, как правило, совпадают с зонами увеличения мощности брекчии Футволл. Morrison (1984) показал, что впадины, наблюдаемые в пределах отдельных месторождений или частей месторождений, являются частью сложной системы локальных структур (названных им "террасами") в днище и стенках МКС, которые, по-видимому, формировались при образовании кратера Садбери.
2. Определяющим фактором развития существенного оруденения является присутствие Саблеара. Сульфиды встречаются также в кварцевых и мафитовых норитах, но промышленные приконтактные рудные тела обязательно ассоциируют с породами Саблеара, исключая те случаи, когда руды были перемещены в связи с движением по разломам. Исходя из геологических соотношений, представляется, что сульфиды, образующие месторождения, отсаживались из Саблеара. Саблеар обычно лучше всего развит во впадинах днища МКС.
3. Важным поисковым признаком служат присутствие ультрамафитовых включений. Некоторые тела Саблеара несут промышленные месторождения, а в других существенного оруденения нет. Породы рудоносного и безрудного Саблеара практически не различаются по структуре, минералогии и химическому составу. Все тела Саблеара содержат породные включения. Однако, и в контактном Саблеаре, и в офсетах существенное оруденение ассоциирует преимущественно с телами, где находятся включения мафитовых и ультрамафитовых пород, которые, согласно мнению Scribbs et al. (1984), происходят из глубоко залегающих расслоенных интрузий. Данные об этих включениях, изученных Scribbs et al. (1984) в руднике Страткоки и нескольких месторождениях Южного Рэнджа, представлены в приведенной выше табл. 8.1.

## 8.9. Обсуждение образования магматического комплекса Садбери и связанного с ним оруденения

### 8.9.1. Импактные события

Первым, кто предположил, что структура Садбери образовалась вследствие удара внеземного объекта, был Dietz (1964). Первоначально его теория была встречена со скептицизмом. Однако, появлялось все больше и больше данных о том, что образованию магматического комплекса предшествовал мощнейший взрыв (см. раздел 8.2.3). Конусы скальвания и другие ударные образования предоставляют свидетельства, что сформировавшаяся их ударная волна не могла быть связана с обычным вулканическим взрывом, где максимальное возможное давление составляет 5–10 кбар. Сходство, наблюдаемое между брекчией Садбери и формацией Онадинг, и тот факт, что подобные породы ассоциируют с доказанными импактными структурами, еще более усиливают импактную гипотезу. Naldrett (1999a), комментируя статью Masaitis et al. (1999), писал: "Открытие импактных алмазов вбивает последний гвоздь в гроб неверящих в импактную модель!". Итак, можно считать, что импактное образование структуры Садбери установлено. Импактная модель проверялась в течение 36 лет непрерывных исследований и с каждым годом все более укрепляла свои позиции.

Сейсмические исследования по проекту "Литопроба" (Milkereit et al., 1992) продемонстрировали, что импактный кратер Садбери первоначально имел диаметр порядка 150–200 км. На основе этих данных Grieve et al. (1991) пришли к выводу, что объем импактного расплава, сформированного при образовании кратера, был равен или даже превышал объем магматического комплекса Садбери. То есть, можно предполагать, что весь материал МКС представляет собой импактный расплав без участия мантийного вещества. Выше говорилось, что петрохимические, геохимические и изотопные данные согласуются с такой интерпретацией, но могут быть интерпретированы и иным путем. Одна из проблем – это средний состав магматического комплекса Садбери.

Ariskin et al. (1999) провели моделирование кристаллизации МКС, используя разработанную ими компьютерную программу SOMAGMAT-3.5, описание и примеры использования которой представлены в книге А.А. Арискина и Г.С. Барминой (2000). Моделирование показало, что при дифференциации магмы, отвечающей как средневзвешенному составу МКС (по Collins, 1934), так и среднему составу кварцевого норита (по Naldrett and Hewins, 1984), количество гранофилов будет составлять менее 5 % от объема магматического материала. В действительности, например по скв. 70011, вскрывшей МКС на полную мощность, содержание гранофилов превышает 50 % (см. рис. 8.17). С другой стороны, модельные вариации очень хорошо отвечают вариациям, наблюдаемым по разрезу нижней, мафитовой, части МКС. Если "сжать" модель до соответствующей мощности (823 м по скв. 70011), кривые изменения химического состава магмы будут близко соответствовать изменению состава пород в толще норитов и кварцевых габбро (рис. 8.32). Столь же хорошее соответствие устанавливается между модельным и действительным появлением и исчезновением минеральных фаз. Ariskin et al. (1999) предложили два варианта объяснения полученных результатов. Во-первых, возможно, как предполагали ранее Naldrett and Hewins (1984), что на глубине существует крупное тело мафитовых кумулатов, образованных при формировании гранофилов, не представленное в обнажениях. Другим объяснением будет перегрев, возникший при ударе метеорита. Он мог привести к тому, что в расплав вошла большая масса падающего сверху фельзитового обломочного материала, отвечающего составу пород кровли магматического комплекса. О такой возможности говорили ранее Chai and Eckstrand (1994) и Lightfoot et al. (1997a,b).

Ivanov and Deutsch (1999), используя модифицированную версию компьютерной программы SALE (Amsden et al., 1980), выполнили моделирование развития ударного кратера Садбери во времени. Их модель отображает последовательность деформирования пород мишени, положение изобар и изотерм вблизи кратера и под ним после удара, границу области импактного плавления и эволюцию поля температур внутри и ниже бассейна расплава в промежуток времени от  $10^4$  до  $10^7$  лет после плавления. При моделировании предполагалось, что ударник представлял собой цилиндр диаметром и высотой 12.5 км и двигался со скоростью 20 км/сек. Исследовались две модели мишени: одна из них основывалась на стандартной механике горных пород, другая привлекала акустическую флюидизацию (Melosh, 1979)<sup>43</sup>.

<sup>43</sup> Модель акустической флюидизации (acoustic fluidization) была привлечена для снижения внутреннего трения в породах мишени. По аналогии с хорошо изученными ударными кратерами предполагалось, что размер "акустически флюидизированных" блоков пород мишени составлял сотни метров в поперечнике (Melosh and Ivanov, 1999). Предполагалось также, что глубина развития акустической флюидизации ограничивалась несколькими десятками километров. Проявлению процесса на больших глубинах препятствовало литостатическое давление.

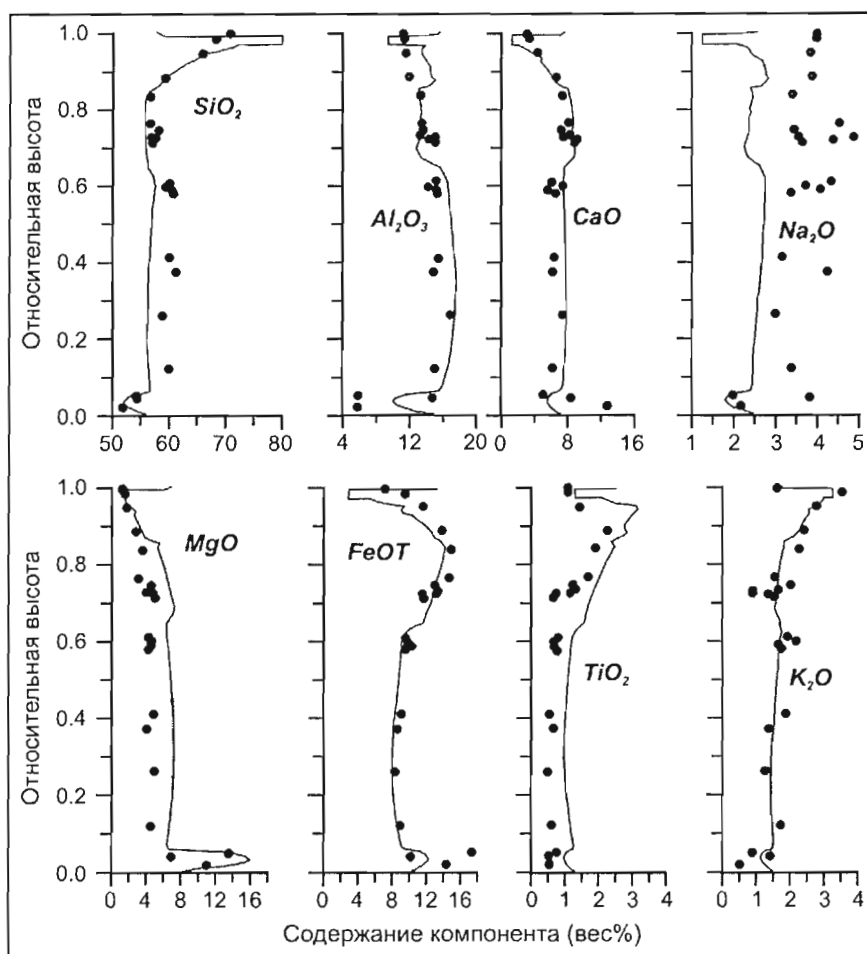


Рис. 8.32.

Результаты моделирования внутрикамерной дифференциации магмы, соответствующей среднему составу кварцевого норита комплекса Садбери, рассчитанному Naldrett and Hewins (1984).

По Ariskin et al. (1999).

Кривые - расчетные составы (исходя из допущения, что 60 % пород составляет кумулус и 40 % - захваченная интеркумulusная жидкость); точки - составы пород по разрезу мафитовой части комплекса Садбери (мощностью 823 м), вскрытому скважиной 70011 на востоке Северного Рэнджа (по Ostermann, 1996)

Результаты данного исследования существенно способствуют пониманию ряда особенностей геологии Садбери. Во-первых, если принять исходные посылки моделирования, кратковременно существовавший (т.н. "переходный") кратер достигал глубины 40–50 км (рис. 8.33), но зона импактного плавления этой глубины не достигала (рис. 8.34). Соответственно, плавление не достигало глубины субконтинентальной мантии. Во-вторых, моделирование показывает, что значительное количество материала нижней коры было вынесено на поверхность (рис. 8.33), причем - в результате течения, вызванного акустической флюидизацией, а не просто в качестве включений в импактном расплаве. Автор данной книги полагает, что гранулиты комплекса Левак, развитые у внешней границы северо-западной части МКС, были подняты на поверхность именно таким образом. Согласно Ivanov and Deutsch (1999), амплитуда поднятия мантии под структурой будет зависеть от того, какая из принятых моделей мишени верна, - поднятие составит 20 км при проявлении акустической флюидизации и около 2 км, если флюидизация не проявлялась. Если акустическая флюидизация имела место, но была подавлена литостатической нагрузкой на глубинах вблизи границы мантии, амплитуда поднятия будет промежуточной между названными величинами. Импактное плавление пород мишени ограничивалось радиусом около 15 км от центра удара (то есть оно проявлялось только в центральной части конечного кратера, имевшего радиус 75–100 км), но плавление достигало глубины 20–30 км от поверхности (рис. 8.34).

## Месторождения рудного района Садбери (Онтарио, Канада)

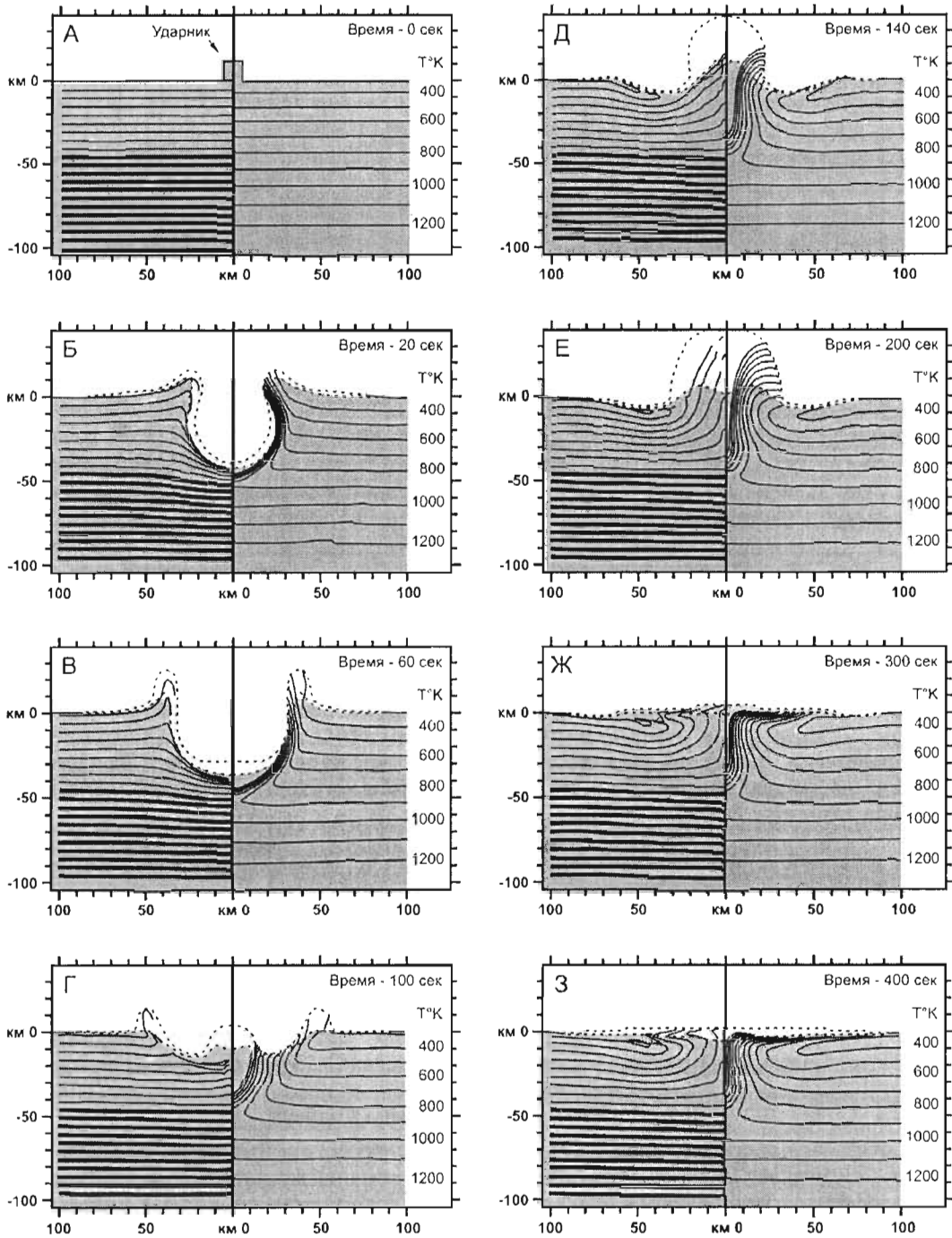


Рис. 8.33.

Модель развития ударного кратера Садбери во времени, выполненная с использованием модифицированной версии компьютерной программы SALE (по Ivanov and Deutsch, 1999).

На представленных картинках (А-З) показано состояние "переходного" кратера в моменты времени 0, 20, 60, 100, 140, 200, 300 и 400 секунд после удара. Предполагается, что ударник представлял собой цилиндр диаметром и высотой 12.5 км и двигался со скоростью 20 км/сек; поверхность мишени была сложена гранитом. Слева на каждой картинке отображена деформация пород мишени (внутреннее трение пород снижено согласно модели акустической флюидизации). Утолщенные линии на глубине более 45 км соответствуют породам субконтинентальной мантии. В правой части картинок показаны изотермы ( $^{\circ}\text{C}$ ). Серая заливка - вещество с плотностью  $>2.0 \text{ г/см}^3$ ; светло-серая заливка - конденсированное вещество с плотностью  $0.2\text{--}2.0 \text{ г/см}^3$ , белый фон - вещество с плотностью  $<0.2 \text{ г/см}^3$ . Моделирование произведено на расстоянии 300 км от точки удара; на приведенных картинках показана только центральная часть зоны моделирования. Принятый коэффициент трения = 0.125

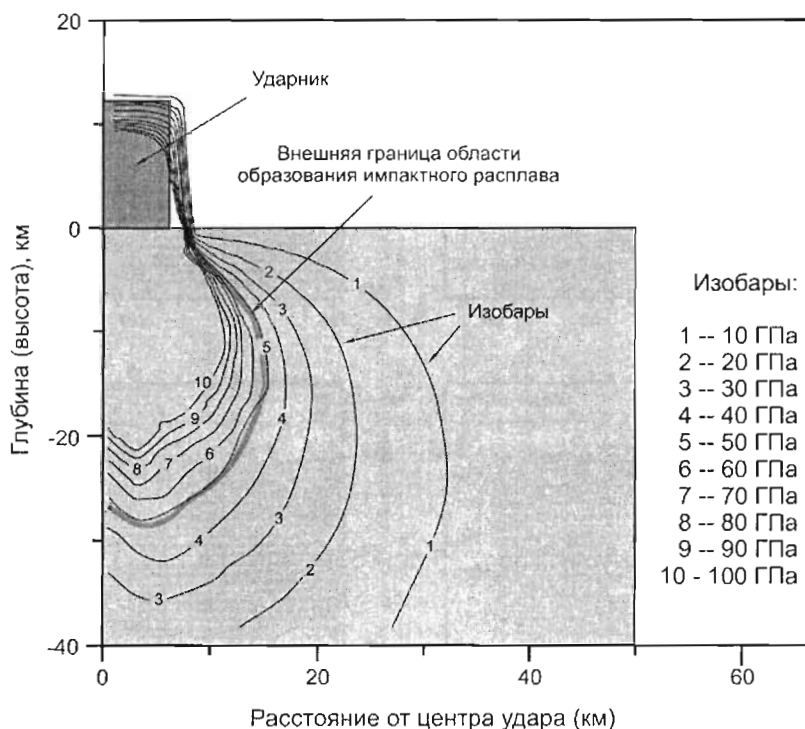


Рис. 8.34.

Результаты моделирования максимального ударного давления при образовании кратера Садбери (по Ivanov and Deutsch, 1999).

Область плавления гранитной мишени примерно соответствует изобаре 50 ГПа. Максимальная глубина плавления, составляющая ~30 км, не достигает границы субконтинентальной мантии, которая в районе Садбери находится на глубине ~45 км

Другие важные результаты исследования Ivanov and Deutsch (1999) - определение степени перегрева импактного расплава и времени, в течение которого этот перегрев существовал. Согласно расчетам, начальная температура импактного расплава составляла 1727° С, и надликвидусные температуры (более 1177° С) сохранялись в течение 100–250 тыс лет после удара. Для того, чтобы весь объем импактного расплава остыл до температуры солидуса (997° С), потребуется около 500 тыс лет.

### 8.9.2. Развитие магматического комплекса Садбери и ассоциирующего оруденения

Хотя импактная модель дает ответы на многие вопросы геологии Садбери, остается еще немало проблем.

#### 8.9.2.1. Обсуждение структуры Садбери

Остается открытым вопрос о первоначальном размере структуры и степени ее сжатия в результате складчатости. Cowan et al. (1999), на основании изучения остаточной магнитной восприимчивости, показали, что гранофиры характеризуются линейной ориентировкой минералов, которая имеет ортогональную направленность по отношению к подошве МКС. С другой стороны, в норитах и кварцевых габбро магнитная линейность ориентирована параллельно основанию МКС с наклоном к центру структуры. Магнитная текстура этих пород согласуется с предположением, что кристаллизовавшиеся минералы осаждались на наклонные борта магматического бассейна. В местах, где тело сильно изогнуто, наблюдаемый текстурный узор не деформируется - это свидетельствует, что изгибание тела не связано со складчатостью. Cowan et al. (1999) пришли к выводу, что при формировании МКС "имели место два эпизода внедрения магматического материала" - внедрение гранофиров и габбро-норитов. Оба расплава интродуцировали в породы, которые уже были смяты в складки; магма внедрялась на месте современного нахождения МКС. Последующее сжатие, которое, возможно, относилось к заключительным стадиям орогенеза Пенокеан, привело к образованию зоны надвигов Южного Рэнджа (Shanks and Schwermer, 1991a,b), но не вызвало существенной складчатости. Во всяком случае, как заключают Cowan et al. (1999), крутое падение пород МКС в Восточном Рэндже ни коим образом не может быть связано со складчатостью. Отсюда, с их точки зрения, следует, что МКС не мог быть образован в результате дифференциации расплава *in situ*.



Хотя структурные исследования показывают, что напряжения, вызвавшие региональную складчатость, не действовали на породы МКС, остается возможность, что некоторые элементы современной структуры бассейна Садбери могли быть образованы в связи со складчатостью послыдного скольжения (John Fedorowich, личное сообщение, 1998). Например, крутое падение пород Восточного Рэнджа, возможно, связано с импактным событием Уонапитей, случившимся 32 млн. лет назад. Образованная при этом структура, расположенная непосредственно к востоку от бассейна Садбери, представляет собой поднятие, сопровождаемое серией параллельных взбросов (система разломов Уэдделл Лэйк).

### 8.9.2.2. На пути к генетической модели магматического комплекса Садбери

При попытке увязать происхождение различных фаз МКС в единой модели возникают некоторые принципиальные неясности. Неясна природа мафитовых и ультрамафитовых включений в Саблеаре - происходят они из более древней расслоенной интрузии или образованы в процессе остывания расплава после метеоритного удара? Если верным является первое предположение, то почему они содержат цирконы и баделленты, имеющие возраст 1.85 млрд лет? Если правильным является второе предположение, то каким образом из богатой кремнеземом магмы, образовавшей МКС, могли кристаллизоваться дуниты и пироксениты? Другую проблему представляют гранофиры. Как показали Ariskin et al. (1999), их объем слишком велик, чтобы его можно было объяснить фракционированием магмы МКС. Chai and Eckstrand (1994) высказали предположение, что гранофиры представляют импактный расплав, образованный из корового материала, а нориты являются смесью корового расплава с мантийной базальтовой магмой. Однако, Lightfoot et al. (1997a) оспорили этот вывод: подобие отношений несовместимых элементов, наблюдаемое в норитах и в гранофирах, предполагает единый магматический источник.

Выше говорилось, что изучение Re-Os изотопной системы в нескольких месторождениях Садбери свидетельствует, что более 50 % осмия, возможно, весь осмий в месторождениях имеет коровое происхождение. Исследование сульфидсодержащих меланоритовых включений из рудника Вистл (Hawkesworth et al., 1997) показало, что их составы лежат на линии смешения материала с низкими отношениями Re/Os (силикатное вещество включений) и более древнего материала (2.6 млрд. лет) с высоким отношением Re/Os (сульфиды). Компонент сульфидов (который сам может быть хорошо гомогенизированной смесью двух компонентов) имеет, несомненно, коровое происхождение. Логично считать, что свидетельства вклада мантийного материала должны быть лучше всего представлены в составе руд. Однако, Os и, возможно, весь материал сульфидов является коровым. Исключительно коровое происхождение материала МКС наиболее непротиворечиво объясняет и другие изотопные данные.

Давайте рассмотрим комплекс Садбери, предположив, что он имеет исключительно коровое происхождение. Континентальные магмы весьма редко бывают сильно перегретыми, но в случае Садбери, согласно Ivanov and Deutsch (1999), прошло около 500 тысяч лет, прежде чем магма достигла солидуса. В этом случае можно ожидать исключительно высокую степень ассимиляции вмещающих пород с поглощением не только пород кровли, но также бортов и основания магматического бассейна. Предполагается, что первоначальный состав импактного расплава Садбери отвечал составу: норит Южного Рэнджа + фельзитовый норит + кварцевое габбро. Заметим, что и Chai and Eckstrand (1996), и Lightfoot et al. (1997a), когда они рассчитывали средний состав Главного тела МКС или состав норитового слоя, опустили нориты Южного Рэнджа. Названные породы содержат заметно меньше кремнезема, чем фельзитовые нориты, состав которых был положен в основу расчета средних составов. Трудно решить, какие породы преобладали в недеформированном МКС, - нориты Южного Рэнджа или фельзитовые нориты. Если принять объемы этих пород равными, то средний состав норитового слоя будет содержать заметно меньше кремнезема и будет более плотным, чем рассчитали Chai and Eckstrand (1996) и Lightfoot et al. (1997a). Исходя из глубины импактного плавления, рассчитанной Ivanov and Deutsch (1999), в расплав должны были входить очень многие компоненты. Это слои гуронских образований, относительно богатые фельзитовым материалом, ранние гуронские вулканические породы мафитового состава и, возможно, расслоенная интрузия (интрузии) того же возраста, а также архейские тоналиты и, может быть, зеленокаменные архейские образования мафитового и коматиитового состава.

Логично предположить, что выбросы из кратера содержали более высокую пропорцию кислых гуронских пород и меньшую пропорцию предполагаемых гуронских основных вулканических и интрузивных образований, чем импактный расплав, образовавшийся в кратере при взрыве. Если так, то кровля бассейна импактного расплава должна иметь более фельзитовый состав, чем сам расплав. Как предполагали Ariskin et al. (1999), учитывая перегретость расплава, в него мог войти очень большой объем горячих импактных брекчий, формировавших кровлю МКС. Вхождение в верхнюю часть магматического бассейна расплавленного зювита могло сильно понизить плотность расплава по сравнению с нижней частью бассейна.

Naldrett (1999b), сославшись на экспериментальное и числовое моделирование камер, заполненных неомогенной магмой (Campbell and Turner, 1986), предположил, что такая магма быстро расслаивается на два слоя, каждый из которых имеет однородную плотность, с пограничным горизонтом между ними. В случае Садбери слой низкой плотности представляли гранофиры, а нижележащий более плотный слой - нориты (рис. 8.35). В обоих слоях происходила конвекция, но в каждом из них она протекала самостоятельно. Тепловой поток остывающего норита конвектировал к пограничному слою, затем проходил через него кондуктивным путем, затем снова конвектировал в гранофировом слое, усиливая плавление пород кровли. Конвекционное течение в нижнем (норитовом) слое будет перемещать вниз материал, относительно охлажденный у краев магматического бассейна. При достижении солидуса силикатные материалы будут кристаллизоваться, имея линейную ориентировку зерен, направленную внутрь и вниз магматического тела, что задокументировано Cowan et al. (1999). То же самое будет происходить и в слое гранофировой магмы. Однако, части МКС, где гранофир контактировал со стенками камеры, уничтожены эрозией, наблюдаются только границы гранофира с кварцевыми габбро и породами кровли. Когда гранофировая магма достигла температуры ликвидуса, кристаллизация, вероятно, происходила перпендикулярно изотермам, ориентированным параллельно кровле. Такая кристаллизация должна формировать текстурный рисунок, ортогональный по отношению к кровле, что согласуется с наблюдениями Cowan et al. (1999).

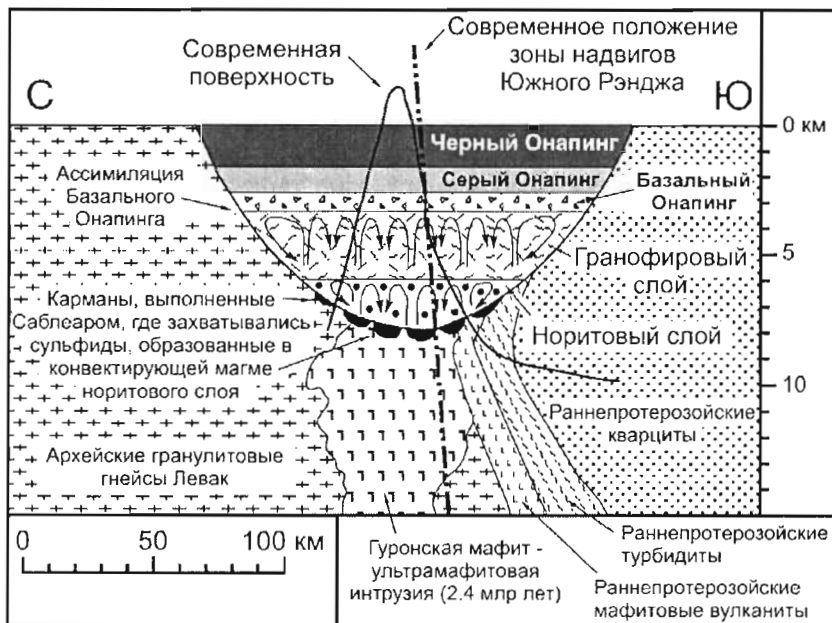


Рис. 8.35.

Модель магматического комплекса Садбери при его развитии от образования кратера до полной кристаллизации норитов и гранофиров (по Naldrett, 1999b).

Магма разделилась на два слоя - гранофировый и норитовый, в каждом из которых развилась самостоятельная конвекция. В верхней части гранофирового слоя происходила ассимиляция материала вышележащей формации Онапинг, чему способствовала перегретость импактного расплава. При остывании норитового слоя, но еще до достижения им температуры ликвидуса, возникла сульфидная несмешиваемость. Сульфиды беспрепятственно оседали через горячую, имевшую низкую вязкость магму и концентрировались у дна магматического бассейна. При достижении ликвидуса в норитовом слое образующиеся кристаллы оседали на стенки бассейна и, благодаря конвекционному течению, приобретали линейную ориентировку, направленную вниз параллельно стенкам бассейна. В карманах дна бассейна, ниже конвектирующего норитового слоя сохранился первоначальный импактный расплав, и эти карманы служили ловушками для сульфидов и обломков пород. Таким путем сформировались тела Саблеара, обогащенные сульфидами и породными включениями. В гранофировом слое, при достижении им ликвидуса, формировалась магматическая текстура с ориентировкой минералов, ортогональной по отношению к изотермам магмы; вблизи центра структуры минералы были ориентированы параллельно кровле магматического бассейна. Последующее запрокидывание структуры, во многом обусловленное движениями в зоне надвигов Южного Рэнджа (см рис. 8.7), сформировало структурный план бассейна, выраженный в современном эрозионном срезе

На первый взгляд, представленная выше модель, которая имеет много общего с моделью Chai and Eckstrand (1994), вступает в конфликт с данными по микроэлементам, полученными Lightfoot et al. (1997a). Однако, предполагаемая автором принципиальная разница между нижним норитовым и верхним гранофировым слоем заключается в том, что норитовый слой содержал большую пропорцию мафитового материала. Несовместимые элементы входили в расплав преимущественно из фельзитового компонента каждого слоя, а этот компонент был одним и тем же. Отсюда ожидается, что соотношения несовместимых элементов в обоих слоях будут сходными. Lightfoot et al. (1997a) допускали такую возможность, а в последующей работе Lightfoot et al. (2001) ссылались на разделение магмы на два слоя, объясняя поведение Ni и Cu в разрезе МКС при остывании магмы и выделении сульфидов.

Lightfoot et al. (1997a) заметили, что если породы МКС образовались в результате плавления "средней коры", существует проблема, касающаяся высоких содержаний в них Ni, Cu и S. Это иллюстрируется таблицей 8.7. Средний фельзитовый норит содержит 126 ppm Ni и 155 ppm Cu, - не считая Ni и Cu, входящих в сульфидные руды, а материал сульфидов тоже должен учитываться при расчете состава исходной магмы. В любом случае магма содержала много больше Ni и Cu, чем средняя кора, где содержания Ni и Cu составляют 25 и 30 ppm соответственно. Даже если разбавить норит разумно допустимым количеством гранофира, содержания Ni и Cu все равно будут намного больше, чем в средней коре. Рассмотренная выше модель (Naldrett, 1999b), предполагающая наличие верхнего слоя гранофировой магмы и нижнего слоя норитовой магмы, в который входила значительно большая пропорция расплавленных мафит-ультрамафитовых пород, позволяет решить эту проблему.

Таблица 8.7

**Средние содержания Ni и Cu (ppm) в некоторых породах магматического комплекса Садбери в сравнении с Серым Онапингом и "средней корой"**

Элемент	Фельзитовый норит	Гранофир	Серый Онапинг	Средняя кора
Ni	126	31	51	25
Cu	155	5	35	30

Предполагается, что пограничный слой между двумя главными слоями магмы был не только зоной теплообмена, но через него могла происходить также диффузия химических компонентов. Watson and Jugewicz (1984) показали, что диффузия щелочей через геохимические границы происходит быстрее, чем диффузия Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> или SiO<sub>2</sub>. Поскольку содержание щелочей в гранофировом слое существенно выше, чем в норитовом, верхняя часть норитового слоя будет испытывать постоянный приток щелочей сверху. Поступающие щелочи будут подхватываться направленными вниз потоками конвектирующей норитовой магмы, что приведет к быстрой гомогенизации той части норитового слоя, которая оставалась незакристаллизованной.

Рассматривая "норитовый слой", показанный на рис. 8.35, в качестве хорошо гомогенизированной смеси фельзитовых и мафитовых пород мишени, можно, как это предполагал Golightly (1994), получить ключ к пониманию накопления большого количества сульфидных руд. Если мафитовые породы мишени содержали сульфиды, то эти сульфиды должны были раствориться в импактном расплаве. Последующая фельзификация расплава за счет поглощения материала кровли и стенок магматического бассейна создала благоприятные условия для сульфидной несмесимости. Несмесимость могла возникнуть немедленно, но появление новых и новых порций несмесимой сульфидной жидкости происходило затем в течение длительного времени при снижении температуры, которая была намного выше температуры ликвидуса гибридной магмы. Высокая температура благоприятствовала быстрой конвекции и эффективной сегрегации несмесимой сульфидной жидкости (см. ниже). Поскольку сульфиды образовывались из магмы, которая представляла собой расплав архейских и раннепротерозойских вмещающих пород, сульфидный материал характеризуется высокой радиогенностью осмия.

**8.9.2.3. Распределение Ni и Cu в породах МКС**

Наиболее современные данные по распределению Ni, Cu и ЭПГ в разрезе МКС представили Lightfoot et al. (2001). Они установили непрерывное снижение содержаний Ni снизу вверх по разрезу норитов от значений 300–1000 ppm (и для Ni, и для Cu) в мафитовом норите до 100–300 ppm в подошве фельзитового норита и до ~15 ppm в его кровле (рис. 8.36). Вариации отношения Cu/Zr (рис. 8.37) и Ni/MgO свидетельствуют, что насыщение магмы сульфидом произошло у основания мафитовых норитов или несколько ниже (определить точное положение этого уровня затруднительно, поскольку здесь происходила

<sup>\*</sup> по Lightfoot et al., 1997a

<sup>\*\*</sup> по Muir and Peredery, 1984

аккумуляция сульфидов, осевших сверху). Как уже говорилось, Lightfoot et al. (2001) считают, что состав первоначального расплава МКС близок составу приконтактных кварцевых диоритов офсета Уоррингтон, исключая содержания халькофильных элементов. Среднее содержание Ni в кварцевом диорите составляет 83 ppm, Cu - 98 ppm. Наиболее низкие наблюдаемые там содержания Ni и Cu составляют по 50 ppm, что близко содержаниям, рассчитанным для пород мишени района Садбери. Различия в 35 ppm (и по Ni, и по Cu) между содержаниями в кварцевом диорите и в верхней части фельзитового норита (15 ppm) интерпретируются как результат удаления халькофильных элементов из магмы главной массы МКС при сегрегации сульфидов. Lightfoot et al. (2001) пришли к выводу, что количество металлов, потерянное магмой, было более чем достаточным для образования руд Садбери. Используя экспериментально установленные коэффициенты разделения и полагая, что R-фактор был равен 1000, они рассчитали, что магма МКС во время сегрегации приконтактных руд (но не руд офсетов) содержала 210 ppm Ni и 109 ppm Cu. Они предположили, что такие содержания Ni и Cu, значительно превышающие содержания в эндоконтактных породах офсетов, обусловлены тем, что магма разделилась на мафитовый и фельзитовый слой уже после образования офсетных даек, но до развития сульфидной несмесимости. Во время разделения магмы на два слоя Ni и Cu сконцентрировались в мафитовом слое, содержания этих элементов там сильно превысили содержания в первоначальном расплаве.

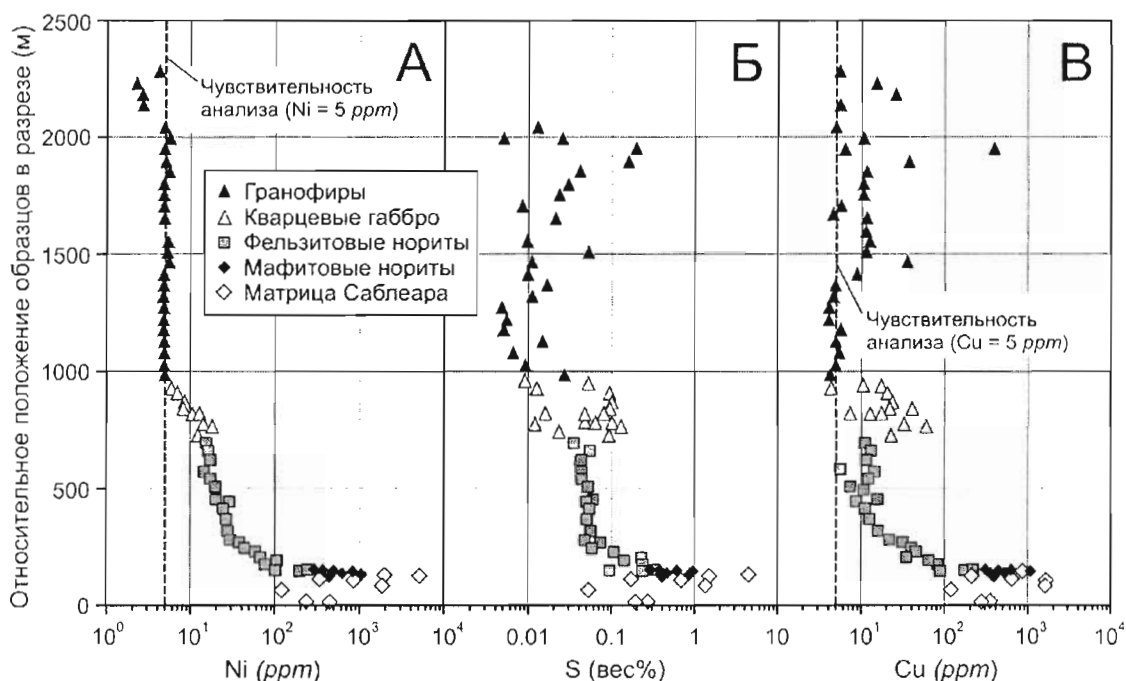


Рис. 8.36.

Вариации содержаний Ni (А), S (Б) и Cu (В) по разрезу скважины МАС-91 и в обогащенных гранофирах, залегающих выше по разрезу, в Восточном Рэндже МКС (расположение скважины показано на рис. 8.15). По Lightfoot et al. (2001)

#### 8.9.2.4. Происхождение включений, представленных в Саблеаре

Если изложенный выше сценарий верен и магматический материал Садбери не содержит первичного мантийного компонента, каким образом можно объяснить возраст ультрамафитовых включений, который, согласно Corfu and Lightfoot (1997), составляет 1.85 млрд лет? Выше говорилось, что тела Саблеара из разных частей МКС существенно различаются между собой по геохимии микроэлементов и изотопным характеристикам. Кроме того, материал Саблеара отличается от материала главного тела МКС в целом. Вполне вероятно, что тела Саблеара представляют порции импактного расплава, которые были изолированы в карманах (embayments) ложа магматического бассейна и включали линзы более мафитового состава, неомогенизированные с окружающей магмой. После кристаллизации эти линзы образовали мафит-ультрамафитовые обособления, датированные Corfu and Lightfoot (1997). Что касается включений, представленных в виде обломков (описанных Scribbins et al., 1984, см. табл. 8.1), то они, возможно, являются нерасплавленными остатками мафит-ультрамафитовых пород. Эти породы частично могут происходить из ультрамафитовых силлов, выявленных бурением в подошве МКС в Северном Рэндже, и, частично, из предполагаемой на глубине мафит-ультрамафитовой интрузии гуронского возраста (рис. 8.35).

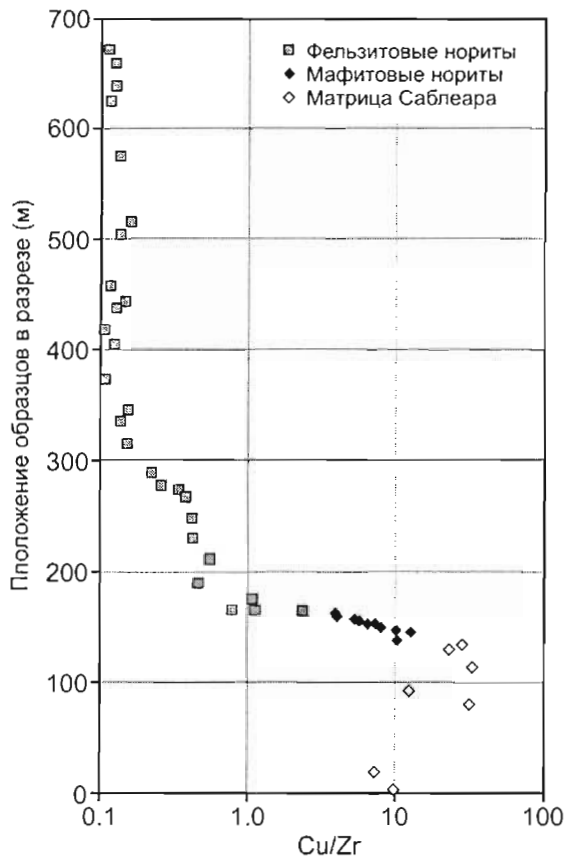


Рис. 8.37.

Вариации отношений Cu/Zr по разрезу фельзитовых норитов, мафитовых норитов и Саблеара по скв. MAC-91 в Восточном Рэндже МКС (расположение скважины показано на рис. 8.15). По Lightfoot et al. (2001)

### 8.9.2.5. Накопление Ni-Cu сульфидов

Важность Саблеара как ключевого фактора формирования промышленных скоплений сульфидов вдоль подошвы МКС подчеркивалась во многих работах. В числе первых были исследования Naldrett and Kullerud (1967) и Souch, Podolsky et al. (1969). Согласно предположению Naldrett and Kullerud (1967), сульфиды были доставлены в места их современного нахождения магмой Саблеара, которая представляла позднюю фазу МКС и интродировала вдоль нижнего контакта главного магматического тела. Однако, если признавать, что магма МКС являлась коровым импактным расплавом и не содержала мантийного компонента, нужно тщательно проанализировать возможность того, что сульфиды были отсажены из главного тела МКС *in situ*. Keays and Lightfoot (1999), затем Lightfoot et al. (2001) привлекли внимание к прогрессивному увеличению содержания Ni сверху вниз по разрезу МКС от гранофилов через кварцевые габбро до фельзитовых и мафитовых норитов (рис. 8.36А). Возрастание никеля согласуется с увеличением содержания серы (рис. 8.36Б). Медь тоже увеличивается сверху вниз, но с большим разбросом (рис. 8.36В), что может быть обусловлено гидротермальной ремобилизацией Cu.

Keays and Lightfoot (1999) рассмотрели также содержание Ni и Cu в фельзитовых норитах, мафитовых норитах и породах Саблеара, предполагая, что Ni и Cu заключены только в сульфидах. Оба металла показывают увеличение содержания сверху вниз в Саблеаре, но в разрезе мафитовых норитов подобная закономерность сколько-нибудь отчетливо не проявлена (рис. 8.38). Возможно, будет правильным связывать всю представленную в породах медь с сульфидами, но, как заметили Keays and Lightfoot (1999), часть Ni в исследованных породах, несомненно, входит в мафитовые минералы, в основном в пироксены. Таким образом, расчеты с включением всего Ni в сульфидное вещество ведут к переоценке содержания Ni в сульфиде. В случае образцов, бедных сульфидным материалом, переоценка будет существенной. Keays and Lightfoot (1999) представили модель сегрегации сульфидной жидкости в течение кристаллизации фельзитовых норитов. Выделение сульфидов приводило к обеднению остаточной магмы халькофильными металлами. Поздние порции сульфидов сегрегировались из все более и более деплетированной магмы, так что они содержали меньше халькофильных элементов.

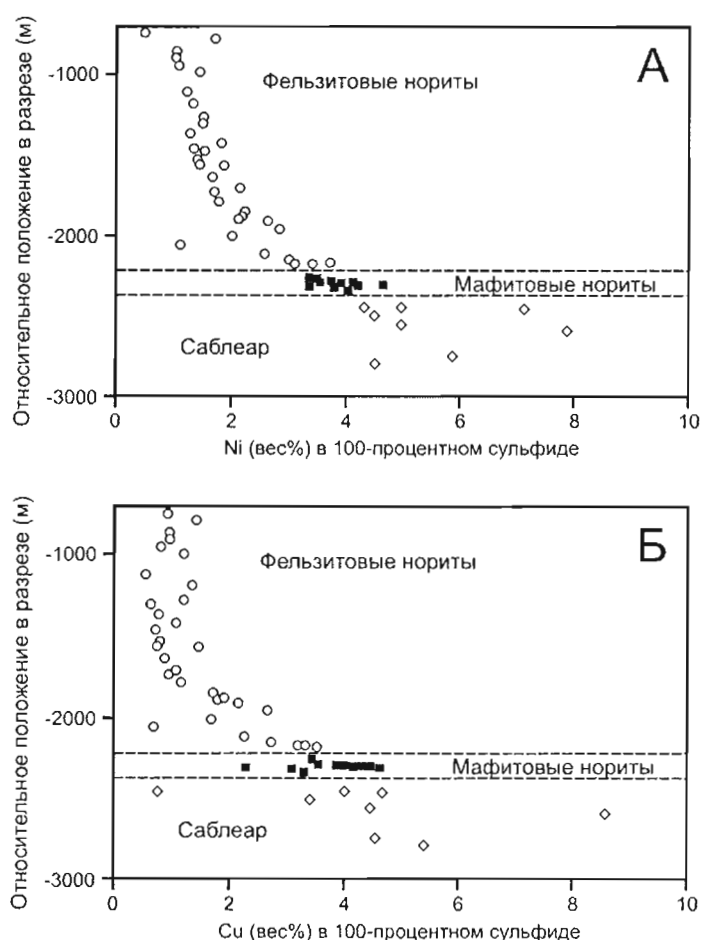


Рис. 8.38.

Вариации содержаний Ni (А) и Cu (Б) в 100-процентном сульфиде фельзитовых и мафитовых норитов и пород Саблеара по разрезу скважины MAC-91 в Восточном Рэндже МКС (расположение скважины показано на рис. 8.15). По Keays and Lightfoot (1999).

Для большей наглядности, данные по мафитовым норитам и породам Саблеара смещены вниз от истинного положения пород в разрезе на 30 и 60 м соответственно

Несмотря на то, что содержания Ni и Cu в породах Саблеара и в мафитовых норитах в целом близки (рис. 8.36), Keays and Lightfoot (1999) полагали, что 100-процентный сульфид Саблеара содержит несколько больше никеля, чем сульфид мафитового норита. Согласно их пересчетам, среднее содержание Ni в сульфиде Саблеара по скв. MAC-91 составляет 5.8 вес%, а в сульфиде мафитового норита - 4.1 вес%. Однако, представительные данные, полученные Naldrett et al. (1999) по другим площадям, не показали подобной закономерности, по крайней мере в двух месторождениях, где исследовано достаточное количество образцов (Виктор в Восточном Рэндже и Триллабелл на западе МКС). На рис. 8.39 показаны вариации содержания Ni в 100-процентном сульфиде по разрезам трех скважин в названных месторождениях, а на рис. 8.40 приведены гистограммы распределения Ni в 100-процентном сульфиде в образцах Саблеара из каждого месторождения. Как видно, содержания Ni в сульфидах мафитового норита и Саблеара практически не различаются, и закономерного изменения содержаний по разрезу не происходит. Заметим, что поведение Cu в работе Naldrett et al. (1999) исследовано не было, поскольку на содержание этого элемента могло сильно повлиять добавление или удаление остаточной богатой медью жидкости, образованной в ходе кристаллизации сульфидов. В главе 2 отмечалось, что Ni гораздо менее, чем Cu, чувствителен к таким процессам.

Таблица 8.8 представляет средние содержания Ni, Cu, Pt, Pd и Rh в 100-процентном сульфиде различных руд из некоторых месторождений, изученных Naldrett et al. (1999). Несмотря на показанное выше сходство между сульфидами мафитового норита и Саблеара, устанавливается, что сульфиды из руд, развитых в экзоконтакте МКС (брекчия Футволл в месторождениях Северного и Восточного Рэнджей и

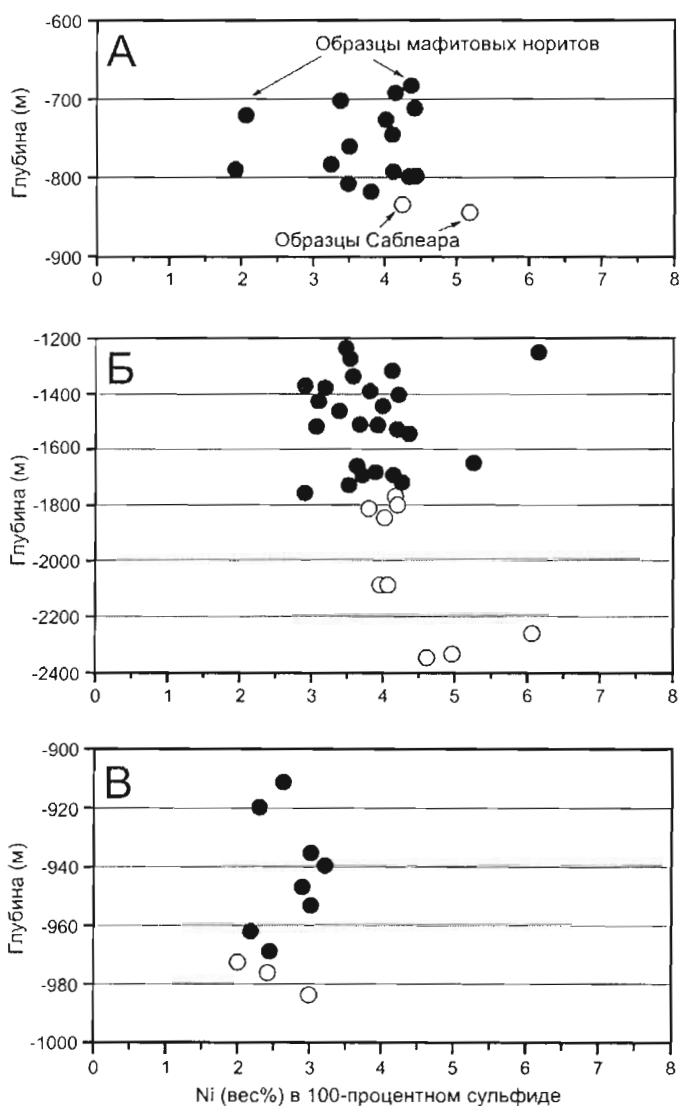


Рис. 8.39.

Вариации содержания Ni в 100-процентном сульфиде мафитовых норитов и пород Саблеара по разрезам двух скважин на месторождении Виктор (А, Б) и одной скважины на месторождении Триллабелл (В). По Naldrett et al. (1999)

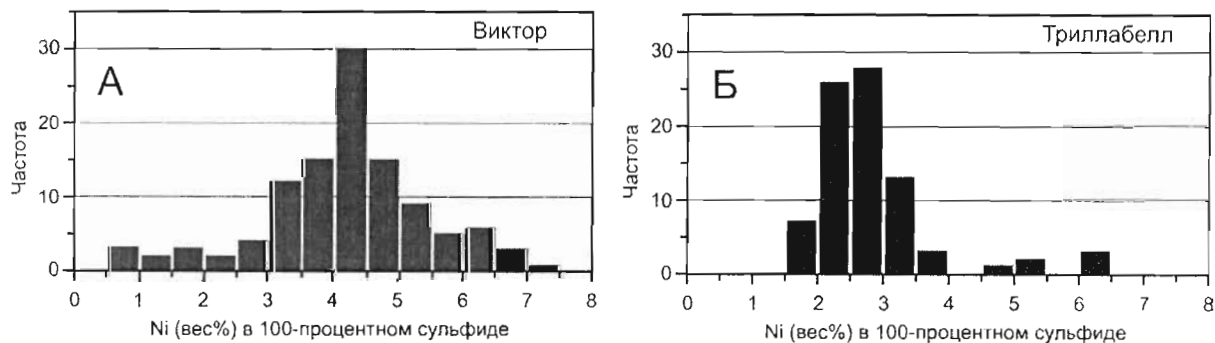


Рис. 8.40.

Гистограммы распределения Ni в 100-процентном сульфиде в образцах Саблеара в месторождении Виктор (А) и Триллабелл (Б). По Naldrett et al. (1999)

**Средние содержания Ni, Cu, Pt, Pd и Rh в рудах некоторых месторождений Садбери в пересчете на 100-процентный сульфид. По Naldrett et al. (1999)**

Месторождение	Тип руд	К-во обр.	Ni (вес.%)	Cu (вес.%)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Rh (ppb)
<b>Приконтактовые месторождения Северного Рэнджа</b>							
Триллабелл	Руды Саблеара	17	2.68	1.68	322	224	36
Маккриди Западный	Руды Саблеара	11	3.82	0.51	131	47	61
	Руды экзоконтакта	25	5.14	2.44	788	873	175
Крэйг	Руды экзоконтакта	255	5.94	4.07	6 850	20 68	104
Маккриди Восточный	Руды Саблеара	8	5.27	2.21	629	436	141
Фрейзер	Руды Саблеара	35	4.52	2.30	792	571	216
	Руды экзоконтакта	133	5.23	3.85	1 966	1 118	117
Страткона	Руды Саблеара	10	3.06	0.37	113	103	59
	Руды экзоконтакта	25	3.86	1.32	408	337	19
<b>Приконтактовые месторождения Восточного Рэнджа</b>							
Виктор	Руды Саблеара	120	4.35	3.24	943	519	229
	Руды экзоконтакта	63	5.07	1.94	683	461	75
<b>Приконтактовые месторождения Южного Рэнджа</b>							
Линдсли	Руды Саблеара	209	4.06	3.86	2 238	2 093	353
Крейтон	Руды Саблеара	89	6.57	7.28	3 685	1 994	571
	Руды, богатые включениями	68	7.39	5.89	2 274	3 261	632
	Массивные руды	21	6.82	7.32	1 749	2 093	538
Криан Хилл	Руды Саблеара	18	4.35	6.81	5 417	2 632	334
	Руды, богатые включениями	29	3.53	4.10	5 424	4 370	753
	Массивные руды	14	4.06	3.86	1 938	3 268	396
Гертруд	Руды Саблеара	115	4.73	2.72	559	339	263

массивные руды, содержащие включения вмещающих пород в Южном Рэндже), содержат больше Ni, чем вышележащие руды Саблеара. Такая закономерность проявлена в пяти из шести изученных месторождений (Маккриди Западный, Фрейзер, Страткона, Виктор и Крейтон). Единственное исключение представляет месторождение Криан Хилл; причина его своеобразия не установлена. Возможно, обогащение экзоконтактовых руд никелем вызвано тем, что на ранних стадиях кристаллизации сульфидов Саблеара Ni преимущественно входил во фракционированную жидкость и мигрировал совместно с Cu, Pt, Pd и Au в породы подошвы. Если это так, следует ожидать, что сульфиды, локализованные в породах подошвы должны быть беднее Rh по сравнению с сульфидами Саблеара. Это справедливо для месторождений Фрейзер, Страткона и Виктор, но не для Маккриди Западный, Крейтон и Криан Хилл. В последних трех месторождениях сульфиды, аккумулярованные в экзоконтакте, были образованы, вероятно, при более высоком R-факторе, чем сульфиды Саблеара (Naldrett et al., 1999). Сульфиды, находящиеся в породах подошвы, вероятно, сегрегировались раньше, когда магма была менее обеднена халькофильными элементами, чем при образовании сульфидов Саблеара и мафитового норита. Выше говорилось, что сульфиды офсетных месторождений существенно богаче ЭПГ, по сравнению с приконтактовыми месторождениями (табл. 8.5). Они, вероятно, сегрегировались наиболее рано из наименее деплетированной магмы. Представляется, что при развитии магматического комплекса Садбери имело место несколько этапов сульфидной сегрегации. 1. Сначала образовывались наиболее богатые сульфиды, которые внедрились в офсеты совместно с магмой, несущей мафит-ультрамафитовые включения. 2. Чуть позже образовались сульфиды, которые осели в брекчию Футволл в карманах (embayments) подошвы МКС. 3. На следующей стадии формировались сульфиды Саблеара и мафитового норита. 4. Продолжение сульфидной сегрегации вело к образованию сульфидов, рассеянных в разрезе фельзитового норита, которые последовательно обеднялись халькофильными металлами снизу вверх.

Из приведенной дискуссии следует, что сульфиды начали сегрегироваться на относительно ранней стадии остывания магмы МКС. Очень вероятно, что это произошло до того, как магма главного тела достигла ликвидуса.

\* Имеются в виду включения силикатных пород



Эксперименты Kiersnowski (2000) продемонстрировали, что конвекция ускоряет процесс удаления несмешиваемых сульфидов из вмещающей силикатной магмы. Во многих опытах сульфидные капельки не показывали тенденции к оседанию в течение недели и более при статических условиях, но полностью отделились в течение нескольких дней при конвекции магмы. Когда конвектирующая магма в экспериментах Kiersnowski (2000) достигала застойного пограничного слоя, развивающегося у стенок и дна чана, частицы, подошедшие к его границе, захватывались в застойном слое, затем оседали через него и концентрировались у дна чана. Автор полагает, что результаты этих экспериментов применимы и к случаю Садбери. Капельки несмешиваемой сульфидной жидкости, возникшие в конвектирующем норитовом слое, достигая нижнего граничного слоя, захватывались в нем. Застойный слой был мощнее в карманах (embayments) подошвы, и сульфиды в основном концентрировались там.

## 8.10. Заключение

Итак, предполагается следующая история развития структуры Садбери.

1. Перед формированием структуры район Садбери был сложен гуронскими образованиями (осадочными и подстилающими вулканическими), которые несогласно перекрывали архейский (фундамент). Породы (фундамента) вмещали мафит-ультрамафитовую расслоенную интрузию, возможно внедрившуюся при открытии гуронского океана 2.45 млрд лет назад.
2. При ударе метеорита возник короткоживущий кратер глубиной 40 км и диаметром 60 км. Непосредственно при ударе образовались также некоторые тела брекчии Садбери, вдавленные в породы мишени, и произошло плавление пород мишени. Значительную часть расплава составил материал гуронской мафит-ультрамафитовой интрузии. В карманах (embayments) подошвы МКС расплав был обогащен компонентами местных подстилающих пород и включал их нерасплавленные обломки. Внедряясь в трещины вмещающих пород, первичный импактный расплав образовал офсетные дайки (рис. 8.41А).

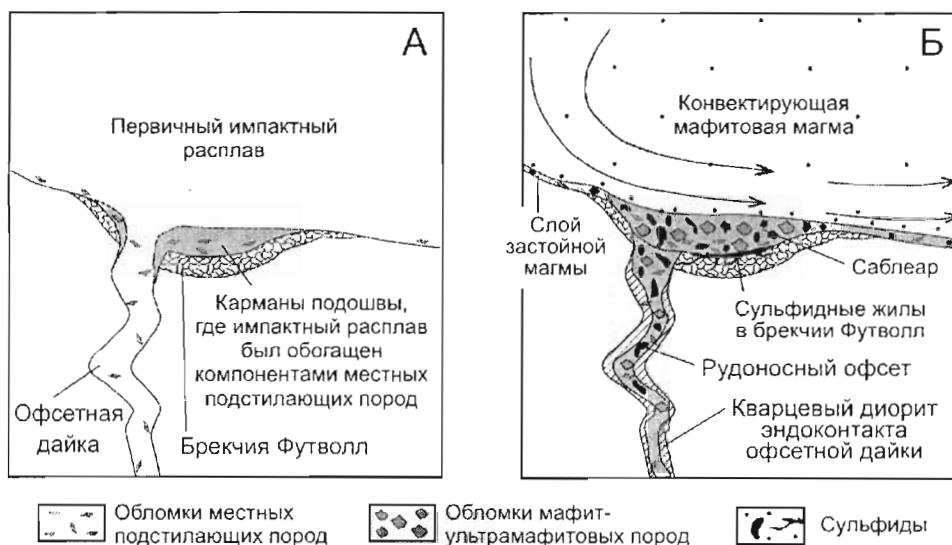


Рис. 8.41.

Модель развития Саблеара и офсетной дайки при зарождении магматического комплекса Садбери (А) и при накоплении сульфидов (Б). Учтена модель развития офсетов, разработанная Lightfoot et al. (2001)

3. В результате быстрого выброса материала из центра кратера на поверхности оказались крупные блоки глубоко залегающих архейских гнейсов Левак, представляющих породы гранулитовой фазии метаморфизма.
4. Часть выброшенного материала упала обратно в кратер и сформировала покров мощностью 2 км, перекрывающий расплавленные породы. Верхнюю часть этого покрова, возникшего сразу же после выброса, представляет Зеленый Онапинг.
5. Со стенок кратера немедленно началось сползание пород, и диаметр кратера увеличился до ~200 км. В течение этого процесса были образованы некоторые разновидности брекчии Садбери, окружающие край кратера. Они, вероятно, представляют зоны, по которым происходило сползание. Обломочный материал выброса, выпавший за пределами кратера, был затем смыт обратно в кратер и сформировал Черный Онапинг, в котором содержатся обломки черного окаменевшего ила неизвестного происхождения.

6. Расплав, заполнявший кратер, имел температуру, примерно на 500° С превышающую температуру ликвидуса. Это вызвало интенсивное плавление окружающих пород, в частности, перекрывающего Базального Онапинга. Обломки мафит-ультрамафитовых пород, включенные в расплав в карманах ложа структуры, на этой стадии тоже расплавились и, гибридизируясь материалом импактного расплава, при кристаллизации образовали включения меланоритов.
7. Добавление материала из плавящейся покрывки в верхнюю часть магматического бассейна обусловило существенную неоднородность состава магмы в бассейне, со снижением основности от подошвы к кровле. В результате быстрой стабилизации возникшей гетерогенности, импактный расплав разделился на два слоя: верхний (гранофировый) и нижний (норитовый), в каждом из которых развилась конвекция (рис. 8.35). Продолжающееся плавление брекчии Онапинг увеличивало содержание фельзитовых компонентов в гранофировом слое.
8. По мере остывания импактного расплава в его нижнем норитовом слое образовывались несмешиваемые сульфиды, капельки которых перемещались потоками быстро конвектирующей перегретой магмы низкой вязкости. Сульфиды захватывались в застойном пограничном слое магмы вдоль стенок кратера и, оседая через него, преимущественно накапливались в карманах стенок, где зоны застойной магмы имели особенно высокую мощность и содержали значительное количество обломков местных вмещающих пород. Здесь же накапливались обломки мафит-ультрамафитовых пород гуронской дифференцированной интрузии, предположительно находившейся в районе удара метеорита. Обстановка перегрева, существовавшая на этом этапе развития магматического бассейна, создавала весьма благоприятные условия для оседания сульфидов и их захвата в неровностях подошвы МКС.
9. Keays and Lightfoot (1999) и Lightfoot et al. (2001) предположили, что на этом же этапе магматический материал застойного слоя, развитого в основании МКС, выдавливался в некоторые офсеты, частично замещая сохранявшийся там недифференцированный импактный расплав, отвечавший кварцевому диориту. Выдавленная магма захватывала сульфиды и включения (обломки) мафит-ультрамафитовых пород, что вело к образованию линзообразных рудных зон офсетов (рис. 8.41Б).
10. Сульфиды, сконцентрированные в офсетах, наиболее богаты халькофильными металлами. Они, вероятно, представляют наиболее раннюю стадию сегрегации сульфидной жидкости. Сульфиды, выделившиеся чуть позднее, просачивались в брекчию Футволл, а еще более поздние накапливались в Саблеаре и, в небольшом количестве, - в мафитовом норите.
11. Хотя состав сульфидов, вероятно, варьировал по латерали в зависимости от преобладающего R-фактора, представляется, что сульфиды каждой стадии сегрегации имели относительно постоянный состав в каждом отдельном месте, поскольку имеется существенное сходство состава сульфидов Саблеара и перекрывающего мафитового норита.
12. Когда норитовый слой достиг температуры ликвидуса, из его магмы начали кристаллизоваться пироксены, к которым быстро добавился плагиоклаз. Поскольку магма у стенок бассейна имела более низкую температуру, чем в его центральной части, потоки магмы сносили кристаллы вниз (рис. 8.35), образуя текстуру линейной ориентировки, описанную Cowan et al. (1999). Верхний (гранофировый) слой достиг температуры ликвидуса позже. Конвекция в этом слое, который имел высокую вязкость (благодаря высокому содержанию кремнезема), прекратилась. По этой причине кристаллизующиеся минералы образовывали текстурный рисунок, ориентированный перпендикулярно к линиям изотерм (то есть в ортогональном направлении по отношению к кровле).
13. Сульфиды продолжали сегрегироваться из магмы фельзитового норита по мере ее кристаллизации, и, как предположили Keays and Lightfoot (1999) и Lightfoot et al. (2001), это привело к обеднению остаточной магмы халькофильными элементами и к снижению содержания металлов в сульфидах сверху вниз по разрезу фельзитовых норитов (рис. 8.38).
14. Материал Саблеара испытал некоторое перемещение на поздних стадиях развития МКС, что явилось причиной противоречивых геологических данных об относительном возрасте главного тела комплекса и Саблеара (Naldrett et al., 1984b).

Завершая главу, я не могу не сказать, что Садбери во многих отношениях сильно отличается от других магматических сульфидных месторождений. Рудный район Садбери долгое время рассматривался в качестве эталона магматических сульфидных месторождений, но, как выяснилось, это очень плохой эталон. Условия перегрева расплава, существовавшие длительное время, а также образование магмы в результате процессов, действовавших сверху, а не снизу, создали необычную обстановку, где сульфиды формировались и аккумуляровались путем, сильно отличающимся от того пути, по которому развивались другие месторождения. Степень уникальности обстановки Садбери еще не до конца ясна. Возможно, что для образования рудоносного магматического бассейна Садбери был необходим не только очень большой размер метеорита (10–15 км в диаметре), но и специфическая последовательность пород в разрезе мишени, где вблизи поверхности залегают породы фельзитового состава, а на глубине - мафит-ультрамафитовые породы.

## Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

ЭПГ, используемые человечеством, происходят из земной мантии и, может быть, частично, из пограничного слоя между мантией и ядром. В первом разделе данной главы рассматривается распределение и поведение ЭПГ в доступных для исследования породах мантии и в магмах, образованных при плавлении мантийного субстрата. Далее характеризуются обстановки и способы концентрирования платиновых металлов в земной коре. Затем приводится классификация месторождений по морфологии и вещественному составу руд и рудоносных тел, что зависит от условий их концентрирования. Последующая, основная, часть главы посвящена описанию конкретных месторождений и обсуждению их генезиса.

### 9.1. ЭПГ в породах мантии и мафит-ультрамафитовых лавах

Существующие данные о распространении ЭПГ, никеля и меди в породах, представляющих мантию, и в мафит-ультрамафитовых лавах суммированы в работе Crocket (2002). Среди мантийных образований наиболее высокие содержания ЭПГ имеют орогенные лерцолиты и гарцбургиты, а также гарцбургиты офиолитовых комплексов (рис. 9.1). Crocket (2002) объяснял это тем, что породы, находящиеся в орогенной обстановке, были неоднократно метаморфизованы и это могло привести к их обогащению ЭПГ и Au. Большинство офиолитовых комплексов находится у конвергентных границ плит, представляя клин мантии, перекрывающий ныряющую плиту. Они могли подвергнуться воздействию флюидов, истекающих из уходящей на глубину плиты. Некоторые офиолиты локализованы в тылу островных дуг, в обстановке, также благоприятной для метаморфизма. Содержания ЭПГ и Au в мантийных нодулях заметно ниже (рис. 9.1). Изученные нодули в основном происходят из щелочных базальтов, излившихся в континентальных обстановках. Они, предположительно, были вынесены к поверхности достаточно быстро и, возможно, наилучшим образом (хотя и не абсолютно надежно) представляют состав субконтинентальной литосферной мантии. Концентрации ЭПГ и Au в нодулях в большинстве случаев в 200 раз ниже концентраций в хондрите CI.

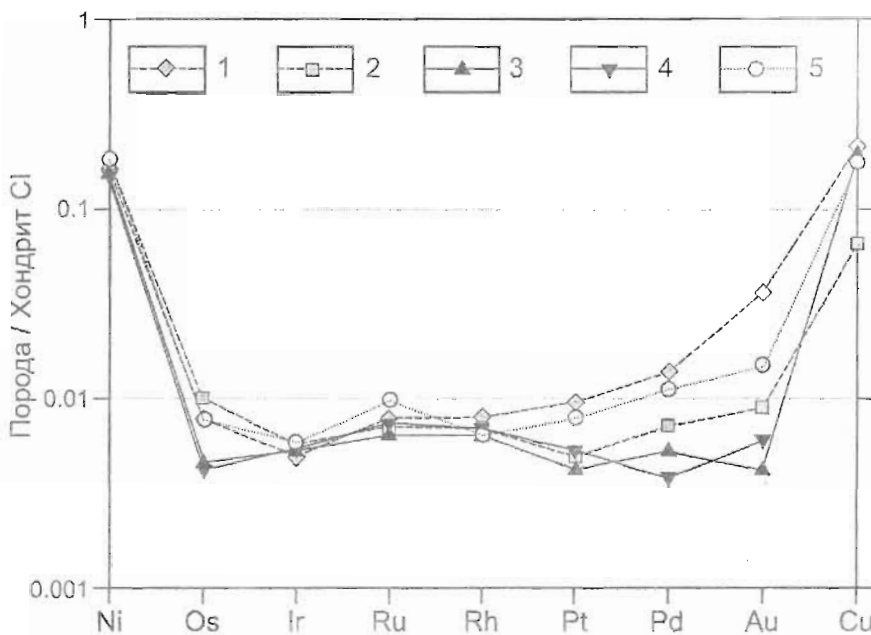


Рис. 9.1.

Средние содержания ЭПГ, Au, Ni и Cu (нормализованные к хондриту CI) в породах, представляющих мантию (по данным Crocket, 2002).

- 1 - орогенные лерцолиты; 2 - орогенные гарцбургиты; 3 - нодули шпинелевых лерцолитов; 4 - нодули гарцбургитов; 5 - гарцбургиты офиолитовых комплексов

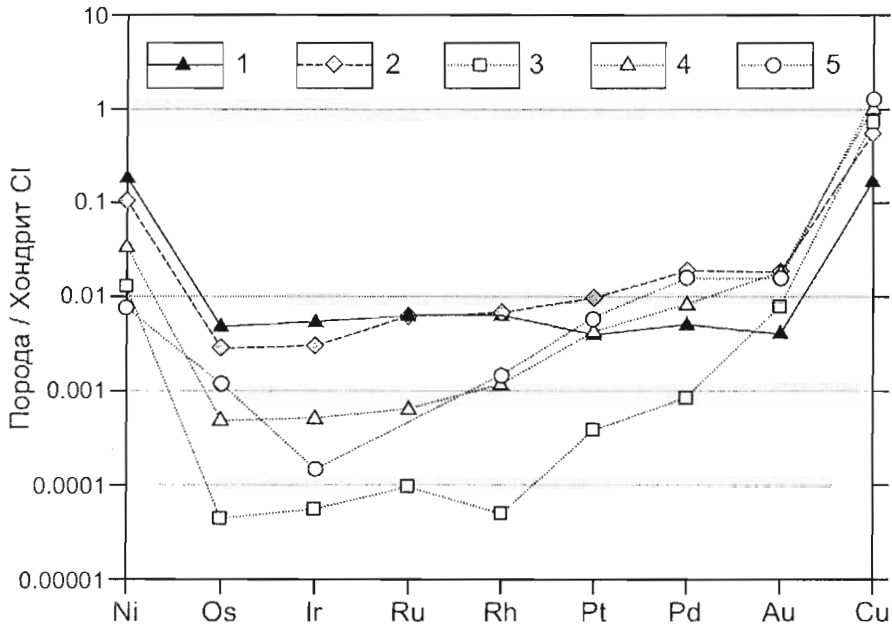


Рис. 9.2.

Средние содержания ЭПГ, Au, Ni и Cu (нормализованные к хондриту CI) в вулканических породах, происходящих из мантии, в сравнении со средним составом нодул шпинелевого лерцолита (по данным Crocket, 2002).

1 - нодулы шпинелевых лерцолитов; 2 - коматиниты; 3 - MORB; 4 - OIB; 5 - континентальные платобазальты

На рис. 9.2 приведены средние составы вулканических пород, выплавлявшихся в мантии, которые сравниваются со средним составом нодул шпинелевого лерцолита. Все лавы существенно обогащены Cu (в 3–8 раз), по сравнению с материалом нодул. Поскольку медь является несовместимым элементом в ходе частичного плавления, такое ее поведение объяснимо для случая, когда степень плавления была достаточной для удаления всех сульфидов из источника. Коматиниты представляют наиболее высокую степень частичного плавления, поэтому профиль их состава наиболее сходен с мантийным профилем. Однако, хотя коматиниты подобны мантийным нодулам по содержанию Rh и Ru, они заметно обеднены Ir, Os и обогащены Pd, Pt, Cu (примерно в 4 раза). Поведение Rh, Ru, Ir и Os позволяет предполагать, что эти металлы совместимы с некоторой фазой или фазами мантийного остатка и сохраняются в мантии. Базальты океанических островов (OIB) и континентальные платобазальты имеют сходные друг с другом профили, хотя различаются по Ir, Os и Ni (данные по Ru для платобазальтов отсутствуют). Такое различие, в некоторой степени, может быть обусловлено разной степенью фракционирования, которому подверглись магмы. Содержания ЭПГ, Au и Cu в названных базальтах позволяют предполагать, что их магмы образовывались при степени плавления мантии, достаточной для удаления всех сульфидов, но значительная часть Rh, Ru, Ir, Os и Ni осталась в источнике.

Хорошо известно, что базальты срединно-океанических хребтов (MORB) представляют исключение из этого правила, они содержат только 1/10 Pt и Pd, 1/100 Rh, Ru, Ir и Os и 1/15 Ni, по сравнению с типичным мантийным материалом. Crocket (2002), ссылаясь на работы многих авторов (например, Czamanske and Moore, 1977; Keays and Scott, 1976), объяснял это тем, что магмы MORB находились в равновесии с сульфидом. Сульфиды в первую очередь забирали из расплава благородные металлы, имеющие высокие коэффициенты разделения, и в меньшей степени поглощали медь. Это не единственный фактор, объясняющий состав MORB: они обеднены платиной и палладием значительно сильнее, чем Rh, Ru, Ir и Os, хотя коэффициенты разделения большинства ЭПГ (возможно, за исключением Ru) сравнимы. Большая часть ЭПГ могла быть собрана из образующегося расплава сульфидными, но представляется, что и сам расплав был обеднен Rh, Ru, Ir и Os, поскольку эти металлы удерживались в нерасплавленном остатке мантийного источника.

С точки зрения распределения ЭПГ, наилучшим образом среди мафит-ультрамафитовых лав, изливавшихся при расколе континентов, изучены лавы Североатлантической магматической провинции палеоцен-эоценового возраста, показанной на рис.9.3. Andersen et al. (2002) провели исследование, позволяющее понять распределение ЭПГ в источниках магм этой провинции и последующее поведение ЭПГ при фракционировании и смешении магм. Ниже рассматриваются их данные по базальтам восточного побережья Гренландии (развитым на участке побережья длиной 400 км от фьорда Кангерлугссуак до фьорда Кангертиттивак), по лавам, залегающим под водой к востоку от Гренландии (изученным по Программе океанического бурения), и по базальтам Исландии.

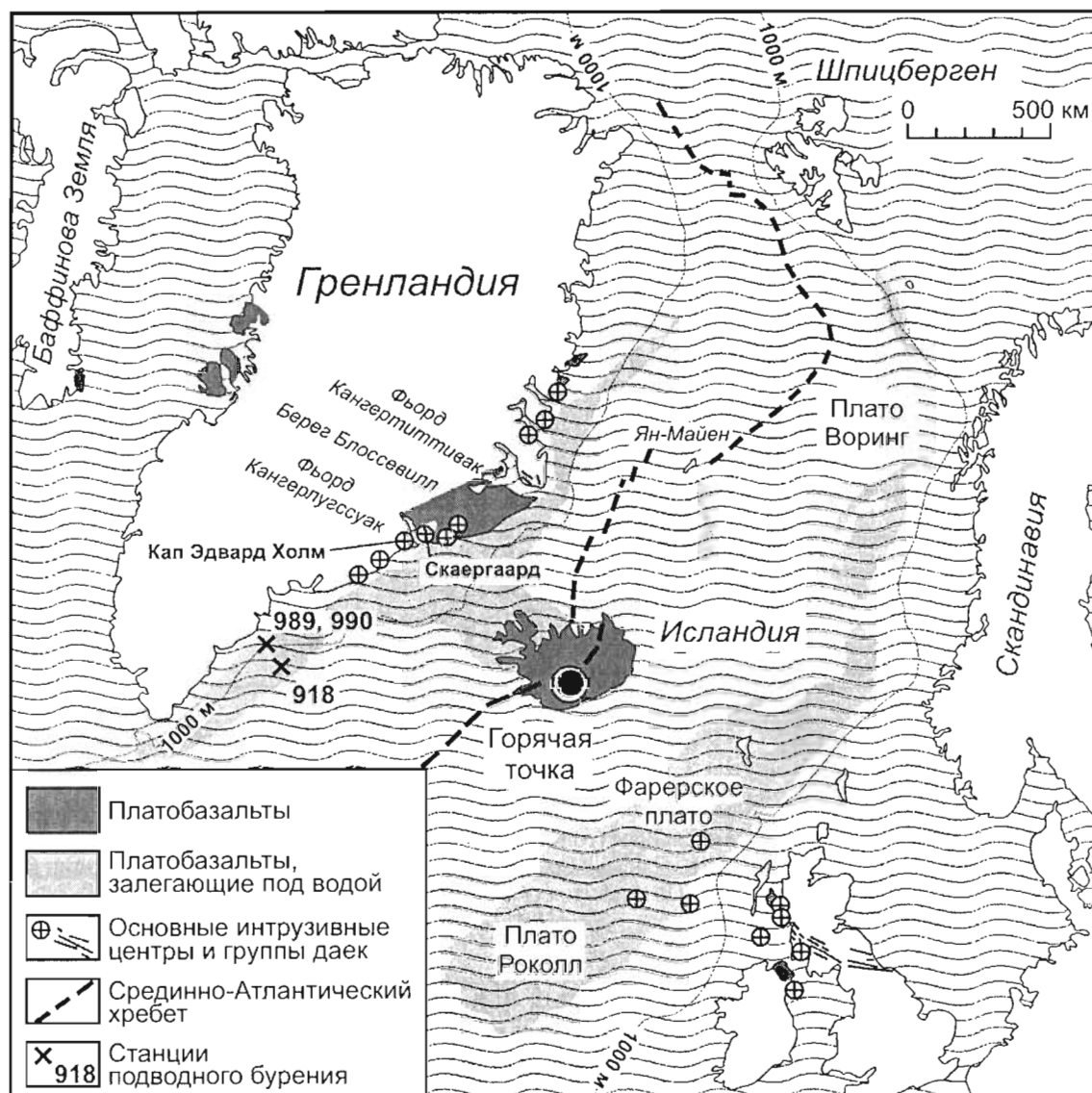


Рис. 9.3.

Схематическая карта Североатлантической магматической провинции (по Andersen et al., 2002)

Andersen et al. (2002) заметили, что поведение Cu в пикрит-базальтовых лавах, рассмотренное относительно степени фракционирования лав (исходя из содержания MgO), представляет ключ к пониманию, была ли данная порция магмы насыщена или недосыщена сульфидом в течение фракционирования. На рис.9.4А представлены данные по лавам, развитым на восточном побережье Гренландии, изливавшимся одновременно с расколом континентальной плиты. В целом породы, содержащие более 12–13 вес.% MgO (высокомагнезиальные базальты и пикриты), показывают слабое увеличение Cu со снижением MgO, обусловленное тем, что более магнезиальные из них содержат больше оливина и его расплавленных компонентов. В нормальных по магнезиальности базальтах Кангертиттивак и берега Блоссевилл наблюдается заметное увеличение Cu со снижением MgO. Это объясняется несовместимым поведением меди и возрастанием ее содержаний в остаточной магме по мере удаления оливина, пироксена и плагиоклаза. Наоборот, в базальтах MORB медь резко снижается со снижением MgO в связи с прогрессивным удалением сульфида в процессе фракционирования (магма MORB обычно насыщена сульфидом, как говорилось выше). Andersen et al. (2002) обсудили также некоторые данные по лавам, излившимся до раскола континентальной плиты (нижние базальты), которые представлены толентами с маломощными потоками пикритов. Содержания ЭПГ в пикритах выше, чем в толентах, и их Re-Os изотопная система указывает, что они не были контаминированы континентальной корой. Наоборот, составы толентовых лав представляют свидетельства коровой контаминации и насыщенности сульфидом.

Среди лав, залегающих под водой (рис. 9.4Б), базальты, излившиеся до раскола (которые проходили через континентальную кору), показывают признаки насыщенности сульфидом, имея тренд, подобный тренду N-MORB. Данные по рассеянным элементам свидетельствуют, что они испытали коровую контаминацию. Пикритовые лавы, излившиеся при расколе, обладают обычным для пикритов трендом. Базальты, излившиеся при расколе, если рассматривать их с точки зрения соотношения Cu и MgO, подразделяются на две группы. Базальты станций 918 и 989 показывают типичный тренд фракционирования магмы, недосыщенной сульфидом. Базальты со станции 990 имеют тренды, характерные как для условий сульфидного насыщения, так и недосыщенности сульфидом. Этот факт обсуждается ниже.

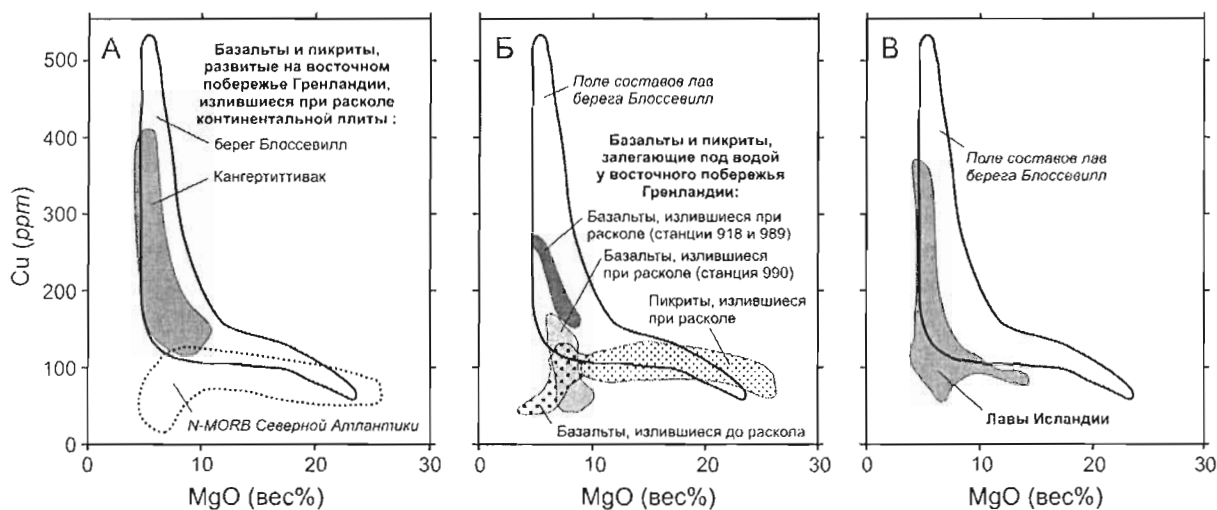


Рис. 9.4.

Диаграмма Cu-MgO, где показаны поля составов базальтовых и пикритовых лав палеогеновой Североатлантической провинции, распространенных на восточном побережье Гренландии (А), залегающих под водой у восточного побережья Гренландии (Б) и распространенных в Исландии (В). По Andersen et al. (2002)

Таблица 9.1

**Характеристика некоторых палеогеновых лав, развитых у восточного побережья Гренландии и в Исландии, и интерпретация наблюдаемых в них вариаций халькофильных элементов (по материалам Andersen et al., 2002)**

	ПКК	Cu (ppm)	Pd (ppb)	Pt (ppb)	Ir (ppb)	Примечания	Интерпретация
1	2	3	4	5	6	7	8
<b>Лавы восточного побережья Гренландии</b>							
Пикриты, предшествующие расколу	Нет					Содержания ЭПГ выше, чем в толитах (количественные данные в первоисточнике не приведены)	Недосыщены сульфидом
Толиты, предшествующие расколу	Есть	н.д.	2-9	1-8	0.2-1.1	Нет корреляции ЭПГ с MgO, отрицательная корреляция ЭПГ с Zr	Частично насыщены сульфидом
H-Ti* базальты, синхронные расколу	Нет	100-245	10-24	2.5-10	<0.05-1	Все халькофильные элементы снижаются со снижением MgO	Недосыщены сульфидом
V-Ti* базальты, синхронные расколу	Нет	120-450	6-25	3-11	<0.05-0.22	Все халькофильные элементы снижаются со снижением MgO	Недосыщены сульфидом

\* породы с относительно высоким (в) и низким (н) содержанием указанных элементов

**Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)**

1	2	3	4	5	6	7	8	
<b>Лавы, залегающие под водой у восточного побережья Гренландии</b>								
Предшествующие расколу	Есть	35–120	0.52–5.91	0.39–5.55	0.10–0.39	Cu снижается, ЭПГ не коррелируются с MgO	Частично насыщены сульфидом	
Пикриты и в-Mg базальты, синхронные расколу	Нет	60–120	10–16	10–14	0.5–2.5	Cu постоянна, ЭПГ снижаются со снижением MgO	Вариации состава обусловлены плавлением или захватом OI	
Базальты, синхронные расколу	станции 918 и 989	Нет	160–280	2–17	3–14	0.1–0.4	Cu увеличивается, ЭПГ снижаются со снижением MgO	Смешение н-Mg <sup>+</sup> , в-Cu <sup>+</sup> магмы с в-Mg <sup>+</sup> , н-Cu <sup>+</sup> , в-ЭПГ <sup>+</sup> магмой
	станция 990	?	40–170	н.д.	н.д.	н.д.	Cu снижается со снижением MgO	
<b>Исландия</b>								
Пикриты	Нет	74–145	6–17	4–7	0.1–0.3	Cu увеличивается, ЭПГ снижаются со снижением MgO	Смешение н-Mg <sup>+</sup> , в-Cu <sup>+</sup> магмы с в-Mg <sup>+</sup> , н-Cu <sup>+</sup> , в-ЭПГ <sup>+</sup> магмой	
Оливиновые толенты	Недосыщенные сульфидом	Нет	100–380	4–18	н.д.	0.05–0.15	Cu и Pd увеличиваются, Ir снижается со снижением MgO	Недосыщены сульфидом
	Насыщенные сульфидом	Нет	60–100	н.д.	н.д.	н.д.	Cu снижается со снижением MgO	Насыщены сульфидом

ПКК - показатели коровой контаминации; н.д. - нет данных

Базальты Исландии являются наиболее молодыми в Североатлантической провинции. Они обнаруживают тренды фракционирования насыщенных и недосыщенных сульфидом расплавов (рис. 9.3В).

Данные Andersen et al. (2002), касающиеся вариаций Cu и ЭПГ при изменении MgO, и интерпретация этих данных суммированы в табл. 9.1. Базальты, излившиеся до раскола, как береговые, так и залегающие под водой, показывают признаки коровой контаминации, фракционирования при насыщенности сульфидом и отсутствие корреляции между содержаниями ЭПГ и MgO. Береговые базальты, излившиеся при расколе, обнаруживают увеличение Cu и Pd со снижением MgO. Andersen et al. (2002) интерпретировали это как следствие фракционирования, проходившего совместно с сегрегацией сульфидов. Ir снижается со снижением MgO: он удалялся вместе с кристаллизующимися фазами. Такое поведение типично для Ir, оно согласуется с приведенным выше наблюдением, что Rh, Ru, Ir и Os были совместимыми элементами в процессе плавления мантии. Интересно, что Pt, которая, подобно Pd, обычно ведет себя, как несовместимый элемент, в базальтах восточной Гренландии показывает некоторую совместимость, чем напоминает Ir (Andersen et al. 2002 не рассматривали эту проблему).

Пикриты и высокомагнезиальные базальты обычно обнаруживают вариации состава, позволяющие предполагать, что степень плавления при их образовании (при образовании магмы, содержащей 12–13 вес% MgO) была достаточной, чтобы растворить все сульфиды и забрать всю медь и ЭПГ из мантийного источника. Как обсуждалось выше, дальнейшее плавление остатка и загрузка магмы компонентами оливина вели к разбавлению содержаний этих металлов в лаве.

Выше говорилось, что синхронные расколу базальты, залегающие под водой, вскрытые на станции 990, показывают тренд фракционирования в условиях насыщенности сульфидом. Наоборот, подобные базальты из скважин 918, 989, а также пикриты Исландии обнаруживают тренд увеличения Cu со снижением MgO, что согласуется с моделью фракционирования магмы, недосыщенной сульфидом. Однако, в противоположность меди, Pt и Pd снижаются со снижением MgO. Andersen et al. (2002) пришли к выводу, что единственным объяснением несогласованного поведения Cu и Pt–Pd будет то, что состав этих лав

определялся не столько фракционированием, сколько смешением двух магм, происходящих из разных источников. Одна из магм была высокомагнезиальной, бедной Cu и богатой ЭПГ (она, предположительно, содержала 17 вес% MgO; 110 ppm Cu и 13 ppb Pd), а другая магма являлась толеитовой, богатой Cu и бедной ЭПГ (содержавшей, предположительно, 6 вес% MgO, 280 ppm Cu и 2 ppb Pd). Andersen et al. (2002) высказали мнение, что магма, богатая ЭПГ, произошла из главного потока мантийного плюма, поднимавшегося от границы мантии и ядра, тогда как магма, бедная ЭПГ, могла произойти из источника, в котором, как и в источнике N-MORB, сохранялось некоторое количество сульфидов.

Другие авторы (например, Hamlyn and Keays, 1985; Nielsen and Brooks, 1995) предполагают, что магмы, богатые ЭПГ, образовались в результате плавления мантии, которая уже испытала предварительное плавление, но сохранила сульфиды (то есть, сохранила почти все ЭПГ). Сульфиды (вместе с ЭПГ) затем вошли в расплав второй фазы плавления. Предполагается, что именно двустадийное плавление вело и к образованию бонинитовых магм, богатых SiO<sub>2</sub> и MgO. Hamlyn and Keays (1985), полагая, что бушвельдская магма была бонинитовой, связывали ее обогащенность ЭПГ именно с этим процессом. Таким образом, существует два объяснения образования магм, имеющих особенно высокие содержания ЭПГ: происхождение из мантийного плюма и двустадийное плавление. Andersen et al. (2002) доказывали, что большая часть лав Североатлантической провинции, обогащенных ЭПГ, не имеет признаков бонинитового состава; таким образом, для объяснения их происхождения необходимо привлекать мантийный плюм.

## 9.2. Механизмы концентрирования ЭПГ

Известно несколько механизмов концентрирования элементов платиновой группы.

- 1. Фракционирование сульфидной магмы**, происходящее при кристаллизации сульфидной жидкости, которая уже отделилась от мафит-ультрамафитовой силикатной магмы и образовала самостоятельные тела. Этот механизм ведет к образованию сульфидных руд, богатых Cu, Pt, Pd и Au и относительно бедных Rh, Ru, Ir и Os. Такое оруденение развивается в тесной ассоциации с рудами, обогащенными кумулусом *mss*, богатыми пирротинном, обедненными Cu, Pt, Pd и Au. Фракционированный компонент в этом случае накапливается на некотором удалении от ранних, богатых пирротинном руд. Классические примеры подобного оруденения представлены в Норильске и Садбери. Они были описаны в главах 4 и 8 и в данной главе не рассматриваются.
- 2. Развитие высокого R-фактора в процессе кристаллизации расслоенных интрузий**, что ведет к аккумуляции рассеянных (0.5–3 об%) вкрапленных сульфидов в определенных слоях. Образованные при этом сульфиды имеют очень высокие содержания Ni, Cu и, особенно, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Os и Au. К этой группе относится большинство промышленных месторождений ЭПГ. Это риф Меренски и хромититы UG-1, UG-2 комплекса Бушвельд, риф J-M комплекса Стиллоутер, Главная и Нижняя сульфидные зоны Великой Дайки Зимбабве. Влияние R - фактора на состав сульфидного вещества иллюстрируется рисунком 9.5.
- 3. Сегрегация богатой ЭПГ несмесимой сульфидной жидкости до или во время внедрения силикатной магмы.** В результате такого процесса образованы руды маргинальных зон интрузий северной Финляндии, Кольского полуострова в России, провинции Онтарио в Канаде (комплекс Ист Булл Лэйк вблизи Садбери и комплекс Колдвелл). Вероятно, к этому типу относится и Платриф Бушвельдского комплекса. Оруденелые зоны обычно включают автолиты мафит-ультрамафитового состава и (или) обломки вмещающих пород.
- 4. Задержка сегрегации несмесимой сульфидной жидкости в ходе кристаллизации расслоенных интрузий.** Этот механизм приводит к образованию месторождений, которые относительно богаты Cu, Pt, Pd и Au, бедны Ni и, возможно, (данные недостаточны) бедны Ru, Ir и Os. Примеры такого оруденения, представленные в Верхней зоне комплекса Бушвельд, в интрузиях Скаергаард и Сонжу Лэйк, описаны ниже. К этой же группе принадлежит месторождение Ринкон дел Тигре в восточной Боливии (Prendergast et al., 1998).
- 5. Кристаллизация хромита без развития сульфидной несмесимости.** При этом формируется оруденение, обогащенное Ru, Ir и Os и относительно бедное Ni, Cu, Pt, Pd и Au. Такая минерализация не является предметом данной книги, посвященной сульфидным месторождениям, но примеры, представленные в расслоенных интрузиях (в частности, в комплексе Стиллоутер), кратко обсуждаются ниже. Повышенные содержания Ir и Os находятся также в связи с хромитовыми сегрегациями в ультрамафитовых породах офиолитовых комплексов. Кроме того, они фиксируются (тоже в ассоциации с ультрамафитовыми породами, обогащенными хромитом) в некоторых щелочно-ультраосновных интрузиях, например, в Гулинском массиве на севере Сибирской платформы (Малич, 1999). Промышленные концентрации ЭПГ в связи с оруденением перечисленных типов до сих пор не известны.



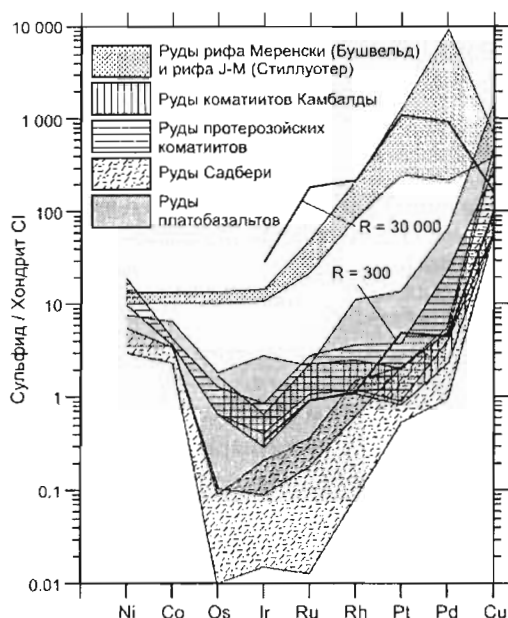


Рис. 9.5.

Диапазоны средних содержаний Ni, Co, Cu и ЭПГ в 100-процентном сульфиде важнейших типов магматических руд (составы сульфидов нормализованы к хондриту CI). По Naldrett (1989).

Диаграмма показывает значительные различия в содержаниях ЭПГ, но относительно небольшие различия в содержаниях Ni, Cu и Co между медно-никелевыми рудами (богатыми сульфидами) и рудами ЭПГ (малосульфидными). Автор считает, что эти различия обусловлены R-фактором (влиянием отношения массы силикатного расплава, прореагировавшего с сульфидом, к массе сульфида). Чтобы проиллюстрировать важность R - фактора, утолщенными линиями показаны концентрации ЭПГ и Cu в сульфиде, который будет сегрегироваться из магмы, образовавшей Нижнюю зону Бушвельдского комплекса (по Sawthorn and Davies, 1983), при  $R = 300$  и  $R = 30000$

6. **Переплавление интрузивных пород с перераспределением ЭПГ.** В настоящее время известно не много примеров подобного оруденения, и трудно предсказать, насколько важным оно может оказаться в будущем. По мнению автора, такая возможность существует. Хорошо изученным примером является промышленное месторождение Лак дес Йл в провинции Онтарио (Канада), которое описано ниже.
7. **Гидротермальное перераспределение ЭПГ.** Примерами, рассматриваемыми в данной книге, являются малосульфидные руды Норильского района, минерализация в комплексе Дулут (глава 4) и дунитовые трубки Бушвельдского комплекса. Другие примеры - шахта Нью Рэмблер в Вайоминге, США (McCallum et al., 1976), месторождение Уотерберг в Бушвельдском комплексе (Дистлер и др., 2000) и месторождение Коронейшен Хилл в Австралии (Mernagh et al., 1994). Генезис гидротермальных руд ЭПГ изучен еще недостаточно, но представляется, что они образовывались в связи с деятельностью обогащенных хлором водных флюидов, концентрирующих ЭПГ на поздних стадиях развития расслоенных интрузий. Соотношения между рудными металлами в разных месторождениях существенно различаются.
8. **Вторичная концентрация ЭПГ в хромитовых прожилках и шлирах в зональных клинопироксенит-дунитовых интрузиях.** Это оруденение в данной работе именуется Нижнетагильским типом, по названию основного месторождения Урала, и коротко характеризуется ниже. Сходная минерализация представлена в Корьякии (Видик и др., 1999) и в интрузии Кондер на Сибирской платформе (Малич, 1999). Главным рудным элементом является Pt. Ее разработка в коренном залегании велась в весьма ограниченном масштабе, но минерализация этого типа является источником важнейших россыпных месторождений.
9. **Гидротермальная концентрация ЭПГ (преимущественно Pt и Pd) в черных сланцах, часто в ассоциации с Au.** Классический пример представляет платиноносное золоторудное месторождение Сухой Лог в Сибири (Дистлер и др., 1996). Автор не имеет полной уверенности в надежности данных, касающихся платинометальной минерализации в месторождениях черносланцевого типа. Получить надежные анализы ЭПГ в породах с высокой концентрацией Au и самородного углерода исключительно трудно, и автор считает, что некоторые данные, фигурирующие в литературе, являются сомнительными. Черносланцевые месторождения не имеют ничего общего с тематикой данной книги и здесь не рассматриваются.

### 9.3. Систематизация месторождений ЭПГ по морфологии и вещественному составу рудных тел

В главе 1 представлена классификация месторождений ЭПГ по петролого-тектоническому принципу - на основе состава магм, образовавших рудоносные магматические комплексы, и тектонических условий их формирования. Однако, поскольку ЭПГ концентрируются разными путями, месторождения весьма разнообразны по морфологии, вещественному составу руд и рудоносных тел. В одной и той же интрузии может быть представлено несколько различных типов месторождений - ярким примером служит Бушвельдский комплекс. С другой стороны, сходные месторождения могут развиваться в интрузиях, не имеющих ничего общего между собой по петрологии и тектоническому положению (например, Волковское месторождение на Урале и месторождение Бермуда в комплексе Колдвелл канадской провинции Онтарио).

Таблица 9.2

#### Систематизация месторождений ЭПГ по морфологии и вещественному составу рудных тел и характерные примеры месторождений

<p><b>МЕСТОРОЖДЕНИЯ, КОНТРОЛИРУЕМЫЕ РАССЛОЕННОСТЬЮ (СТРАТАБАУНДНЫЕ)</b></p> <p><b>СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</b></p> <p><b>Месторождения доминирующей сульфидной ассоциации</b>  <i>Месторождения, связанные с рифами :</i>                  Рифы Меренски (Бушвельд) и J-M (Стиллуотер)                  Рифы в интрузиях северной Финляндии  <i>Месторождения, не связанные с рифами:</i>                  Главная и Нижняя сульфидные зоны Великой Дайки Зимбабве                  "Рифы" Платинова (Скаергаард)                  Сонжу Лэйк (Дулут)</p> <p><b>Месторождения доминирующей хромитовой ассоциации:</b>                  Хромититы UG-1 и UG-2 (Бушвельд)                  Хромитит А (Стиллуотер)</p> <p><b>Месторождения доминирующей магнетитовой (±апатит) ассоциации:</b>                  Оруденение в анортозитах Верхней зоны Бушвельдского комплекса                  Бермуда (Колдвелл, Онтарио)</p> <p><b>СТРАТАБАУНДНЫЕ НЕСТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</b></p> <p><b>Месторождения доминирующей сульфидной ассоциации:</b>                  Ривер Вэлли, Ист Булл Лэйк (район Садбери, Онтарио)                  Маргинальные зоны интрузивных комплексов Портимо и Койллисмаа (северная Финляндия)                  Платриф (Бушвельд)                  Марафон (Колдвелл, Онтарио)</p> <p><b>Месторождения доминирующей магнетитовой (±апатит) ассоциации:</b>                  Волковское месторождение (Урал, Россия)</p>
<p><b>МЕСТОРОЖДЕНИЯ, НЕ КОНТРОЛИРУЕМЫЕ РАССЛОЕННОСТЬЮ (СЕКУЩИЕ ТЕЛА):</b>                  Зона Роби (Лак дес Ил, Онтарио)                  Дунитовые трубки (Бушвельд)                  Нижний Тагил (Уральский платиноносный пояс)</p>

Систематизация месторождений на основе их морфологии и вещественного состава приведена в табл. 9.2. Во-первых, месторождения подразделяются на контролируемые расслоенностью (стратабаундные<sup>44</sup>) и с расслоенностью не связанные. В группе стратабаундных выделяются стратиформные месторождения, где оруденение практически непрерывно прослеживается вдоль определенного горизонта расслоенной интрузии, и нестратиформные, где оруденение контролируется каким-то слоем, но образует в нем обособленные рудные тела. Стратиформные месторождения делятся по составу преобладающих рудных минералов на месторождения сульфидной, хромитовой и магнетитовой ассоциаций. Заметим, что в рудных телах хромитовой и магнетитовой ассоциаций тоже обычно присутствуют сульфиды, и именно они несут основное количество ЭПГ.

<sup>\*</sup> Рифом называется оруденелый слой породы, имеющий характерные структурные и (или) минералогические особенности. В некоторых районах, например, в восточной Гренландии, термин "риф" используется применительно к любому горизонту, содержащему сульфиды или сульфосоли, обогащенные ЭПГ

<sup>44</sup> Разъяснение термина приводится в списке малораспространенных терминов и сокращений (прим. переводчика)

Стратиформные месторождения сульфидной ассоциации подразделяются на образующие и не образующие рифы. Рифом называется оруденелый слой породы, имеющий характерные структурные и (или) минералогические особенности<sup>45</sup>. Классические рифы, такие как Меренски в Бушвельде, J–M в Стиллиутере, а также Ала-Пеникка I и II (AP I, AP II), Паасиваара (PV) и Сомпюярви (SJ) в интрузии Пеникат, Ритикангас (RK) и Сика-Кама (SK) в комплексе Портимо в северной Финляндии, связаны с определенными породными слоями. В противоположность им, Главная и Нижняя сульфидные зоны Великой Дайки Зимбабве развиты в однородных пироксенитах, где рудные зоны выделяются только по присутствию сульфидов. "Рифы" Платинова в интрузии Скаергаард тоже обособляются лишь по наличию рудных минералов.

Примеры месторождений хромитовой ассоциации представляют "средние" и "верхние" хромититы Бушвельдского комплекса, в первую очередь хромитит UG-2, и хромитит А комплекса Стиллиутер (Page et al., 1985). Сюда же относятся обогащенные хромитом породы рифа Сомпюярви в интрузии Пеникат в Финляндии (Halkoaho et al., 1990). Группе месторождений магнетитовой ассоциации принадлежит оруденение Верхней зоны Бушвельдского комплекса, Волковское месторождение Уральского платиноносного и месторождение Бермуда в Восточном Габбро комплекса Колдвелл в Онтарио (Bagtie et al., 2002).

В течение "платинового бума" 1997–2001 гг. большое внимание привлекли месторождения маргинальных зон расслоенных интрузий. Оруденение в них обычно не выдержано по простиранию, оно классифицируется автором как стратабаундное, но не стратиформное. Примерами служат маргинальные руды интрузий Портимо и Койллисмаа в северной Финляндии, интрузий Ист Булл Лэйк и Ривер Вэлли в южном Онтарио, Платриф Бушвельдского комплекса и месторождение Марафон в комплексе Колдвелл, Онтарио (Bagtie et al., 2002).

Некоторые месторождения являются секущими по отношению к расслоенности вмещающих интрузий. Лучшие примеры представляют зона Роби интрузии Лак дес Ил и дунитовые трубки комплекса Бушвельд.

Малосульфидные руды ЭПГ исключительно сильно отличаются от медно-никелевых руд (где сульфиды обильны) по составу сульфидного компонента, что показано на рис. 1.1 и 9.5. При этом, как видно из рис. 9.5, где средние содержания металлов в 100-процентном сульфиде нормированы к хондриту CI, содержания Ni, Cu и Co различаются незначительно, но содержания ЭПГ в малосульфидных рудах на несколько порядков выше. Возникает фундаментальный вопрос, важный для понимания генезиса месторождений: почему это произошло? Отвечая на него, в первую очередь, необходимо учитывать геологию и геохимию различных типов месторождений и вмещающих их интрузий. Соответствующий материал излагается в последующих разделах данной главы. Сначала, в разделе 9.4, рассматриваются отчетливо расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии, с которыми связаны важнейшие месторождения ЭПГ, в основном стратабаундные. В разделе 9.5 характеризуются месторождения, не контролируемые расслоенностью. Главное внимание здесь уделено оруденению платиноносного комплекса Лак дес Ил (Канада). В отдельный раздел 9.6 вынесено описание месторождений Уральского платиноносного пояса (Россия), которые, в отличие от других значительных месторождений, формировались при орогенических процессах у активного края океанической плиты.

### 9.4. Месторождения расслоенных интрузий

Крупнейшие мировые месторождения ЭПГ (собственно ЭПГ) связаны с тремя интрузивными телами: с комплексами Бушвельд и Стиллиутер и с Великой Дайкой Зимбабве. Промышленное значение комплекса Бушвельд несравненно выше, чем двух других. Там находится много действующих рудников (рис. 9.6) и подготавливается несколько новых. В комплексе Стиллиутер, начиная с 1986 г., работает одноименный рудник, и в последнее время (декабрь 2002) начались добычные работы в руднике Ист Боулдер (см. рис. 9.22). В Великой Дайке в 1996–1999 гг. основная добыча осуществлялась в зоне Хартли, но сейчас (декабрь 2002) рудники этой зоны закрыты, и работают только два относительно небольших рудника Мимоза и Нгези (см. рис. 9.28).

После описания "большой тройки" платиноносных интрузий представляются сведения об интрузии Манни-Манни (Западная Австралия), интрузивных комплексах северной Финляндии, южного Онтарио (Канада), восточной Гренландии и интрузии Сонжу Лэйк в Дулутском комплексе (США). В конце раздела обсуждаются генетические модели месторождений, связанных с расслоенными интрузиями.

<sup>45</sup> При детальном изучении оказывается, что риф J–M (Zientek et al., 2002) и, в меньшей степени, риф Меренски (Sawthorn et al., 2002) не являются идеально стратиформными. Однако, они соответствуют определенным горизонтальным зонам расслоенных интрузий в гораздо большей степени, чем Платриф или маргинальные зоны интрузий северной Финляндии и южного Онтарио. Автор продолжает относить эти рифы к стратиформным месторождениям

## Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

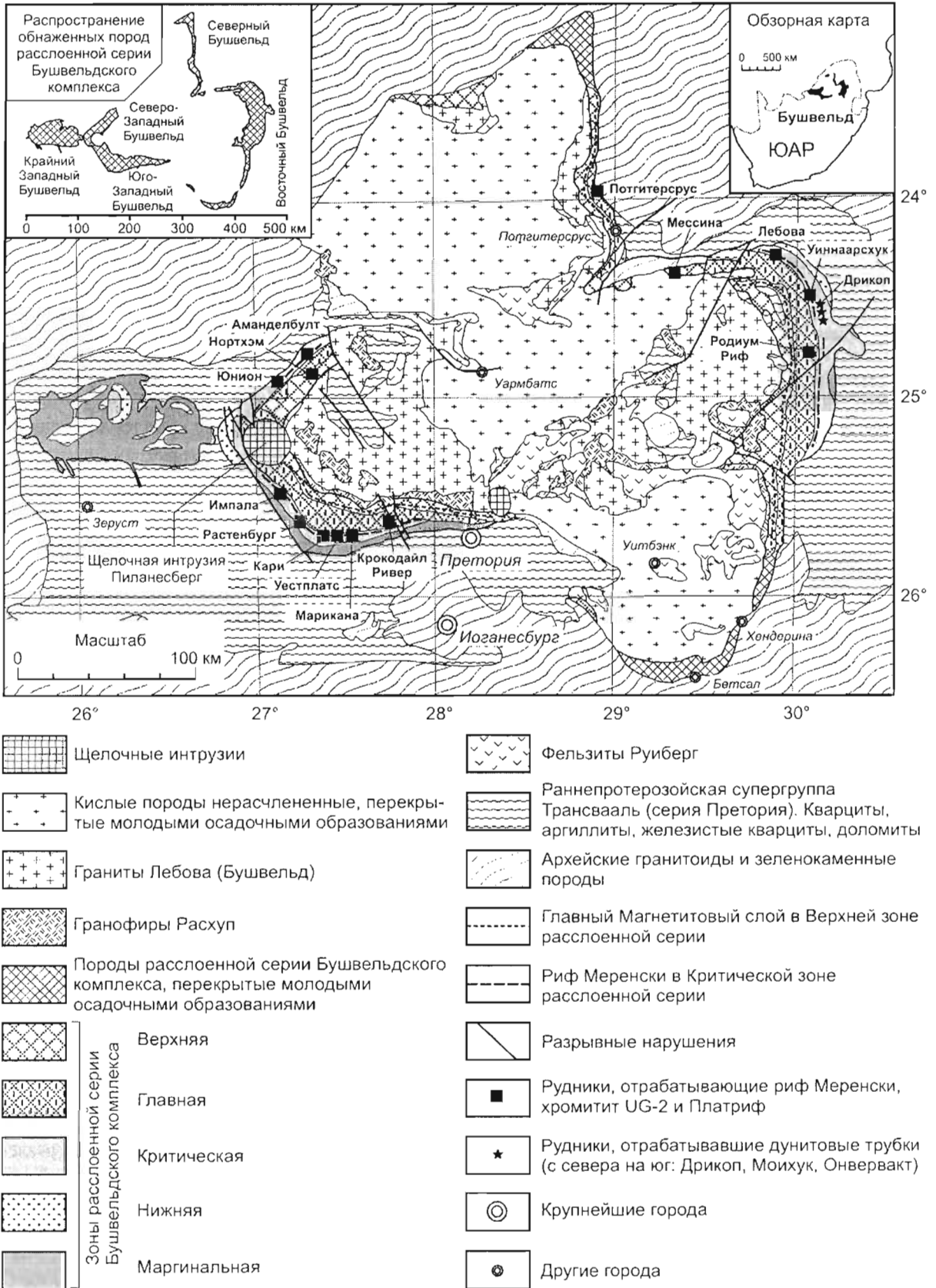


Рис. 9.6.

Схематическая геологическая карта Бушвельдского комплекса. По Whitney and Naldrett (1990), с изменениями

## 9.4.1. Бушвельдский комплекс

### 9.4.1.1. Геология

Комплекс Бушвельд, имеющий возраст 2060 млн лет, является крупнейшей в мире мафит-ультрамафитовой интрузией, его размеры составляют ~450x250 км (рис. 9.6). Вмещающими породами отчасти являются архейские гранитоиды и зеленокаменные породы и, в основном, - раннепротерозойские образования серии Претория, входящей в систему Трансвааль. Последние представлены кварцитами, аргиллитами, железистыми кварцитами и известняками.

Комплекс Бушвельд широко известен благодаря расслоенной серии пород, но он включает и несколько других магматических фаз. Первой (фазой, вероятно, были мафитовые силлы (Cawthorn et al., 2002). Затем образовались фельзиты Руиберг (2060 млн лет), которые в настоящее время, как правило, образуют кровлю расслоенной серии. Далее, в результате повторяющихся эпизодов внедрения сначала высокомагнетитовой, а затем толеитовой магмы, была сформирована расслоенная серия пород (называемая серией Растенбург), имеющая мощность около 10 км, сопровождаемая дайками и силлами. Возраст этой серии такой же, как у фельзитов Руиберг - 2060 млн лет. Плавление пород кровли расслоенной серии привело к образованию гранофиоров Расхуп. Последним из магматических событий было внедрение гранитов Лебова (Бушвельд). Сейсмические и гравиметрические данные свидетельствуют, что тело гранитов имеет грибовидную форму с центральным штоком, находящимся вблизи центра области распространения расслоенной серии, и массивом, который распространяется в виде расслоенных пород.

Расслоенная серия в настоящее время имеет прерывистое распространение в плане, она представлена в пяти основных структурах. Три из них (Северо-Западный и Юго-Западный Бушвельд, разделенные щелочной интрузией Пиланесберг, и Восточный Бушвельд, отделенный гранитами Лебова) имеют вид сегментов магматического бассейна овальной формы. Однако, из-за широкого распространения гранитов Лебова, остается не вполне ясным, был ли Восточный Бушвельд непосредственно связан с западными сегментами. Cawthorn and Webb (2001) предполагают, что такое соединение существовало. В разрезе двух западных и Восточного сегмента представлены все зоны расслоенной серии Бушвельдского комплекса - от Маргинальной до Верхней. В четвертой структуре, которая называется "Крайний Западный Бушвельд", в основном (исключая несколько обнажений) представлена только Маргинальная зона. Вполне вероятно, что разрез расслоенной серии был здесь развит полностью, но его основная часть уничтожена эрозией. Пятая структура - Северный Бушвельд - сильно отличается от остальных. Северный Бушвельд характеризуется ниже, при описании Платрифа.

Разрез расслоенной серии Бушвельдского комплекса, в схематическом виде показанный на рис. 9.7, подразделяется на пять зон (Hall, 1932). Маргинальная зона (мощностью 0–800 м) представлена норитами с подчиненными пироксенитами. Нижняя зона (мощностью 800–1300 м) образована, преимущественно, бронзититами, гарцбургитами и дунитами (Camegon, 1978).

В основании Критической зоны, имеющей мощность 1300–1800 м, появляется кумулатный хромит. Ее разрез подразделяется на две зоны второго порядка (Camegon, 1980; Camegon, 1982). Нижняя Критическая зона в основном образована бронзититами и хромититами с подчиненными гарцбургитами (распространение хромититов по разрезу показано на приведенном ниже рис. 9.14). Верхняя Критическая зона, где появляется кумулатный плагиоклаз, сама подразделяется на две части. Нижняя часть разреза представлена анортозитами, норитами и подчиненными бронзититами, которые не образуют циклических тел. Верхняя часть, начинающаяся с хромитита UG-1, состоит из циклических тел, в которых снизу вверх представлены: хромититы, гарцбургиты, бронзититы, нориты, анортозиты (некоторые из перечисленных пород в отдельных телах отсутствуют). В этой части разреза находится платиноносный хромитит UG-2 и платиноносный риф Меренски.

Далее следует Главная зона (мощностью 3000–3400 м), сложенная норитами, габбро и анортозитами, затем - Верхняя зона (мощностью 2000–2800 м), представленная феррогаббро и ферродиоритами (von Gruenewaldt, 1973; Molyneux, 1974).

Мощность зон, как указано выше, а также образующих их тел сильно варьирует по латерали. Некоторые горизонты нередко выпадают из разреза. Вариации мощностей трех нижних зон отчасти обусловлены их "трансгрессивной" природой. Во многих местах Критическая зона распространена шире, чем Нижняя и залегает у основания комплекса, а Главная зона распространена еще шире. Von Gruenewaldt (1979) связывал эту "трансгрессивность" с тем, что интрузивная камера постоянно пополнялась новыми порциями магмы.

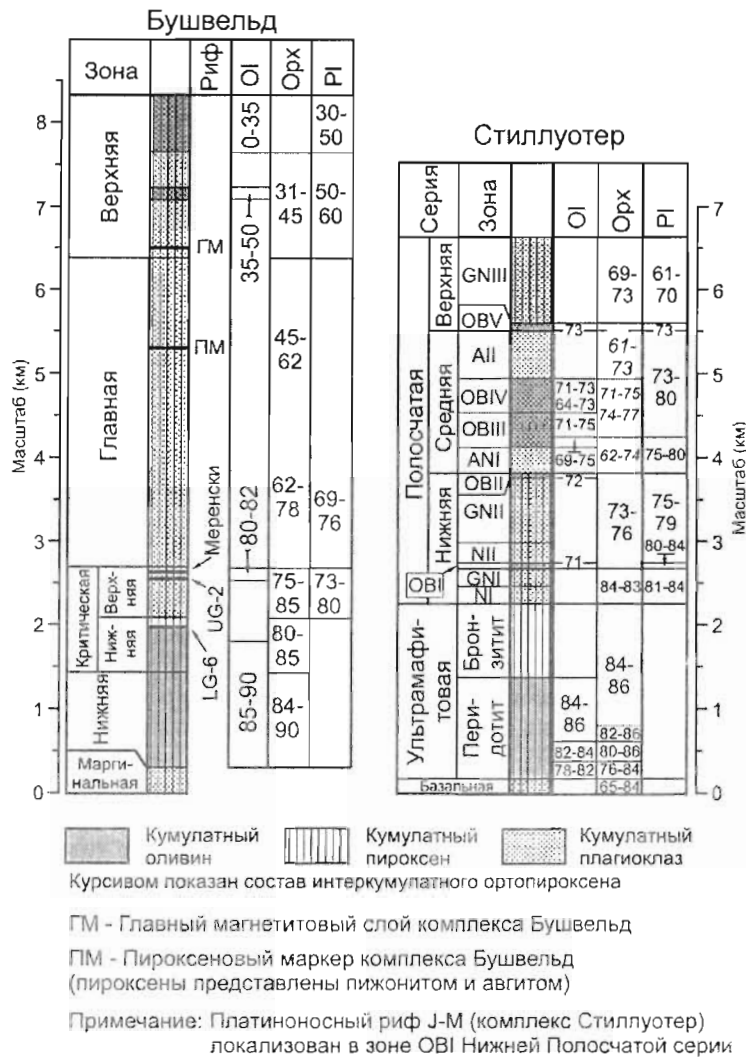


Рис. 9.7.

Обобщенные вертикальные разрезы интрузивных комплексов Бушвельд и Стиллуотер, где показано изменение состава оливина (вариации Fo), ортопироксена (MgNo) и плагиоклаза (An). По Naldrett et al. (1987)

#### 9.4.1.2. Геохимия

Изучая мафитовые и ультрамафитовые силлы, внедренные во вмещающие породы по периферии Бушвельдского комплекса, Sharpe and Irvine (1983) и Hamner and Sharpe (1985) установили, что они сформированы двумя магмами. Одна из них, которую Irvine and Sharpe (1986) назвали магмой "U-типа", отличается высокими содержаниями MgO, SiO<sub>2</sub> и Cr, а другая имеет толеитовый состав. Hamlyn and Keays (1985), исходя из высоких содержаний MgO и SiO<sub>2</sub> в первой магме, считали ее бонинитовой. Для объяснения присущих ей высоких содержаний ЭПГ была предложена модель двустадийного плавления. Bames and Maier (2002) предложили иную интерпретацию происхождения первой магмы. Они пришли к выводу, что, судя по содержаниям рассеянных элементов, она отвечает высокомагнезиальному базальту, испытавшему контаминацию в верхней коре. Изотопные отношения Sr, Nd и Pb подтверждают контаминацию и показывают ее значительный масштаб (Hamner et al., 1995; Maier et al., 2000). Вторая (толеитовая) магма, по мнению Bames and Maier (2002), также была подвергнута контаминации, но материалом нижней коры. Составы двух Бушвельдских магм, рассчитанные Bames and Maier (2002), приведены в табл. 9.3. Состав высокомагнезиальной магмы отвечает андезибазальту, содержащему 12.65 вес% MgO, 55.87 вес% SiO<sub>2</sub>, 952 ppm Cr и 257 ppm Ni, тогда как толеитовая магма содержит 7.26 вес% MgO, 50.48 вес% SiO<sub>2</sub>, 314 ppm Cr и 146 ppm Ni. Магнезиальный андезибазальт содержит примерно в три раза больше серы и в 1.5–2 раза больше ЭПГ, чем толеитовая магма. Очень сильно различался и порядок кристаллизации этих двух магм. Андезибазальт кристаллизовал оливин, ортопироксен, затем Pn+Orx. Из толеитовой магмы сначала кристаллизовался плагиоклаз, затем клинопироксен, возможно, с небольшим участием оливина.

Оценка состава магм, образовавших Бушвельдский комплекс  
(по Barnes and Maier, 2002)

	Высокомagneзиальная магма	Толентовая магма
	вес%	вес%
SiO <sub>2</sub>	55.87	50.48
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.55	15.79
FeO	9.15	11.61
MnO	0.21	0.18
MgO	12.65	7.26
CaO	7.29	10.86
Na <sub>2</sub> O	1.53	2.2
K <sub>2</sub> O	0.77	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.16
	<i>ppm</i>	<i>ppm</i>
S	866	340
Cr	952	314
Ni	257	146
Cu	61	60
	<i>ppb</i>	<i>ppb</i>
Au	3.05	2.91
Pd	11	9
Pt	18	14
Rh	1.1	0.6
Ru	2	1.5
Ir	0.32	0.18
Os	0.5	<0.5
Th/Hf	1.9	0.47
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr*	0.7032–0.7057	0.7059–0.7077
εNd*	от -4.49 до -6.31	от -4.92 до -6.74

Barnes and Maier (2002) пришли к выводу, что породы Нижней зоны и Нижней Критической зоны обладают составом рассеянных элементов и изотопов, указывающим на их происхождение из расплава, богатого магнием, а породы Главной зоны произошли из толентовой магмы. Состав пород Верхней Критической зоны, в особенности вблизи платиноносных рифов, представляет свидетельства, что эти породы кристаллизовались из смеси двух названных магм, с увеличением пропорции толентовой магмы снизу вверх по разрезу (см. вариации изотопов Sr и отношения Th/Hf по разрезу интрузии на рис. 9.8).

На рис. 9.9 представлены данные по содержанию Pt и Pd в породах Нижней, Критической и Главной зон Бушвельда, скомпилированные Barnes and Maier (2002) и приведенные к единому вертикальному разрезу. Согласно обобщенным ими материалам, силикатные породы Нижней зоны имеют средние содержания Pt и Pd соответственно 23 и 21 *ppb*, Нижней Критической зоны - 26 и 12 *ppb*, Верхней Критической зоны - 119 и 52 *ppb*, Главной зоны - 3 и 6 *ppb*. Barnes and Maier (2002) отметили, что эти породы не содержат кумулуса силикатных или оксидных минералов, которые могли бы аккумулировать Pt и Pd. Содержание закристаллизованной интеркумулатной жидкости в породах обычно находится между 5 и 15 вес%, так что, исходя из концентраций ЭПГ в родоначальных магмах, породы должны содержать только по 1–3 *ppb* Pt и Pd. Отсюда был сделан вывод, что в течение кристаллизации пород трех названных зон Бушвельдская магма должна была находиться в состоянии сульфидного насыщения и сегрегировать сульфидный кумулус совместно с кумулусом силикатов. На основе содержания Hf Barnes and Maier (2002) рассчитали количество захваченной интеркумулатной жидкости в каждом образце и показали, что

\* Изотопные отношения первичные

## Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

эта жидкость в породах Нижней зоны и рифа Меренски содержала достаточное количество серы для сульфидного насыщения. Однако, содержание серы в породах Нижней Критической зоны и большей части Верхней Критической слишком мало. Barnes and Maier (2002) предположили, что эти породы, особенно породы Верхней Критической зоны, потеряли часть серы.

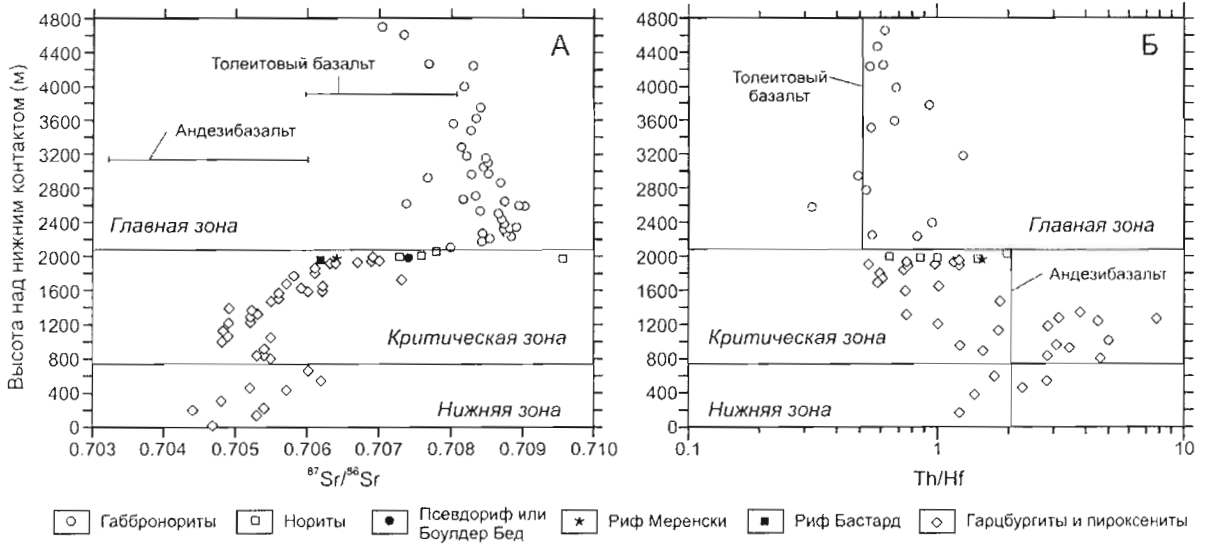


Рис. 9.8.

Вариации первоначальных изотопных отношений Sr (А) и отношений Th/Hf (Б) по разрезу Бушвельдского комплекса (по Barnes and Maier, 2002)

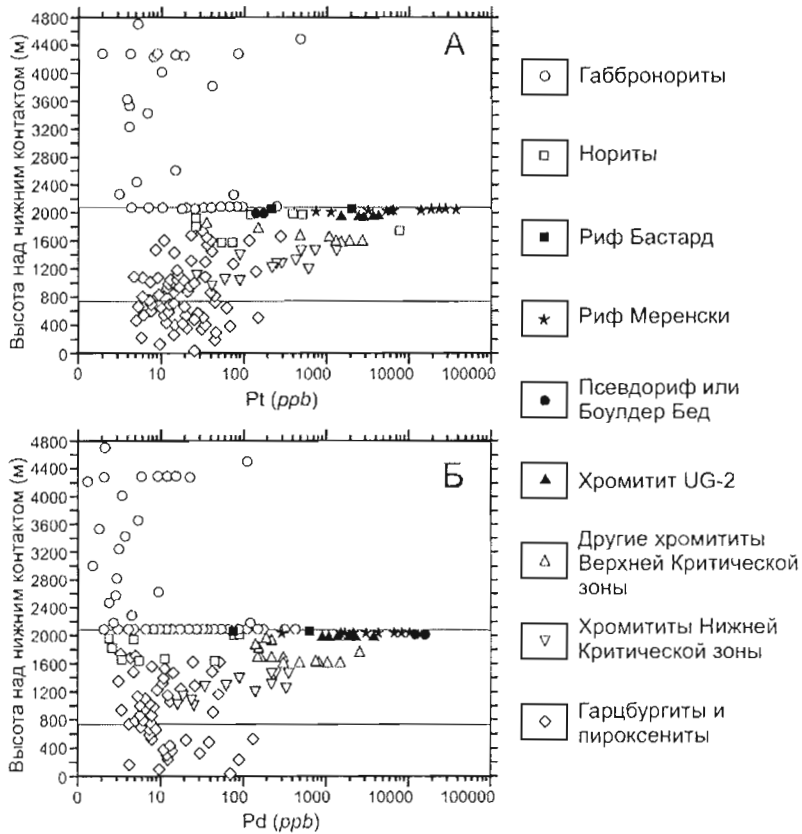


Рис. 9.9.

Вариации содержаний Pt (А) и Pd (Б) по разрезу Бушвельдского комплекса (по Barnes and Maier, 2002)



Силикатные породы Нижней зоны содержат 177 ppm серы, что примерно соответствует 531 ppm сульфида. Исходя из того, что Cu, Pt и Pd были сконцентрированы в сульфиде, мы получим, что сульфидная жидкость должна содержать 4 вес% Cu, 43 ppm Pt и 40 ppm Pd. Расчет для Нижней Критической зоны дал следующие содержания металлов в сульфиде: Cu - 5.3 вес%, Pt - 105 ppm, Pd - 49 ppm. Заметим, что эти содержания могут быть завышены, поскольку породы могли потерять часть серы. Подобный расчет для пород Верхней Критической зоны, которые потеряли еще больше серы, вообще не проведен. Что касается рифа Меренски (содержащего достаточное количество серы), автор, используя данные Barnes and Maier (2002) для района рудника Растенбург, рассчитал, что сульфид рифа содержит 4.4 вес% Cu, 288 ppm Pt и 100 ppm Pd. Ранее, используя другие аналитические данные, Naldrett et al. (1986a) получили содержание суммы ЭПГ в сульфидах рифа Меренски равное 600 ppm. В сульфидах некоторых Ni-Cu месторождений, например Норильских, наблюдаются высокие концентрации металлов (см. табл. 4.7), но они значительно ниже, чем в рифе Меренски.

9.4.1.3. Стратиформное оруденение: обзор

В Бушвельдском комплексе представлены стратиформные месторождения сульфидной, хромитовой и магнетитовой ассоциаций. Важнейшие из них, риф Меренски и хромитит UG-2, локализованы в Верхней Критической зоне. Выше говорилось, что в этой зоне впервые появляется кумулатный плагиоклаз (рис. 9.7) и проявляются первые свидетельства присутствия толентовой магмы, что отображено повышением радиогенности Sr со снижением отношения Th/Hf (рис. 9.8). Нижняя часть Верхней Критической зоны состоит из пироксенитовых, норитовых и анортозитовых слоев, чередование которых не подчиняется определенному порядку. В верхней части, начиная от основания хромитита UG-1, слои пород образуют циклические тела, где снизу вверх сменяются: хромитит, гарибургит, бронзитит, норит, анортозит (рис. 9.10). Циклическое тело Бастард, названное так благодаря своему подобию циклическому телу Меренски, но не несущее существенного оруденения ЭПГ, является наиболее верхним из этих тел. Оно перекрывается породами Главной зоны, где циклические тела, исключая "пироксенитовый маркер", отсутствуют.

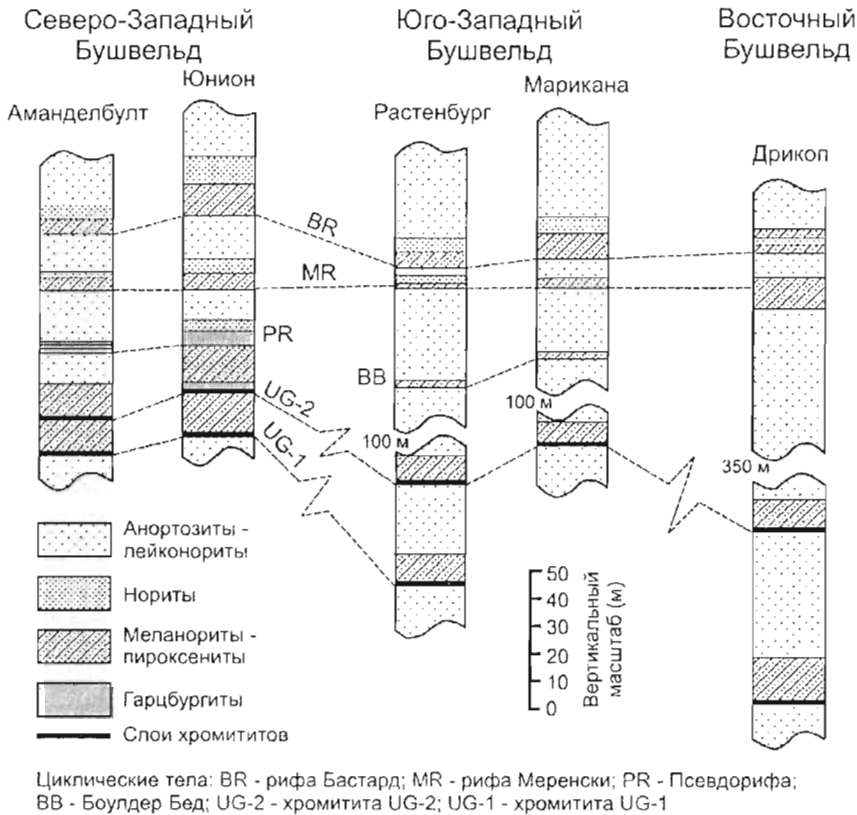


Рис. 9.10.

Циклические тела, образующие верхнюю часть Верхней Критической зоны Бушвельдского комплекса. По Naldrett (1981b) с использованием данных Verpaak (1976), Gain (1980) и Farquhar (1985)

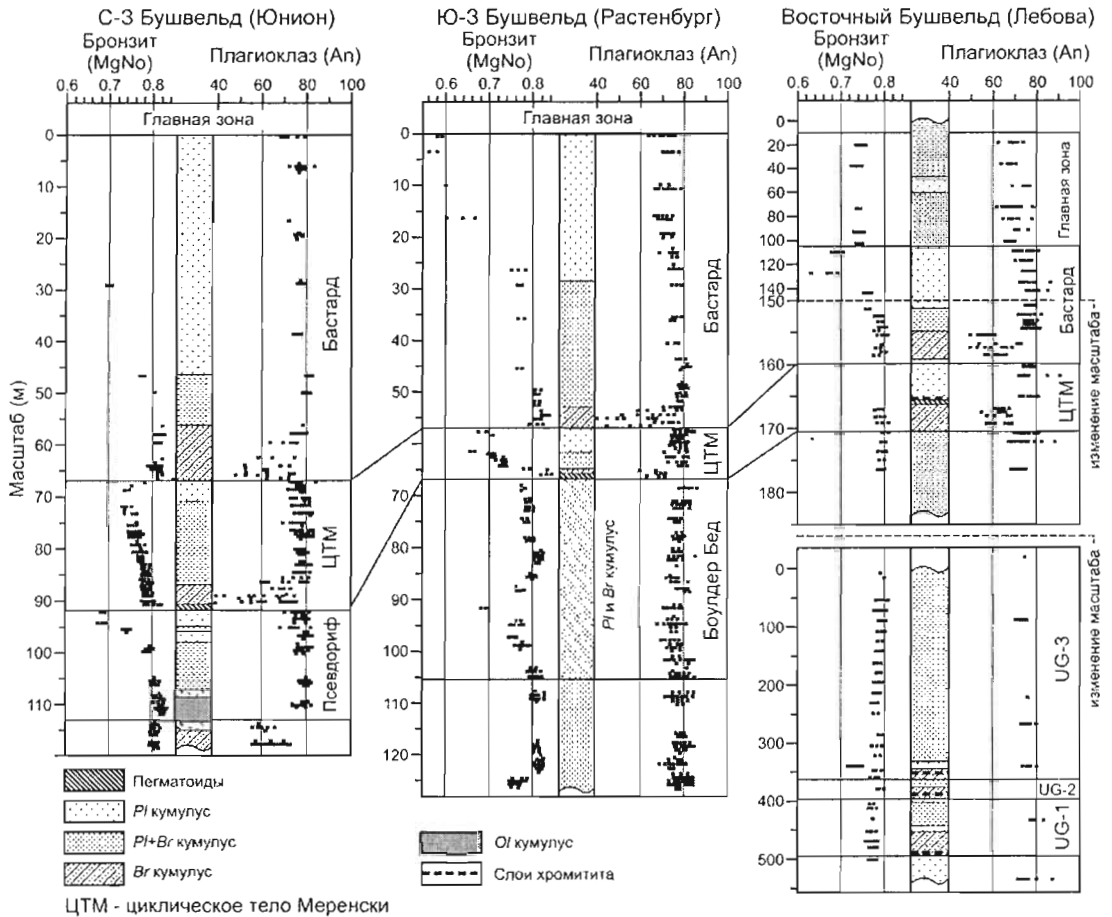


Рис. 9.11.

Скрытая расслоенность (фиксируемая по изменению составов ортопироксена и плагиоклаза) в циклических телах Бушveldского комплекса. По Naldrett, 1989 (данные для разрезов Юнион и Растенбург заимствованы из работы Naldrett et al., 1986а, для разреза Лебова - из работы Cameron, 1988)

#### 9.4.1.4. Стратиформное оруденение сульфидной ассоциации: риф Меренски

Циклическое тело Меренски обладает скрытой расслоенностью (рис. 9.11), которая не может быть объяснена только фракционной кристаллизацией, но может интерпретироваться как результат смешения магм (Naldrett et al., 1987). Данные по изотопному составу Sr (рис. 9.12) позволяют предполагать, что это тело было образовано двумя магмами, при этом магма с более радиогенным Sr внесла больший вклад в состав пород верхней части тела. Naldrett et al. (1986а, 1987) предположили, что каждое циклическое тело верхней части Верхней Критической зоны начинало формироваться с поступления в магматическую камеру свежей магмы высокомагнезиального андезибазальта. Это подтверждается данными Lee and Butcher (1990), согласно которым тело Бастард, непосредственно перекрывающее циклическое тело Меренски, вблизи основания имеет низкорadiогенный Sr, но вверх по разрезу изотопные отношения Sr постепенно увеличиваются до 0.708, и последние значения сохраняются в породах Главной зоны (рис. 9.12).

Строение рифа Меренски существенно различается в разных частях Бушveldского комплекса (рис.9.13). В Западном Бушveldе рудная зона рифа представлена пегматоидами, находящимися в основании циклического тела. ЭПГ концентрируется у двух прослоев хромитита, залегающих в подошве и кровле пегматоидов. При этом, в районе Аманделбулт и Юнион важным компонентом пегматоидов, особенно у их основания, является оливин. В районе Марикана, к востоку от рудника Растенбург, пегматоиды не столь обычны. Они образуют только отдельные шпильки в порфириновых бронзититах. Хромититовые прослои удалены там друг от друга на довольно значительное расстояние по вертикали. Верхний хромитит находится примерно в 50 см ниже контакта бронзитита с перекрывающим анортозитом, а нижний – в основании бронзитита (рис. 9.13). Наиболее значительное оруденение развито здесь у верхнего прослоя хромитита. В Восточном Бушveldе, в районе рудника Лебова, пегматоидный пироксенит находится внутри слоя бронзитита, а прослой хромитита и основное оруденение ЭПГ развиты в бронзитите выше пегматоидной породы (рис. 9.13).

Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

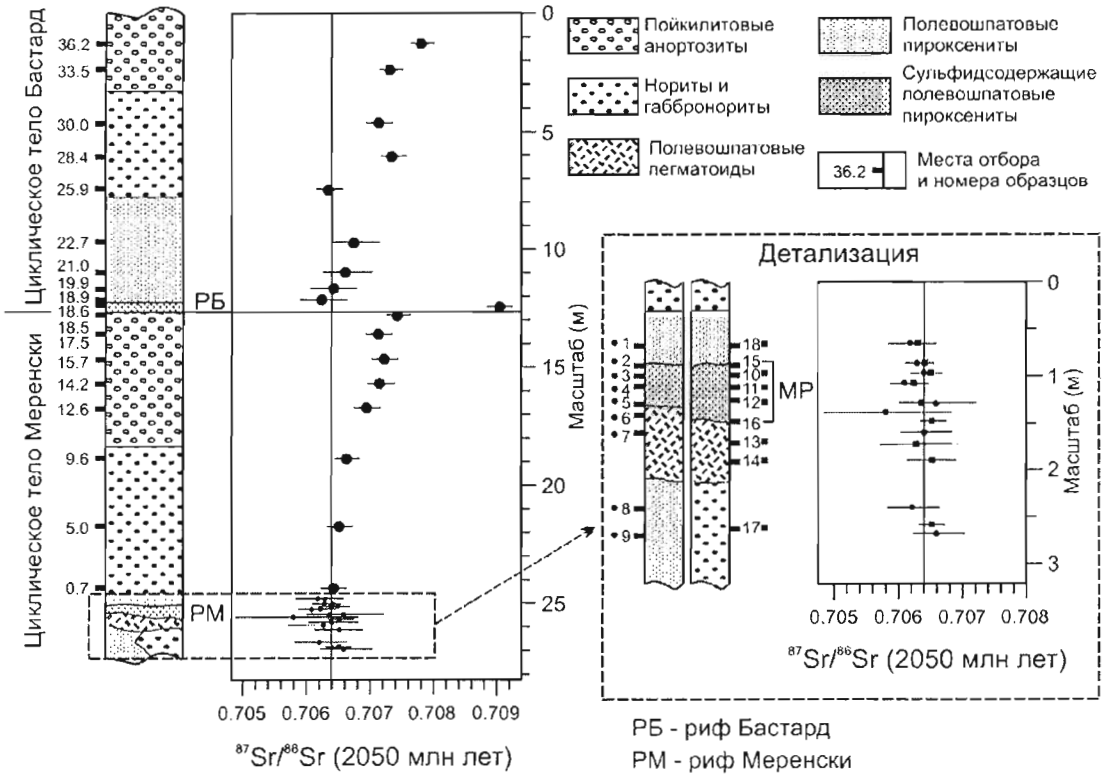


Рис. 9.12.

Вариации начального изотопного состава стронция по разрезу циклических тел Меренски и Бастард (Бушвельдский комплекс). По Lee and Butcher (1990)

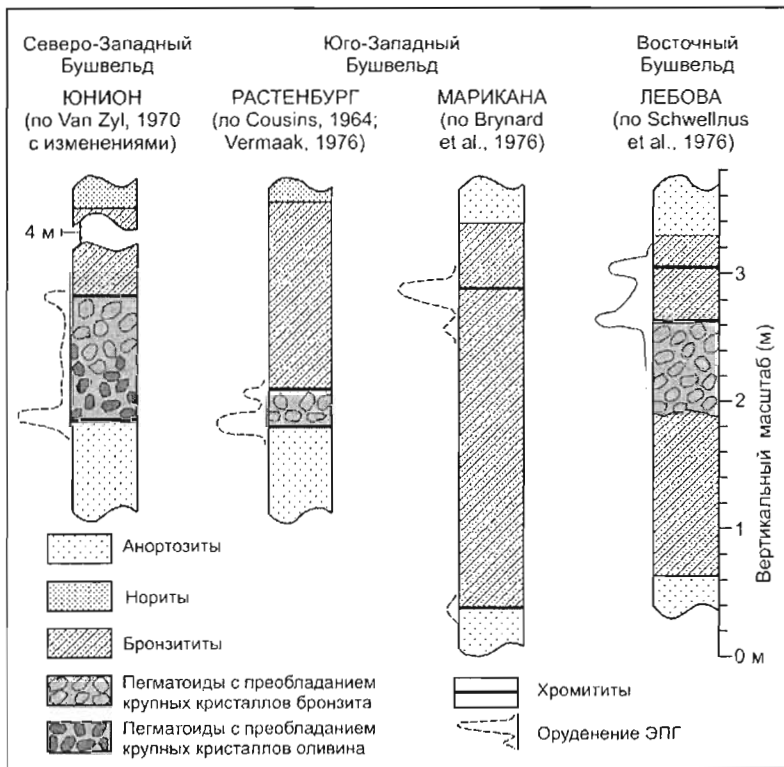


Рис. 9.13.

Строение рифа Меренски в разных частях Бушвельдского комплекса (по Naldrett, 1989)

## Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

В районе рудника Растенбург пегматоид рифа Меренски состоит из крупных (1–4 см длиной) кристаллов бронзита в плагиоклазовой матрице. В породе обычно присутствуют биотит, апатит и тремолит. Мощность нижнего пограничного хромитита варьирует от нескольких мм до нескольких см. Верхний хромитит имеет мощность только несколько мм и местами залегает несогласно. Во многих местах пегматоиды распространяются выше верхнего хромитита, уходя в перекрывающий бронзитит. Местами пегматоиды рифа включают среднезернистые бронзититы, не имеющие пегматоидной текстуры.

Хотя риф обычно занимает стратиграфическую позицию, показанную на рис. 9.11, иногда он врезается вниз, достигая уровня различных нижележащих горизонтов, образуя структуры, называемые "западинами" ("potholes"). В плане западины имеют округлую или эллипсовидную форму различного размера. По данным Sawthorn et al. (2002), средний размер 950 изученных ими западин составляет 55 м<sup>2</sup>. Некоторые из них очень велики. Так, западина у месторождений Юнион и Нортхэм, врезанная относительно нормального стратиграфического положения рифа на глубину до 16 м, прослежена по падению пород от поверхности до глубины 3000 м и полностью не околтурена.

Содержания ЭПГ в рифе Меренски в различных рудниках Бушвельда приводятся в табл. 9.4, составленной по материалам Sawthorn et al. (2002). Поскольку мощность извлекаемых пород сильно меняется от рудника к руднику, в этой таблице представлены данные и по всей обрабатываемой мощности, и по наиболее богатому интервалу в каждом руднике.

Таблица 9.4

### Средние содержания ЭПГ в рифе Меренски и хромитите UG-2 в рудниках Бушвельдского комплекса (по материалам Sawthorn et al., 2002)

	Содержание $\Sigma$ ЭПГ (г/т)		Содержание отдельных ЭПГ (г/т)					
	На всю обрабатываемую мощность	В наиболее богатом интервале	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os
<b>РИФ МЕРЕНСКИ</b>								
<b>Западный Бушвельд</b>								
Аманделбулт	6.7	7.9	3.89	1.88	0.27	0.47	0.10	0.07
Юнион	7.4	9.2	4.37	1.78	0.37	0.59	0.13	0.07
Нортхэм	6.1		3.72	1.59	0.18	0.43	0.08	0.12
Импала	4.9		2.89	1.32	0.25	0.34	0.08	0.07
Растенбург	6.9	8.5	4.07	1.86	0.28	0.55	0.09	0.06
Уестплатс	5.6		3.47	1.57	0.17	0.34	0.06	0.02
<b>Восточный Бушвельд</b>								
Мессина	4.9		2.35	2.01	0.15	0.25	0.10	
Лебова	4.4	6.8	2.68	1.10	0.18	0.35	0.06	0.04
Уиннаарсхук	5.9		3.19	1.77	0.18	0.35	0.08	
<b>ХРОМИТИТ UG-2</b>								
<b>Западный Бушвельд</b>								
Аманделбулт	5.1		3.26	1.48	0.31			
Юнион	4.8		2.98	1.44	0.43			
Нортхэм	6.1		3.29	1.28	0.61	0.61	0.12	1.83
Импала	5.2		3.07	1.40	0.26	0.36	0.09	0.07
Растенбург	6.1		4.03	1.77	0.31			
Крундал	5.8							
Марикана	4.6							
Уестплатс	6.1							
<b>Восточный Бушвельд</b>								
Мессина	6.1							
Лебова	5.9		3.78	1.89	0.24			
Уиннаарсхук	7.1							

Представленные данные в основном заимствованы из годовых отчетов добывающих компаний. В тех случаях, когда данные по руде, добытой из рифа Меренски и хромитита UG-2, в отчетах обобщены, содержания взяты из работы Hochreiter (2000). В отчетах компаний некоторые содержания представлены по результатам извлечения металлов в металлургическом переделе, другие - по разведанным запасам, иногда с включением ресурсов. Некоторые компании представляют данные по сумме 4–5 ЭПГ, где может не учитываться Ir и Os. Недооценка общей суммы ЭПГ в таких случаях невелика, она не превышает 5 %. В других отчетах в сумму ЭПГ включалось Au. Сумма ЭПГ обычно определялась методом ICP. Представленные в таблице данные, благодаря большому числу анализов и их сверке с данными по извлечению металлов, являются более достоверными, чем анализы отдельных пересечений руд, даже сделанные с использованием высокоточных методов. В первой колонке таблицы представлены данные для всей обрабатываемой рудной массы: в мощных рифах бортовое содержание  $\Sigma$ ЭПГ составляет 1.0–1.5 г/т, в случае маломощных тел в рудную массу попадает пустая порода

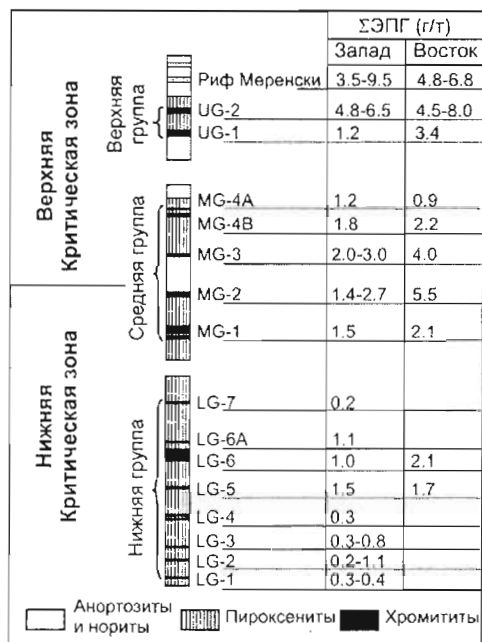


Рис. 9.14.

Расположение хромититовых слоев (с указанием средних содержаний ЭПГ) в вертикальном разрезе Западного и Восточного Бушвельда. По Sawthorn et al. (2002), с изменениями

#### 9.4.1.5. Стратиформное оруденение хромитовой ассоциации

Горизонты хромититов двух западных и восточного сегментов Бушвельдского комплекса объединяются в три группы (рис. 9.14). Нижняя группа включает 8 отдельных горизонтов, средняя группа - 5 горизонтов, верхняя - горизонты UG-1 и UG-2. В Нижней зоне расслоенной серии хромититы на этих площадях отсутствуют. В Северном Бушвельде в Нижней зоне выделяются 2 достаточно мощных (но прерывистых) горизонта хромититов - нижний и верхний, а выше их - серия тонких прослоев (von Gruenewaldt et al., 1989). В Критической зоне этого сегмента, которая опознается только южнее города Поттнгерсрус (см. раздел, посвященный Платрифу), присутствует один хромититовый слой, который von Gruenewaldt et al. (1989) сопоставляют с UG-2.

Naldrett and von Gruenewaldt (1989) показали, что все хромититовые слои Бушвельдского, а также Стиллуотерского комплексов подразделяются на две категории по характеру оруденения ЭПГ. Одни из них, которые развиты вблизи первого появления в разрезе кумулатного плагноклаза, обогащены ЭПГ, имеют высокие отношения (Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os) (от 2 до 5) и содержат Fe-Ni-Cu сульфиды. Хромититы второй категории, залегающие ниже, бедны ЭПГ (менее 1 ppm), обладают отношениями (Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os) <1, и в них отсутствует заметное количество сульфидов, хотя может присутствовать лаурит. Это положение иллюстрируется рис. 9.15, заимствованным из цитированной работы, но включающим новые данные по Великой Дайке Зимбабве из работы German and Schmidt (1999). Последнее исследование показало, что разделение хромититов, принятое для Бушвельда и Стиллуотера, применимо и к Великой Дайке. Существуют некоторые исключения из приведенной классификации. Так, хромитит А, самый нижний в разрезе комплекса Стиллуотер, достаточно богат ЭПГ. Это объясняется, вероятно, тем, что

магма у основания интрузии была менее примитивной, чем образовавшая вышележащие слои. Хромитит 1d Великой Дайки содержит сульфиды, хотя он развит в нескольких сотнях метров ниже появления кумулатного плагиоклаза. Это отражает тот факт, что магма Великой Дайки была более близка сульфидному насыщению в течение кристаллизации ультрамафитовых кумулатов, чем магма, образовавшая Бушвельдский и Стиллиуотерский комплексы.

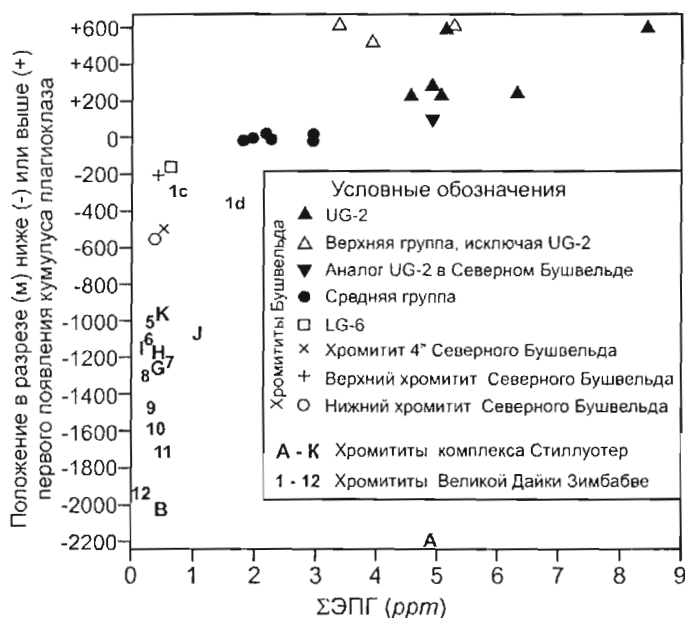


Рис. 9.15.

Содержания суммы ЭПГ в хромититах по разрезу комплексов Бушвельд и Стиллиуотер и Великой Дайки Зимбабве. В случаях, когда содержания Ir и (или) Os определены не были, каждый из этих элементов рассчитывался как  $0.25 \cdot Ru$ . По Naldrett and von Gruenewaldt (1989), с дополнениями по Gernan and Schmidt (1999)

Важнейшее оруденение хромититовой ассоциации в Бушвельдском комплексе (и вообще среди данной ассоциации) связано с хромититом UG-2. Этот слой содержит крупнейшие известные в мире ресурсы ЭПГ, даже более значительные, чем риф Меренски (см. табл. 1.1).

Хромитит UG-2 находится в основании одноименного циклического тела (рис. 9.10), мощность которого меняется от 15 до 400 м. По описанию Cawthorn et al. (2002), в подошве хромитита обычно залегает грубозернистый пегматоидный полевошпатовый пироксенит. В Западном Бушвельде мощность хромититового слоя варьирует от 70 до 130 см. Порода, образующая этот слой, состоит из 60–90 мод% хромита с интерстиционными плагиоклазом и ортопироксеном. Нижняя часть слоя имеет гранулярную текстуру, которая сменяется пойкилитовой в верхней части. Хромитит перекрывается гарцбургитом или плагиоклазовым пироксенитом, внутри которого представлены 2–4 слойка хромитита мощностью от 1 мм до 12 см. Строение горизонта UG-2, как и рифа Меренски, осложнено западинами, которые могут уходить на глубину до 50 м (Hahn and Ovendale, 1994; Lomberg et al., 1999).

В табл. 9.4 сравниваются содержания ЭПГ в рифе Меренски и хромитите UG-2 в различных рудниках Бушвельда. Если принимать во внимание всю обрабатываемую мощность слоев, содержания ЭПГ в двух названных горизонтах вполне сопоставимы. При пересчете содержаний на 100-процентный сульфид оказывается, что сульфиды хромитита UG-2 значительно богаче, чем сульфиды рифа Меренски (рис. 9.16).

#### 9.4.1.6. Стратиформное оруденение магнетитовой ассоциации

Von Gruenewaldt (1976) опубликовал данные анализа 3-х образцов, где представлена рассеянная сульфидная вкрапленность в анортозитах Верхней зоны Бушвельдского комплекса, залегающих непосредственно ниже Нижнего магнетитового слоя 2 (табл. 9.5). Руды имеют высокие отношения Cu/Ni, что является естественным, учитывая фракционированную природу магмы, из которой сегрегировались сульфиды. Однако, достаточно высокие содержания Pt, Pd и Au требуют объяснения. Причиной может быть то, что содержание несовместимых благородных металлов в магме возросло в процессе фракционной кристаллизации силикатного расплава. Рис 9.17 иллюстрирует такой процесс для магмы, имеющей начальное содержание  $\Sigma ЭПГ = 20 \text{ ppb}$ .

Предполагается, что в магму, где происходит совершенная фракционная кристаллизация, периодически поступает новый магматический материал (соотношение резидентной и новой магмы составляет 2:1). Рассматриваются три случая. Первый предполагает, что до поступления нового расплава кристаллизуется 50 % магмы. Второй случай предусматривает 33-процентную и третий - 25-процентную кристаллизацию. Развитие таких процессов в камерах крупных расслоенных интрузий, которые, вероятно, служили промежуточными магматическими камерами вулканизма, представляется вполне вероятным. Из рисунка следует, что возрастание содержания ЭПГ в остаточном силикатном расплаве является весьма существенным, особенно при 50-процентной кристаллизации.

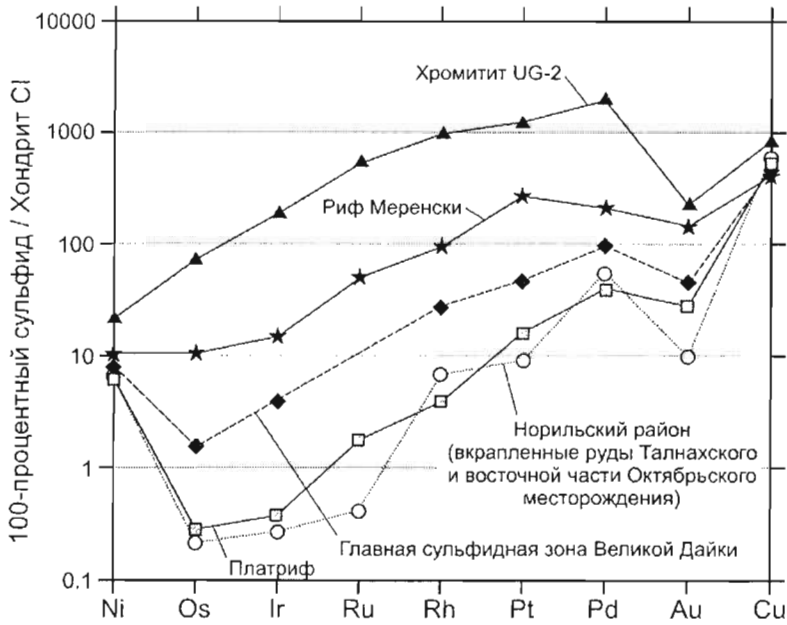


Рис. 9.16.

Многокомпонентная диаграмма халькофильных элементов (с нормализацией к хондриту C1), где сравниваются средние составы сульфидов некоторых хорошо известных месторождений. Данные для рифа Меренски - по Naldrett et al. (1986a), для хромитита UG-2 - по Naldrett et al. (1987), для Платрифа - по Cabri and Naldrett (1984), для Великой Дайки - по Naldrett and Wilson (1990), для Норильского района - по Naldrett et al. (1996a)

Таблица 9.5

**Валовый химический состав сульфидных руд Верхней зоны Бушвельдского комплекса (минерализованные анортозиты, подстилающие Нижний магнетитовый слой 2). По von Gruenewaldt (1976)**

Образец	S вес%	Cu вес%	Ni вес%	Co вес%	Pt г/г	Pd г/г	Au г/г	Pt+Pd г/г
1	2.23	1.10	0.18	0.02	0.76	0.76	0.40	1.52
2	2.30	0.92	0.17	0.02	0.83	0.96	0.47	1.79
3	н.о.	0.87	0.10	н.о.	0.61	0.99	0.54	1.60
<b>Среднее</b>	<b>2.26</b>	<b>0.96</b>	<b>0.15</b>	<b>0.02</b>	<b>0.73</b>	<b>0.90</b>	<b>0.47</b>	<b>1.63</b>

н.о. - не определялось

Практика показывает, что благородные и цветные металлы не формируют собственных месторождений в подобной обстановке. Однако, сульфиды могут развиваться в породах, обогащенных Ti-V - содержащим магнетитом и апатитом. В этих случаях ЭПГ, содержащиеся в сульфидах, будут важным дополнительным компонентом руд. Примеры подобной минерализации представлены в месторождениях комплекса Колдвелл в Северном Онтарио (Канада) и в Волковском месторождении Уральского платиноносного пояса (см. ниже), хотя последнее и не является стратиформным.

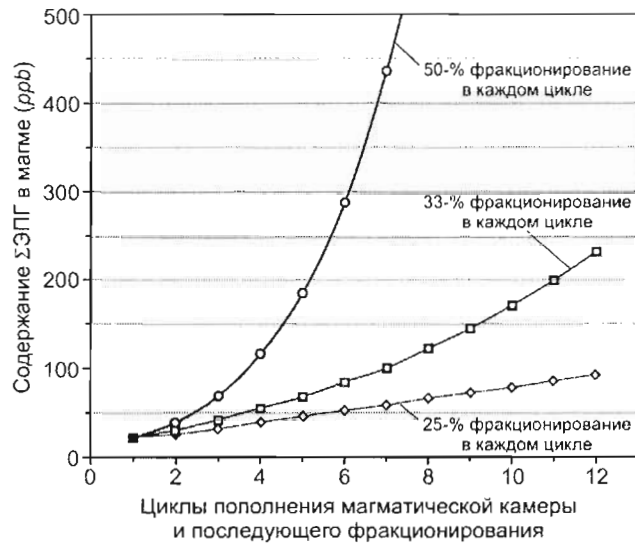


Рис. 9.17.

Модель изменения содержаний ЭПГ при совершенной фракционной кристаллизации магмы с первоначальным содержанием  $\Sigma\text{ЭПГ}=20\text{ ppb}$  при повторяющихся поступлениях свежей магмы (соотношение старого и нового магматического материала после каждого пополнения камеры составляет 2:1). Рассмотрены три случая, предполагающие, что магматический материал в камере испытал 50-процентную, 33-процентную и 25-процентную кристаллизацию до каждого поступления новой магмы

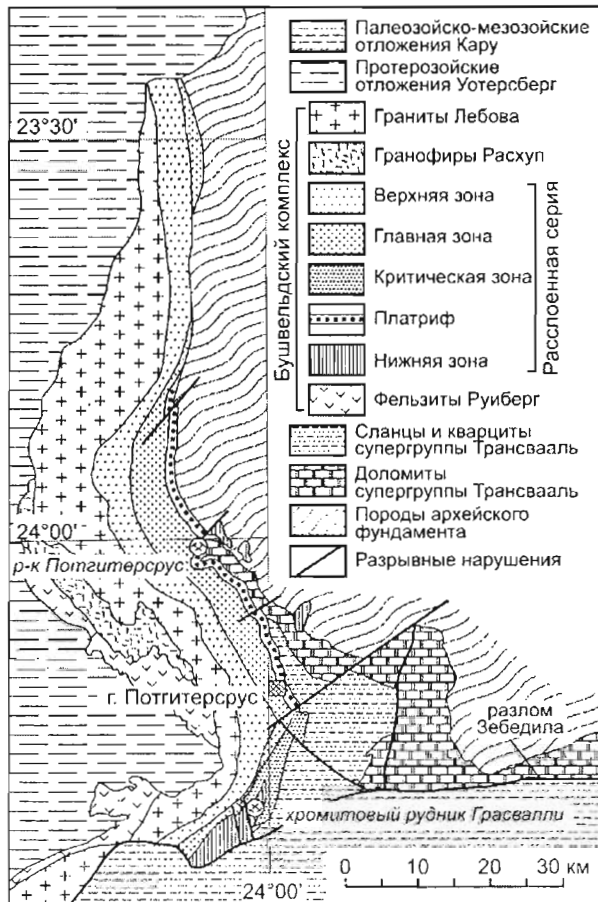


Рис. 9.18.

Схематическая геологическая карта Северного Бушвельда (по von Grucnewaldt et al., 1989)



9.4.1.7. Платриф - стратабаундное, нестратиформное месторождение

Платриф находится в северном сегменте Бушвельда, геология которого сильно отличается от западного и восточного сегментов. В северном сегменте мафит-ультрамафитовые породы, аналоги Нижней Критической, Главной и Верхней зон Бушвельдского комплекса, погружаются на запад под углом 30–40°, где уходят под граниты Лебова и протерозойские отложения группы Уотерберг (рис. 9.18). Длина северного сегмента составляет примерно 110 км. На юге он ограничивается разломом Зебедила, по которому породы Бушвельда контактируют с палеозойско-мезозойскими отложениями Кару.

У южного окончания сегмента (к югу от г.Потгитерсрус) породы, сопоставляемые с Нижней зоной Бушвельдского комплекса, представлены гарцбургитами и ортопироксенитами. Гарцбургитов в этом районе значительно больше, чем в Нижней зоне других районов Бушвельда. В отличие от других районов, здесь развиты линзовидные тела хромититов, которые ранее обрабатывались. Эти хромититы отличаются необычно высоким отношением  $Cr/Fe$  (более 2), что не встречается в хромититах Критической зоны.

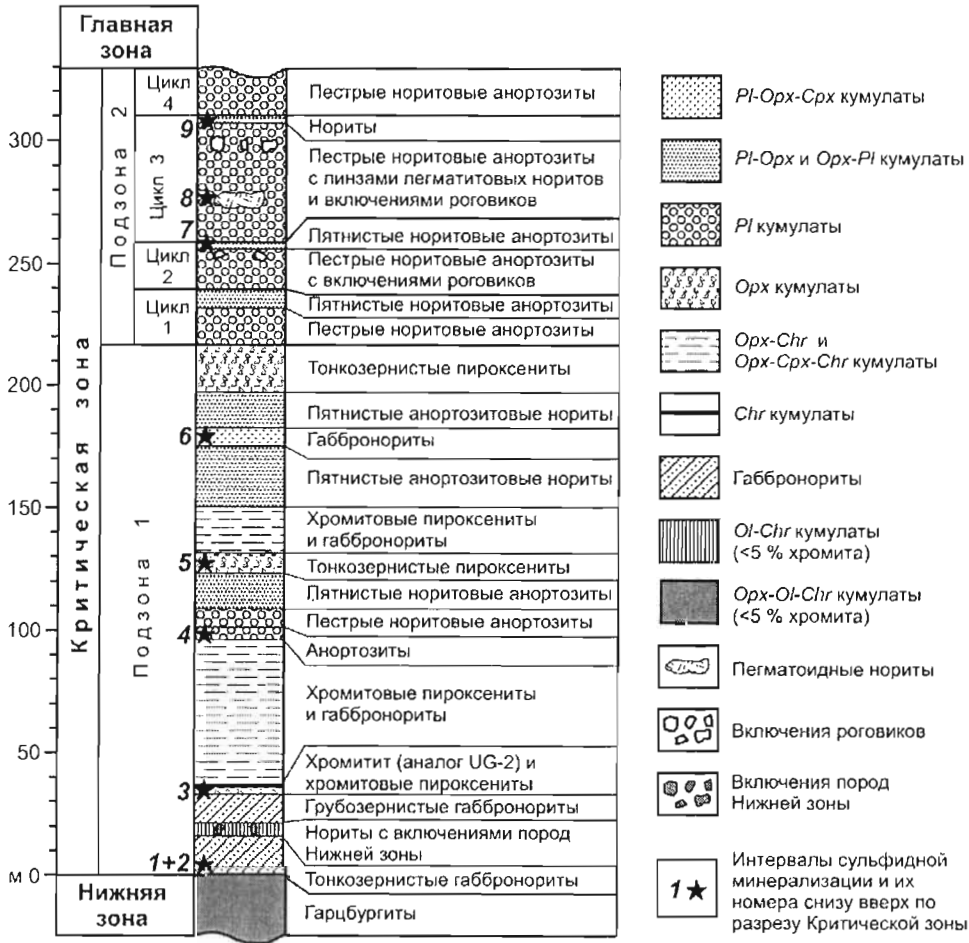


Рис. 9.19.

Вертикальный разрез Критической зоны Северного Бушвельда (развитой к югу от г. Потгитерсрус) с указанием интервалов сульфидной минерализации и таблицей, где приведены содержания металлов в зонах наиболее существенного оруденения. По Hulbert (1983)

Критическая зона этой площади (рис. 9.19) внизу представлена габброноритами, которые перекрываются хромитсодержащими ортопироксенитами и вебстеритами, чередующимися с габброноритами и норитами. Hulbert (1983) выделяет эти породы как подзону 1 Критической зоны. Выше залегают норитовые анортозиты с участием норитов, относимые к подзоне 2. В районе фермы Грасвалли в 40 м выше основания Критической зоны залегает ЭПГ-содержащий хромитит, включающий сульфидную вкрапленность, сопоставляемый с хромититом UG-2. Сульфидная минерализация здесь развита еще в нескольких интервалах разреза Критической зоны. В четырех из них, включая аналог UG-2, устанавливаются существенные содержания благородных металлов (см. таблицу, прилагаемую к рис. 9.19).

Наиболее значительные содержания цветных и благородных металлов в интервалах сульфидной минерализации

№№ интервалов	Порода	Проба	Мощность (м)	Ni (всв%)	Cu (всв%)	Pt (г/т)	Pd (г/т)	ЭПГ+Au (г/т)
3	Аналог хромитита UG-2	1а	1.35	0.19	0.05	1.92	0.99	3.38
		1б	1.65	0.27	0.19	1.06	0.90	2.15
		1в	1.06	0.14	0.12	0.94	0.45	1.56
6	Габбронориты			0.09	0.05			0.90
8	Пегматоидные нориты	3а	0.67	0.14	0.05	1.13	0.93	2.20
		3б	0.51	0.13	0.06	0.89	0.61	1.67
		3в	1.07	0.01	0.01			<0.60
		3г	0.13	0.37	0.26			3.76
9	Нориты	4а	0.30	0.21	0.24			1.02
		4б	0.25	0.13	0.13			1.09

Между фермой Грасвалли и городом Потгитерсрус Нижняя зона в обнажениях не представлена, хотя Hulbert (1983) предполагал ее присутствие на глубине. Он считал, что внедрение материала Критической зоны здесь происходило в виде серии высокоэнергетических пульсов магмы или смеси кристаллов и магмы, и это приводило к значительной эрозии подстилающих пород, образованных при предыдущих внедрениях.

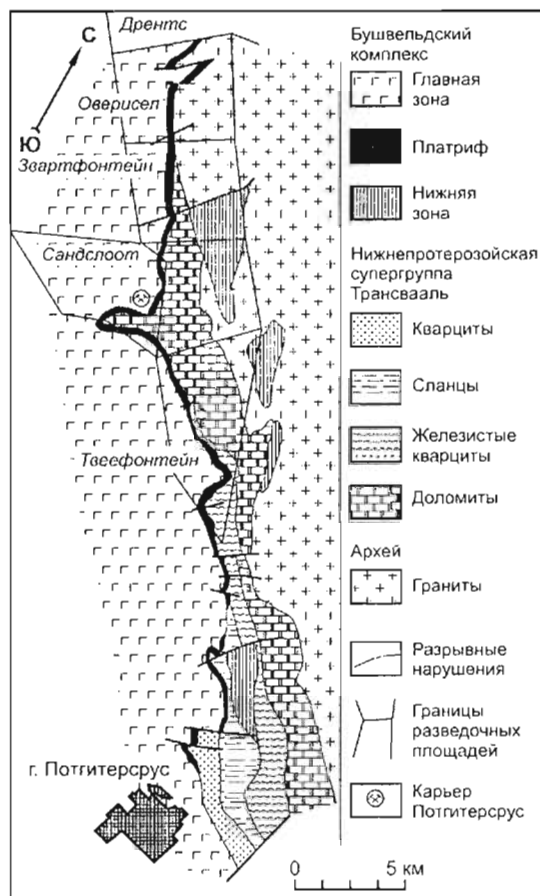


Рис. 9.20.

Геологическая карта Северного Бушвелда к северу от г. Потгитерсрус, где разведен и отработывается Платрифф. Добыча руды производится в карьере Потгитерсрус (на участке Сандслоот), планируется начать отработку открытым способом на участках Овернсел, Звартфонтейн и Твеефонтейн. По Sawthorn et al. (2002), с упрощением. Sawthorn et al. (2002) заимствовали эту карту из работы White (1994)

О строении Критической зоны в районе г. Потгитерсрус имеется не много информации. Севернее, на площади, показанной на рис. 9.20, эта часть разреза изменяется настолько сильно (рис. 9.21), что название "Критическая зона" здесь не используется. Соответствующий интервал разреза называется "Платрифом".

В районе фермы Сандслоот, где в настоящее время (2002 г.) производится отработка Платрифа, он залегает ниже пятнистого анортозита, сопоставляемого с Главной зоной. Верхняя часть Платрифа, называемая здесь рифом С, образована слабоминерализованным пироксенитом (рис. 9.21). Ниже выделяется риф В, представленный грубозернистым пироксенитом с достаточно обильной минерализацией сверху. Орто- и клинопироксен обычно присутствуют в этой породе в сопоставимых количествах, а оливин отсутствует. Встречается небольшое количество интеркумулатного плагиоклаза. Подстилающая часть разреза называется рифом А. Этот слой образован плагиоклазовым пироксенитом, неоднородным по составу и структуре. Внизу он содержит вкрапленники сульфидов размером до 1–3 см в поперечнике.

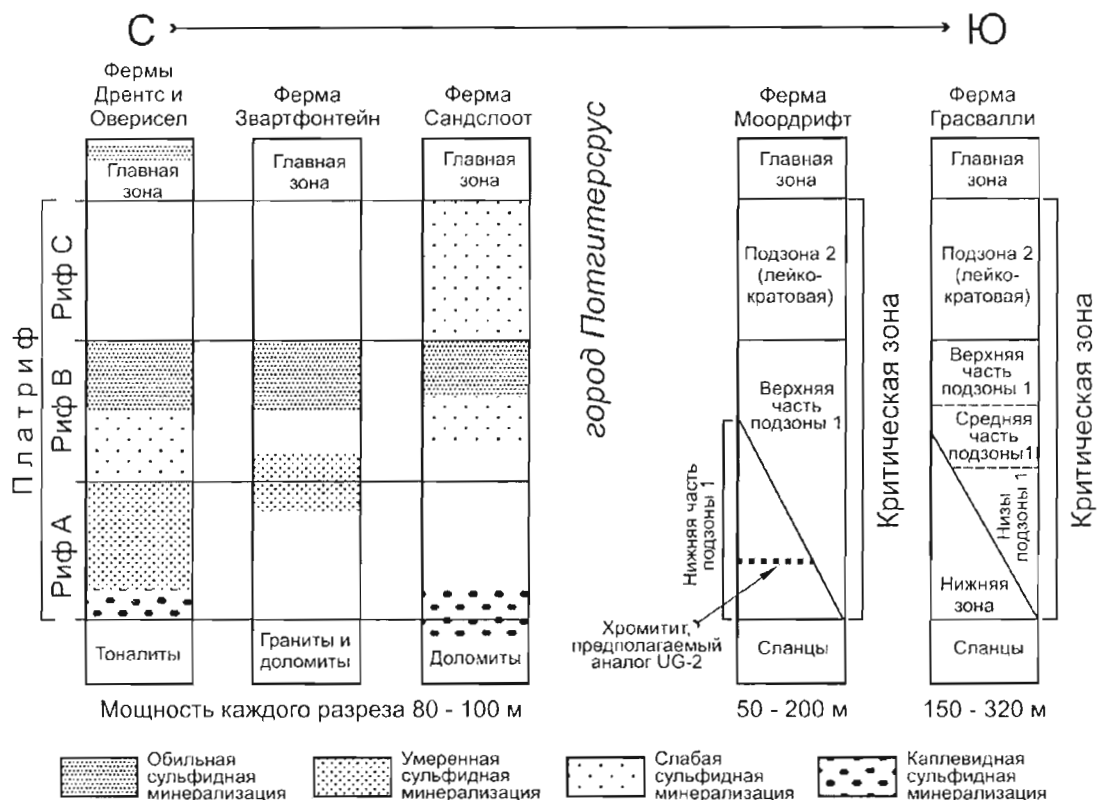


Рис. 9.21.

Изменения в строении Платрифа (распространенного к северу от г. Потгитерсрус) и Критической зоны (распространенной к югу от г. Потгитерсрус) вдоль северного сегмента Бушвельдского комплекса.

В северной части рифа, в районе ферм Дрентс и Зwartфонтейн, Платриф тоже перекрывается пятнистыми анортозитами, принадлежащими Главной зоне (рис. 9.21). Здесь, на севере фермы Дрентс, в Главной зоне выявлен минерализованный горизонт мощностью 4–40 м, содержащий 1–2 г/т ЭПГ, обычно обогащенный включениями доломитов, напоминающий Платриф (Mark Prefontaine, личное сообщение, март 2002). Южнее этот горизонт не обнаружен. В районе фермы Дрентс подразделение Платрифа на рифы С, В и А достаточно условно. Риф С представлен здесь невыдержанным по простиранно безрудным пироксенитом мощностью 1–2 м. Он подстилается пегматонидным пироксенитом, обычно содержащим существенное оруделение. Пегматонидный слой сопоставляется с пироксенитовым рифом В. С увеличением содержания плагиоклаза он может переходить по латерали или вниз в "полевошпатовый риф В". Ниже рифа В размер зерен в породе уменьшается, и снижается количество сульфидов. Эта часть Платрифа называется здесь рифом А. У контакта с подстилающим тоналитом породы приобретают закалочный облик, и в них развивается трахитоидная текстура. В целом породы Платрифа в зоне Дрентс имеют пятнистую текстуру, характеризуются сильно варьирующим размером зерен. Представляется, что эти породы, близкие пегматоидам, образовались в результате кристаллизации *in situ*. Наблюдается слабо развитая линейная ориентировка пироксенов и плагиоклаза с наклоном под углом 40° (параллельно контакту), с вытянутостью кристаллов под прямым углом к простиранию пород. Отсюда можно предположить, что внедрение магмы Платрифа происходило здесь снизу вверх, а не вдоль простиранья контакта.

Породы Платрифа повсеместно сильно контаминированы. Они везде включают обломки доломита, хотя количество последних меняется. Обломки наиболее обильны и крупны (включая гигантские глыбы до 100 м в поперечнике) в районе, где в подошве залегает доломит. Обломки обычно изменены и превращены в известково-силикатные породы. Крупные известково-силикатные ксенолиты обычно окаймлены оторочкой (толщиной до 20 м) серпентинизированного пироксенита, включающего серпентинизированный оливин и магнетит.

Распределение ЭПГ - содержащих сульфидов в Платриффе весьма неравномерно (рис. 9.21). Наиболее значительное оруденение обычно приурочено к верхней части рифа В, хотя крупные выделения сульфидов с хорошими содержаниями ЭПГ могут развиваться и ниже, вплоть до основания рифа А. Риф С никогда не несет существенного оруденения. Средние содержания по руднику Сандслоот (они представлены в таблице 1.1) составляют: 0.41 вес.% Ni, 0.20 вес.% Cu, 1.77 ppm Pt, 2.01 ppm Pd и 0.11 ppm Rh. Содержания металлов в 100-процентном сульфиде, в сравнении с сульфидами рифа Меренски, хромитита UG-2, Главной Сульфидной зоны Великой Дайки и типичными Норильскими вкрапленными рудами, представлены на рис. 9.16. Видно, что сульфиды Платрифа не столь богаты, как сульфиды стратиформных месторождений, они близко соответствуют составу типичных сульфидов Норильского района.

#### 9.4.1.8. Секущие рудные тела: дунитовые трубки

Бушвельдский комплекс включает довольно много секущих тел, которые тесно ассоциируют с расчлененной мафит-ультрамафитовой серией, видимо, связаны с ней генетически, но необъяснимы с точки зрения простой кристаллизации магмы. Примером являются ванадиеносные магнетитовые трубки, развитые в районе Кеннедис Вэйл. Другой пример - несогласные тела замещения, где слои бронзитита, норита и, особенно, анортозита замещены пегматоидными породами, сложенными бронзитом и оливином (последний обычно имеет состав  $Fe_{70}$ ). К числу подобных несогласных образований относятся и платиноносные дунитовые трубки.

Дунитовые трубки с обрамляющими их оливин-бронзит-плаггиоклазовыми пегматоидами развиты и на западе, и на востоке Бушвельдского комплекса, но они разведывались и обрабатывались только в восточном сегменте (см. рис. 9.6). Эти трубки (Онвервакт, Моихук, Дрикоп и Маандагсхук) принадлежат к числу наиболее богатых платиноносных объектов Бушвельда. Wagner (1929) упоминал содержания  $\Sigma$ ЭПГ, достигавшие 2050 г/т. В трубке Онвервакт, на горизонте 23 метра, в ее ядре диаметром 8 м, среднее содержание Pt составляло 31 г/т, а в зоне, окружающей ядро (мощностью около 1 м), варьировало между 15 и 30 г/т. Среднее содержание Pt в руднике Онвервакт составляло 9–11 г/т, в руднике Дрикоп – 5–6 г/т. Edwards and Silk (1987) писали, что за все время работы рудников, осваивавших дунитовые трубки, среднее содержание Pt в рудах составило около 5 г/т. Однако, учитывая несовершенство методов обогащения, содержания в недрах были, вероятно, существенно выше. Поскольку разработка трубок прекратилась в 1930 г., имеющиеся данные по минералогии и геохимии руд весьма ограничены. Lee (1996) указывал, что главным платиновым минералом был Fe–Pt сплав, отмечались сперрилит, холлингворзит и ирарсит. Сульфиды цветных металлов в рудах представлены не были.

Типичной является трубка Онвервакт (Wagner, 1929; Cameron and Desborough, 1964). Ее центральная зона (диаметром 20 м), сложенная гортонолитовым ( $Fe_{22}$ ) дунитом, вниз сужается в виде конуса, где она вставлена в трубку оливинового дунита (диаметром около 100 м) с составом оливина  $Fe_{80-84}$  в центре и  $Fe_{86-92}$  по краям тела. Эта трубка ориентирована перпендикулярно расчлененности вмещающего бронзитита. Внутри нее развиты выделения магнетита и ильменита, а в месте, где трубка пересекает хромититовый слой LG-6 (слой Стилпорт), наблюдаются многочисленные включения хромитита, имеющие форму плиток. Cameron and Desborough (1964) пришли к выводу, что трубка Онвервакт была образована в результате замещения бронзитита, когда горячие водные растворы выщелачивали и выносили  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  и приносили FeO,  $TiO_2$ , V и ЭПГ. Gain (1980) заметил, что в районе фермы Маандагсхук хромититовый слой LG-6 имеет заметный наклон в сторону дунитовой трубки, так что простое объяснение образования трубки метасоматическим замещением с сохранением объема, явно, недостаточно. Schiffries (1982) предложил модель, согласно которой рассолы, богатые хлором, приносили Pt и выносили магний.

Трубка Моихук очень похожа на Онвервакт, но трубка Дрикоп отличается тем, что оливин в ее ядре менее обогащен железом, он содержит около 70 мол% форстерита.

В комплексе Стиллуотер тоже развиты несогласные платиноносные тела, но они не описаны в литературе.

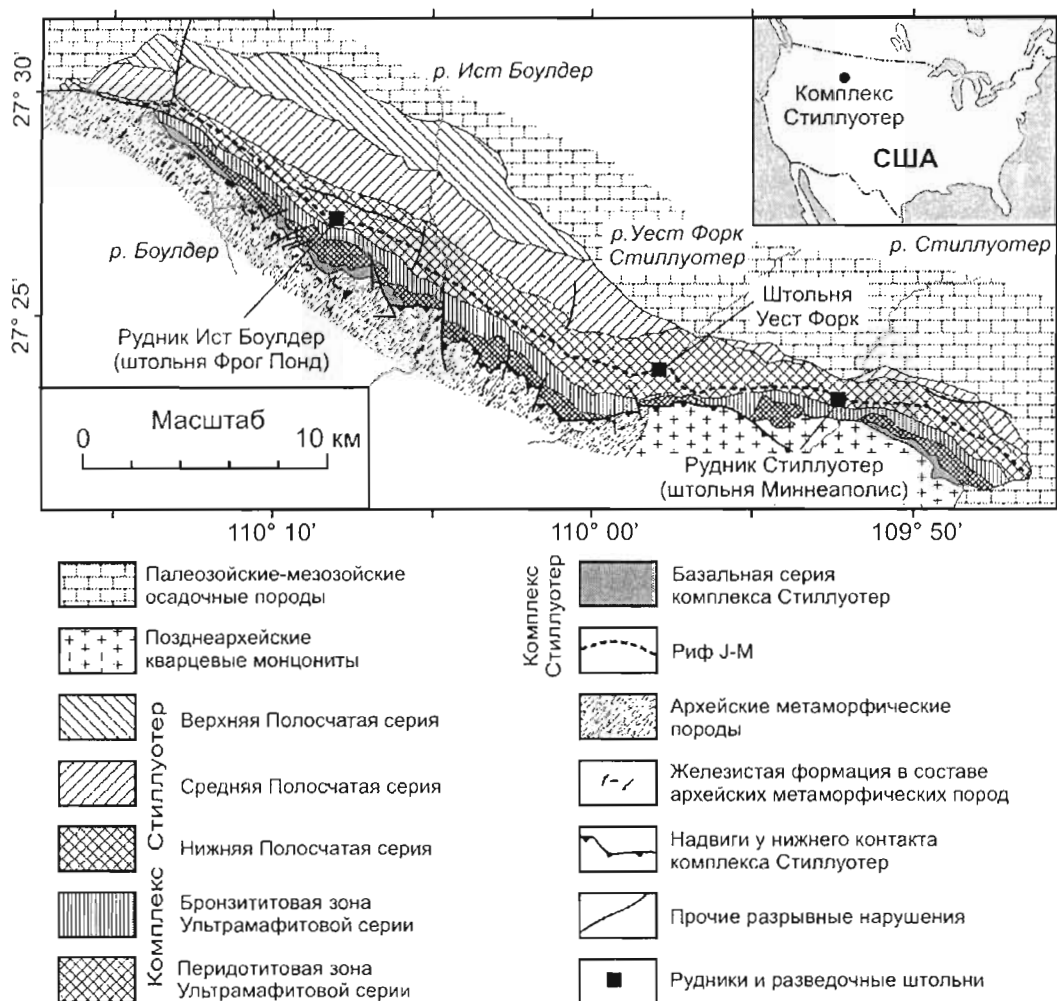


Рис. 9.22.

Схематическая геологическая карта комплекса Стиллаутер. По материалам, представленным в книге Czamanske and Zientek, eds (1985) и в статье Zientek et al. (2002)

## 9.4.2. Комплекс Стиллаутер

### 9.4.2.1. Геология и геохимия

Комплекс Стиллаутер (рис. 9.22), расположенный в штате Монтана (США), обнажен на протяжении 48 км вдоль северного края гор Беартус. Он представляет собой расслоенное мафит-ультрамафитовое интрузивное тело позднеархейского возраста ( $2705 \pm 4$  млн лет; Prego et al., 1990). Его внедрение произошло вскоре после становления батолита, сложенного гранитоидными породами, имеющего возраст 2.73–2.79 млрд лет, который обнажен к югу от комплекса в пределах поднятия Беартус (Wooden et al., 1991). На юге комплекс Стиллаутер граничит с архейскими породами: гранитоидами и более древними образованиями провинции Вайоминг, имеющими возраст более 3.27 млрд лет. Последние включают мафитовые и ультрамафитовые изверженные породы, а также обломочные породы, обогащенные Mg и Fe, в том числе образования железистой формации. На юго-востоке комплекс Стиллаутер пререзается кварцевыми монзонитами, имеющими возраст, близкий возрасту мафитовых пород Стиллаутера (2.70 млрд лет), и мафитовыми дайками подобного и более молодого возраста. На севере он перекрыт палеозойско-мезозойскими осадочными породами. Первоначальный размер комплекса неизвестен, но гравиметрические данные свидетельствуют, что он простирается на 40 км к северо-востоку от своей южной границы (рис. 9.23). Залегание пород в обнаженной части комплекса является крутым до запрокинутого, но, судя по геофизическим данным, представленным на рис. 9.23, выволаживается к северу. На юго-западе местами сохранился нижний интрузивный контакт комплекса, который срезает стратиграфические тела вмещающих пород. Это может свидетельствовать, что интрузия внедрялась вдоль зоны несогласия или разлома.

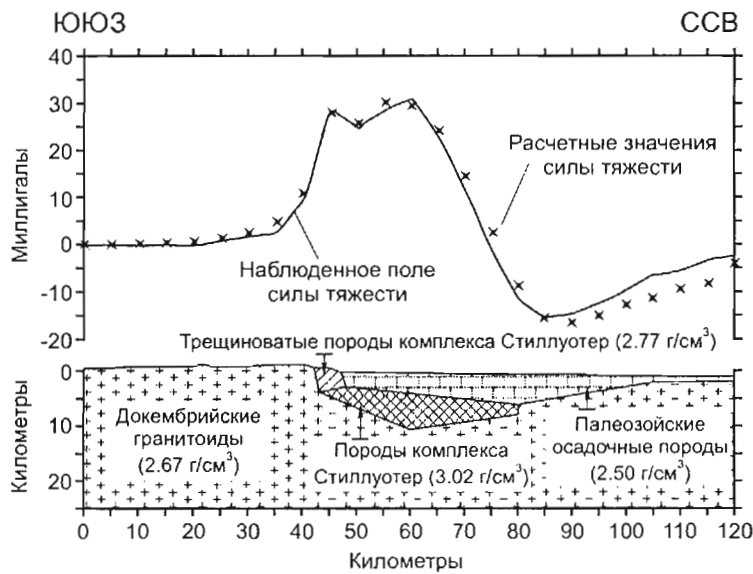


Рис. 9.23.

Гравитационный профиль в редукции Буге и схематический субмеридиональный геологический разрез района комплекса Стиллаутер (по Kleinkopf, 1985)

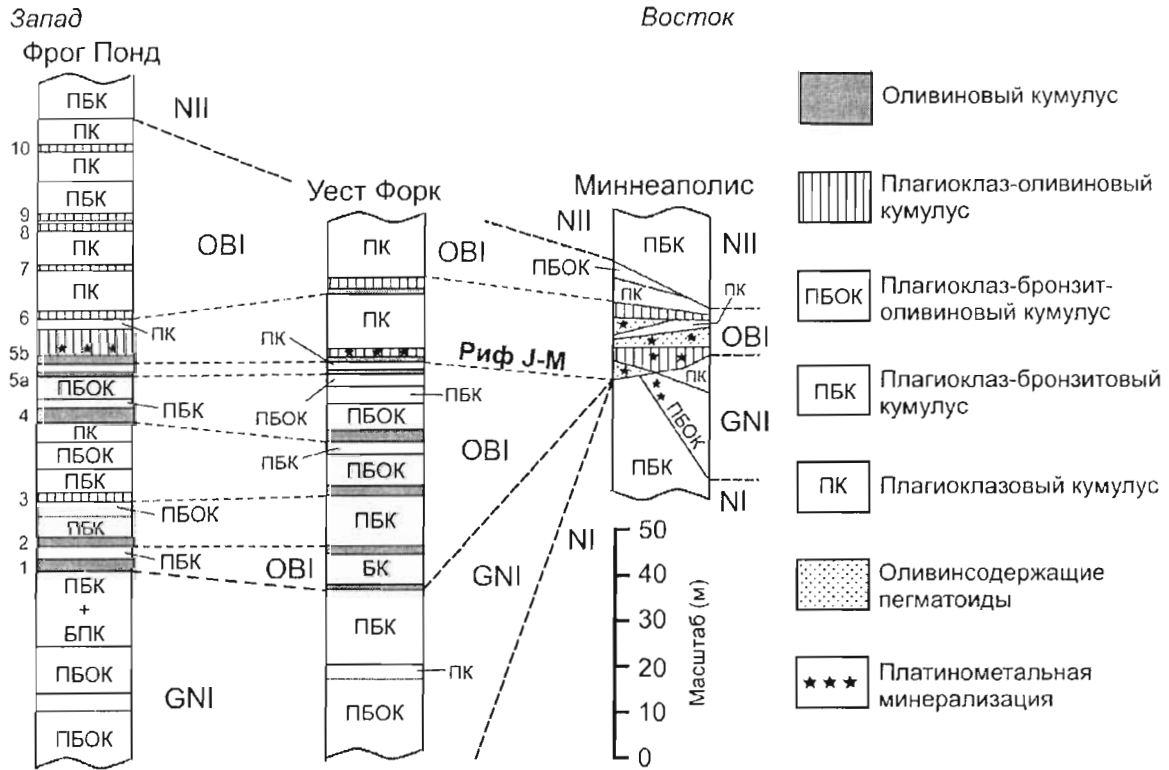
В докембрийское время породы комплекса испытали разрывные и складчатые деформации, после чего, в палеозое и мезозое, были перекрыты морскими и континентальными осадочными породами мощностью 2400–3000 м. Осадконакопление продолжалось от среднего кембрия до мела с перерывами в силуре и перми. В период с позднего мела до эоцена район находился в области ларамийского вулканизма и дислокаций. Внедрялись дайки, штоки и силлы кислых и средних пород. По разломам северо-западного простирания произошли надвиги с направлением движения и к северу, и к югу. Обнаженный верхний контакт, где комплекс Стиллаутер граничит с палеозойскими осадочными породами, частично является стратиграфическим и частично тектоническим, с надвиганием осадочных пород на интрузивные. Исходя из сравнения разреза комплекса Стиллаутер с Бушвельдским комплексом (приведенного на рис. 9.7), можно заключить, что его значительная верхняя часть не обнажена.

Обнаженные породы комплекса Стиллаутер подразделяются на три серии: Базальтовую, Ультрамафитовую и Полосчатую (рис. 9.7). Полосчатая серия, в свою очередь, также подразделяется на три части: Нижнюю, Среднюю и Верхнюю. В составе Ультрамафитовой серии выделяется Перидотитовая зона (включающая все слои хромититов, которые обозначаются буквенными индексами от А до К снизу вверх), и Бронзититовая зона. Полосчатая серия представляет собой чередование зон норитов, габброноритов и анортозитов, разделенных зонами (пачками) циклических тел, начинающихся с пород, содержащих кумулатный оливин. Пачки циклических тел называются оливинсодержащими зонами (olivine-bearing, сокращенно ОВ); они обозначаются снизу вверх ОВ1, ОВ2 и т.д. Зоны норитов (N), габброноритов (GN) и анортозитов (AN) нумеруются снизу вверх (N1, GN1 и т.д.) подобным образом.

Циклические тела, образующие зону ОВ1, показаны на рис. 9.24. Как видно, не все они прослеживаются на всем протяжении комплекса. Основное оруденение связано с рифом J–M, расположенным в основании шестого циклического тела от основания зоны ОВ1, которое обозначается 5b. Оно называется так потому, что во время, когда разрабатывалась нумерация, одно из нижележащих циклических тел не было установлено. Количество подстилающих циклических тел уменьшается с запада на восток, многие из них отсутствуют и в штольне Миннеаполис рудника Стиллаутер. Предполагается, что когда происходила кристаллизация, основание комплекса в районе штольни Миннеаполис было поднято, и магматическая эрозия удалила значительную нижнюю часть разреза зоны ОВ1, совместно с подстилающей габброноритовой зоной GN1, так что циклическое тело 5b контактирует непосредственно с норитовой зоной N1 (Turner et al., 1985).

Todd et al. (1982) пришли к выводу, что изменение кумулатных фаз от оливина через  $Orx+Ol$  до плагиоклаза, наблюдаемое в циклических телах выше и ниже рифа J–M, требует, чтобы к резидентной магме, находившейся в интрузивной камере, была добавлена новая магма, более богатая глиноземом. Изучение Sm–Nd и Re–Os изотопных систем (Lambert et al., 1989) подтвердило эту интерпретацию. При этом, Re–Os

данные (рис. 9.25) требуют, чтобы значительная часть Os рифа J–M (вплоть до 30%) имела коровое происхождение. Коровый Os входит также в хромититы А и В вблизи основания Ультрамафитовой серии и в хромитит I в центре серии, но не представлен в хромитите G, который залегает непосредственно ниже горизонта I. Взаимодействие двух магм, одна из которых была богата магнием, а вторая приближалась к толентовому составу (была богата глиноземом), происходило вблизи уровня, где находится ЭПГ - содержащий риф J–M. Эта ситуация подобна наблюдаемой в комплексе Бушвелд. Смешение магм, как представляется, очень важно с точки зрения развития платиноносных рифов (см. ниже). Данные по изотопному составу Os позволяют предполагать, что обе магмы, образовавшие комплекс Стиллуотер, взаимодействовали с коровым материалом. То же самое происходило при образовании комплекса Бушвелд.



1 - 10 -- циклические тела, которые начинаются слоями, содержащими оливиновый кумулус в зоне OVI

Рис. 9.24.

Вертикальные разрезы зоны OVI комплекса Стиллуотер, показывающие циклическую расслоенность выше и ниже рифа J–M. По Naldrett et al. (1987), с изменениями, на основе данных Todd et al., (1982), Leroy (1985), Turner et al., (1985)

Платинометальное оруденение сульфидной ассоциации подразделяется в комплексе Стиллуотер на 4 типа (Zientek et al., 2002). 1. Стратиформное оруденение, где рудные минералы представлены вкрапленными сульфидами, богатыми ЭПГ (риф J–M). 2. Сульфидное оруденение, умеренно обогащенное ЭПГ, находящееся в слоях тонкозернистых пород или ниже их (рудопроявление Пикет Пинн). 3. Пегматоидные линзы, трубки и другие секущие оруденелые тела (аналоги дунитовых трубок Бушвелда). 4. Магматические сульфиды, сконцентрированные вблизи основания интрузий. Только стратиформное оруденение, связанное с рифом J–M, является в настоящее время промышленным, и только оно обсуждается ниже.

#### 9.4.2.2. Стратиформное оруденение: риф J–M

В настоящее время (2003 г.) риф J–M отрабатывается двумя рудниками - рудником Стиллуотер, расположенным в долине одноименной реки, и рудником Ист Боулдер, находящимся в 22 км к западу (рис. 9.22). В последнем руднике подход к рифу J–M осуществляется по штольне, устье которой заложено в 4.5 км к северу, в породах, залегающих стратиграфически выше рифа.

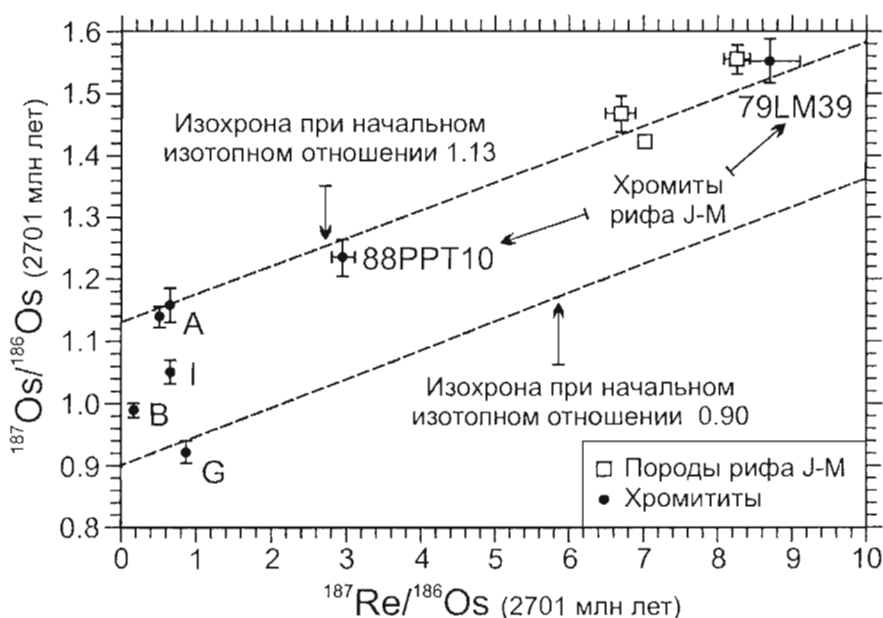


Рис. 9.25.

Вариации начальных отношений  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  в хромититах и породах рифа J-M комплекса Стиллуотер. По Lambert et al. (1989)

Риф J-M локализован в пачке пород, называемой рудничными геологами "рифовой пачкой" (Corson et al., 2002). Оруденение ЭПГ связано с сульфидами (пирротин, халькопирит и пентландит), которые образуют агрегаты, интерстиционные по отношению к силикатным минералам. Рифовая пачка представлена слоями троктолитов, анортозитов, перидотит-дунитов и норитов различной мощности; преобладают троктолиты. Основание пачки соответствует основанию богатых оливином пегматоидных пород с крупнозернистыми посткумулятными пироксенами. Кровля пачки не определяется составом пород, она обычно пересекает литологические контакты, но всегда может быть опознана по изменению структуры. Характерные для рифовой пачки пегматоидные пироксены, адкумулятные каемки пироксенов вокруг ксеноморфных оливинов и крупные интерстиционные пироксены выше сменяются округлыми кумулятивными оливинами и мелко-среднезернистыми интеркумулятивными пироксенами. Кровля пачки обычно (но не обязательно) совпадает с исчезновением оруденения ЭПГ. Внутри пачки горизонты, богатые ЭПГ, могут быть разделены бедными горизонтами. Оруденение может быть развито в любом из слоев, образующих рифовую пачку. Местами оно представлено и в породах, залегающих ниже обогащенного оливином слоя, который определяет основание пачки (рис. 9.26).

С практической точки зрения очень важны так называемые "залы" ("ballrooms"), где оруденение распространяется до 20 м ниже основания рифовой пачки, образуя мощные зоны богатой минерализации (рис. 9.27). Эти "залы" принципиально отличаются от западин рифа Меренски в Бушвелде, где риф просто переходит на более низкий стратиграфический уровень. В случае "залов" богатое оруденение развито и в рифовой пачке, и в подстилающих породах. Childs et al. (2002) описали три типа оруденения "залов". 1. Рудная зона захватывает всю мощность рифовой пачки и уходит достаточно глубоко вниз в подстилающие породы. 2. Увеличение мощности рудной зоны совпадает с увеличенной мощностью самой рифовой пачки. 3. Оруденение в породах подошвы отделено от рудной зоны рифовой пачки безрудными породами. Наиболее обычен первый тип оруденения. Структурные соотношения сульфидов и силикатных минералов в "залах", в целом, подобны наблюдаемым в рифовой пачке, хотя в случаях, когда оруденение "залов" развивается в габброноритах или норитах подошвы, очень часто наблюдаются сульфидные сгустки размером до 5 см с отходящими от них прожилками.

В таблице 9.6 представлены данные по запасам и ресурсам Pt+Pd, приведенные в работе Zientek et al. (2002). В рудах, добываемых в руднике Стиллуотер, отношение Pd/Pt составляет 3.27.



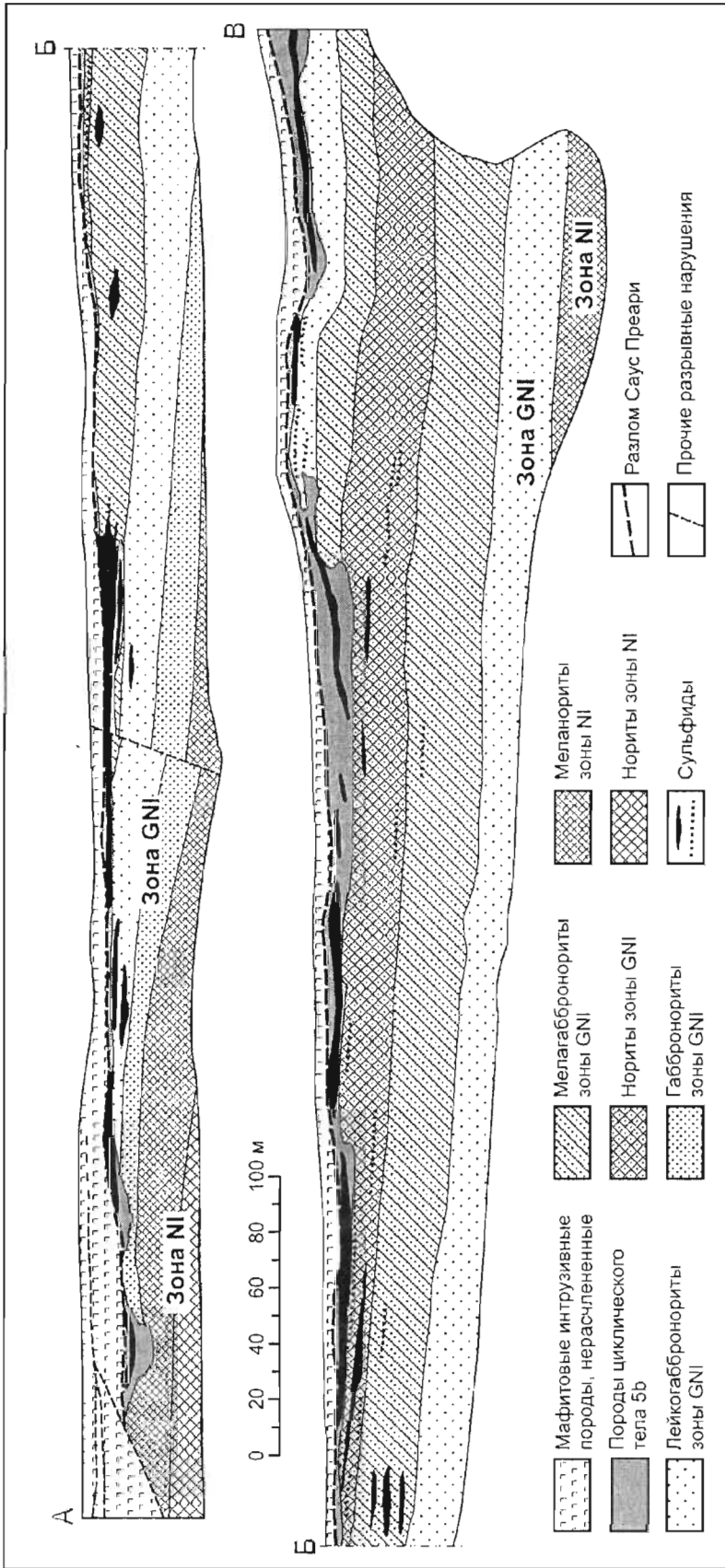


Рис. 9.26

План урвня 5700W рудника Стинлуотер, где отобразено распространение обогащенных ЭПГ сульфидных минералов и показано угловое несогласие между инклизским телом 5b и залегающими стратиграфически ниже породами зон GNI и NI. Вверху зарисована западная часть пересечения, внизу - восточная часть. Из работы Zientek et al. (2002), использовавших материалы D. Wolfgram and J. Holmgram (письменное сообщение, 1988)

Запасы и ресурсы ЭПГ рифа J–M (комплекс Стиллиуотер). По Zientek et al. (2002)

Рудник	Запасы руды (млн т)	Содержания Pt+Pd (г/т)
<b>Стиллиуотер</b>		
Разведанные запасы	2.44	25.7
Вероятные ресурсы	17.74	24.3
Возможные ресурсы	19.66	24.7
<b>Ист Боулдер</b>		
Вероятные ресурсы	12.08	24.3
Возможные ресурсы	14.94	24.7
<b>Весь риф*</b>	130	20

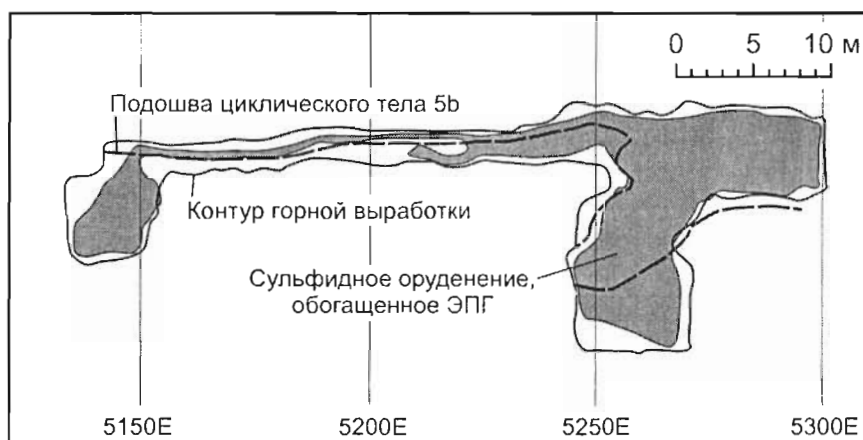


Рис. 9.27.

План горизонта 15 очистного забоя 52E 5280 рудника Стиллиуотер, где показано оруденение, образующее "залы", распространяющееся в породы, которые залегают ниже циклического тела 5b. По Zientek et al. (2002)

### 9.4.3. Великая Дайка Зимбабве

#### 9.4.3.1. Геология

Великая Дайка расположена в нескольких сотнях километров к северу от Бушвельдского комплекса (см. обзорную карту на рис. 9.28), где прорезает архейские граниты и зеленокаменные породы щита Зимбабве. Она представляет собой расслоенную линейную интрузию мафит-ультрамафитового состава, имеющую длину 550 км при ширине от 4 до 11 км. Согласно современному U–Pb датированию цирконов, интрузия образовалась в позднем архее 2579±7млн лет назад (Armstrong and Wilson, 2000). По простиранию Великая Дайка подразделяется на несколько камер с подчиненными им субкамерами (рис. 9.28), которые обособлены на основе структуры тела и характера расслоенности пород (Wilson and Prendergast, 1989, 2001). В вертикальном разрезе интрузии выделяется нижняя ультрамафитовая серия (мощностью более 2000 м), представленная дунитами, гарцбургитами и пироксенитами (бронзититами) с прослоями хромититов, и верхняя мафитовая серия (мощностью до 1120 м), образованная преимущественно габброноритами. Мощность обеих серий является максимальной в наиболее крупной субкамере Дарвендэл. В поперечном разрезе интрузия имеет форму труба с погружением слоев по направлению к оси тела (рис. 9.29).

\* Оценка произведена с учетом протяженности рифа 42 км, средней мощности рудной зоны 1.83 м и средней плотности руды 2.87 г/см<sup>3</sup> до глубины 600 м

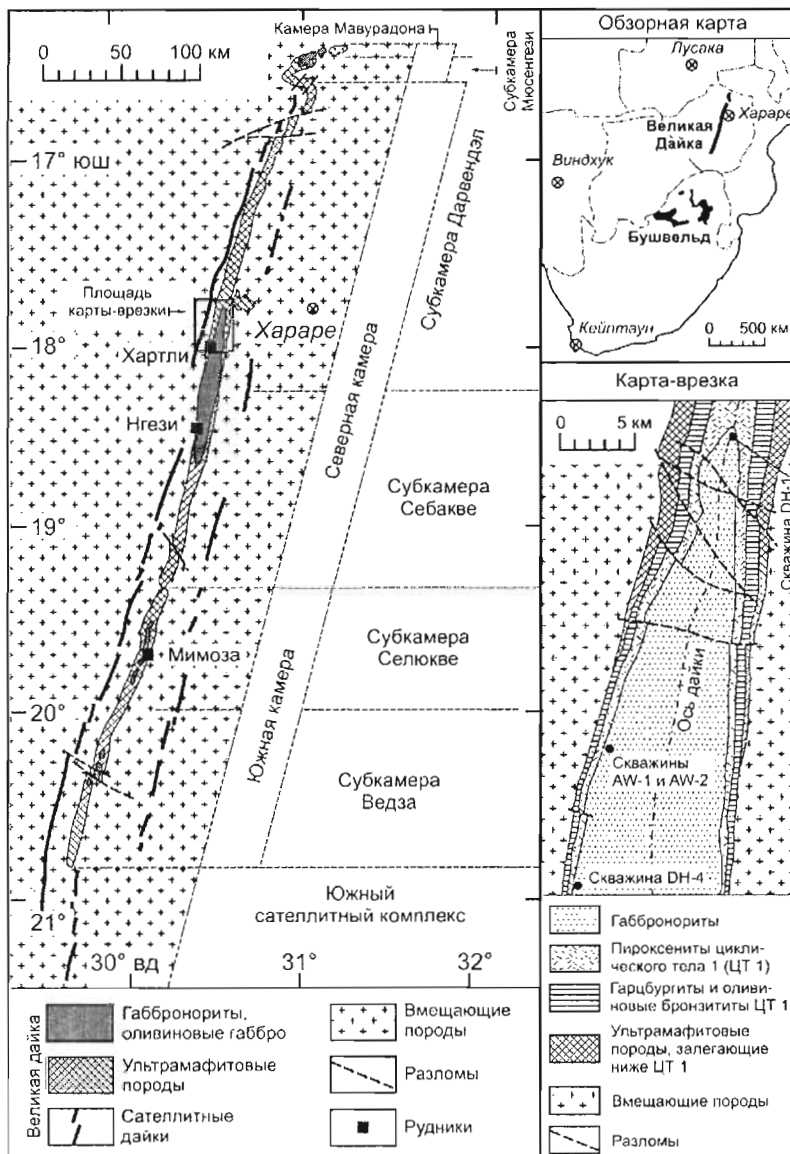


Рис. 9.28.

Схематическая геологическая карта Великой Дайки Зимбабве с врезкой, где показано строение южной части субкамеры Дарвендэл. По Wilson et al., (1989) и Wilson and Prendergast (2001)

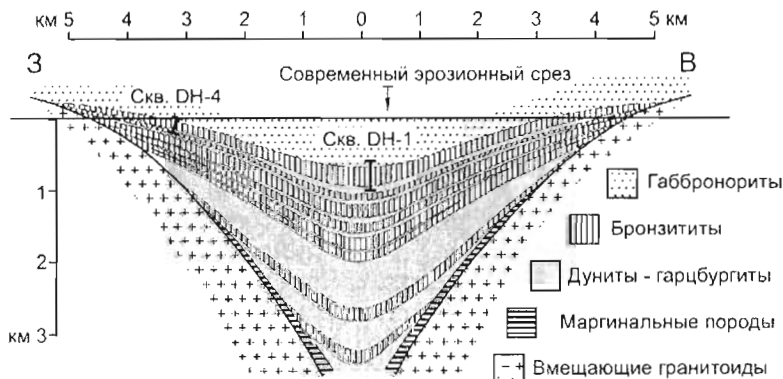


Рис. 9.29.

Обобщенный поперечный геологический разрез Великой Дайки в южной части субкамеры Дарвендэл. По Wilson and Prendergast (1989). Расположение буровых скважин показано на рис. 9.28

В структурном отношении все субкамеры представляют собой синклинали, на обоих бортах которых обнажены подобные разрезы. В северной части каждой субкамеры породы погружаются к югу, а в южной части - к северу, так что общая структура каждой субкамеры напоминает серию складированных канюэ. Wilson and Prendergast (2001) подчеркивали, что основной чертой геологии Великой Дайки является циклическая расслоенность пород. Хотя детали этой расслоенности отличаются от субкамеры к субкамере, типичным является характер слоистости, показанный на рис. 9.30 на примере субкамеры Дарвендэл. Предполагается, что цикличность обусловлена периодическими поступлениями в интрузивные камеры свежей магмы одного и того же состава, которая представляла собой высокомагнезиальный расплав, содержащий около 15 вес.% MgO. В большинстве субкамер выделяется маргинальная приграничная группа слоев, залегающих практически параллельно стенкам интрузии, представленных габбро, норитами и пироксенитами. В некоторых местах породы обнаруживают хорошо выраженную линейную текстуру, где кристаллы ориентированы перпендикулярно стенкам камеры (Wilson, 1982; Wilson and Prendergast, 1989). Исходя из характера расслоенности ультрамафитовой серии (рис. 9.30), определяется следующая последовательность кристаллизации минералов: (хромит), оливин,  $OI+Orx$ , ортопироксен,  $Orx+Cpx$ ,  $(OI)+Orx+Cpx+Pl$ ,  $(Orx)+Cpx+Pl$ . Эта последовательность так же, как и обилие ультрамафитовых пород в интрузии, показывает, что родоначальная магма была подобна первым магмам высокомагнезиального состава, образовавшим комплексы Бушвельд и Стиллуотер.

Согласно интерпретации Wilson and Prendergast (1989), каждая из субкамер имела автономную питающую систему. В начале своего формирования Великая Дайка была прерывистой. Затем, по мере того, как происходили новые и новые внедрения магмы, отрезки дайки сближались и, наконец, объединились в единое тело. По обе стороны главной трещины, контролирующей Главное тело Великой Дайки, параллельно ей развиты трещины-сателлиты, по которым внедрены маломощные дайки сходного возраста и состава.

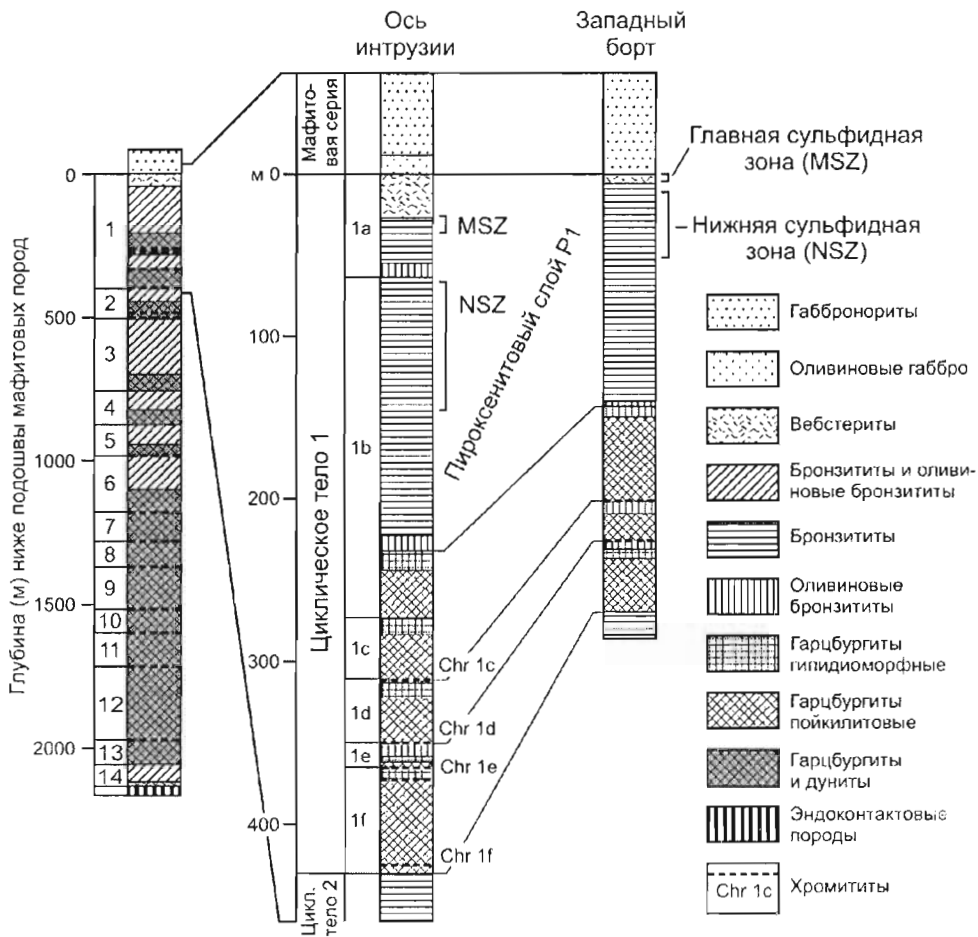


Рис. 9.30.

Вертикальные разрезы осевой и бортовой части Великой Дайки в южной части субкамеры Дарвендэл. По Wilson and Prendergast (2001)

9.4.3.2. Оруденение

Основное оруденение дайки связано с двумя сульфидными зонами - Главной и Нижней. Они располагаются непосредственно ниже габбро и оливниновых габбро (рис. 9.30), формирующих верхнюю часть интрузии, где впервые появляется кумулюс плагиоклаза. Значительное (но не промышленное) содержание ЭПГ устанавливается также в хромитите Id (его положение в вертикальном разрезе показано на рис. 9.30).

Обе сульфидные зоны находятся внутри массивного бронзитита, но оруденение Главной зоны частично распространяется в вышележащий вебстерит (рис. 9.30). Сульфиды являются интерстиционными по отношению к кумулятивному пироксену; оруденелые зоны не отмечаются изменением структуры или состава пород, они выделяются только по наличию сульфидов. Ортопироксениты, вмещающие оруденение, состоят из 65–99 мод% среднезернистого гранулярного ортопироксена и 1–30 мод% посткумулятивного клинопироксена и плагиоклаза. Может присутствовать до 5 % флогопита, калишпата, микропегматита, шпиннели, рутила, апатита и циркона (Wilson and Prendergast, 2001). Рудовмещающие пироксениты меняются от адкумулятов у оси дайки и в нижней части пироксенитового слоя до ортокумулятов вблизи краев и в верхней части. Пересчет на состав 100-процентного сульфида показывает, что в обычном случае содержания ЭПГ в сульфиде постепенно возрастают (снизу вверх) ниже обеих сульфидных зон и достигают максимума в их основании (пример Главной сульфидной зоны приведен на рис. 9.31). Выше, внутри сульфидных зон, концентрации благородных металлов начинают быстро снижаться (в интервале десятков сантиметров или первых метров), при этом Ir и Pd снижаются наиболее быстро, затем следует Pt, затем Au. И Главная, и Нижняя сульфидные зоны развиты везде, где присутствует вмещающий их горизонт, но их мощность различна: она варьирует от 1 до 15 м для Главной сульфидной зоны и от 30 до 80 м для Нижней. Сульфидные минералы представлены (в порядке снижения их обилия) пирротинном, пентландитом, халькопиритом и пиритом.

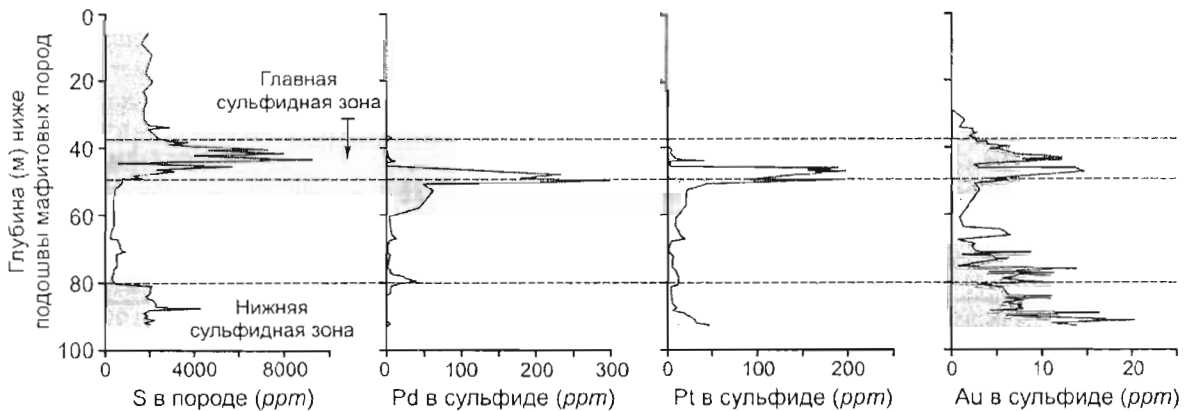


Рис. 9.31.

Вариации содержаний серы (в породе), Pd, Pt и Au (в сульфиде) в Великой Дайке Зимбабве по скв. DH-1. По Naldrett and Wilson (1990). Расположение скважины показано на рис. 9.28

Установлено, что в разрезах Великой Дайки в интервале от 9 до 70 м ниже подошвы мафитовой серни происходит закономерное изменение отношений  $Mg/(Mg+Fe)$  в ортопироксенах. Для Нижней сульфидной зоны эти данные опубликованы в работе Naldrett and Wilson (1990), для Главной сульфидной зоны соответствующие неопубликованные материалы предоставлены автору Аланом Вильсоном (Alan Wilson, личное сообщение, 1995). В обеих зонах минимумы отношения  $Mg/(Mg+Fe)$  наблюдаются над оруднелыми породами и совпадают с прекращением накопления сульфидов. Последующее возрастание  $Mg/(Mg+Fe)$  выше Нижней сульфидной зоны происходит вместе с увеличением содержания ЭПГ в сульфидах (рис. 9.32). В вышележащем разрезе отношения  $Mg/(Mg+Fe)$  в ортопироксенах достигают максимума в основании Главной сульфидной зоны.

Naldrett and Wilson (1990) подчеркивали, что содержания ЭПГ в сульфидах рудных зон много выше у оси Великой Дайки, чем в ее краевых частях. Такие данные для сульфидов Главной зоны представлены в табл. 9.7. У оси интрузии в наибольшей степени увеличиваются содержания Ru, затем Ir, Os, Pd и Rh, затем Pt и, наконец, Au. Naldrett and Wilson (1990) связывали эту закономерность с тем, что в осевой зоне, где магма остывала медленнее, "R"-фактор был выше, чем у бортов интрузии.

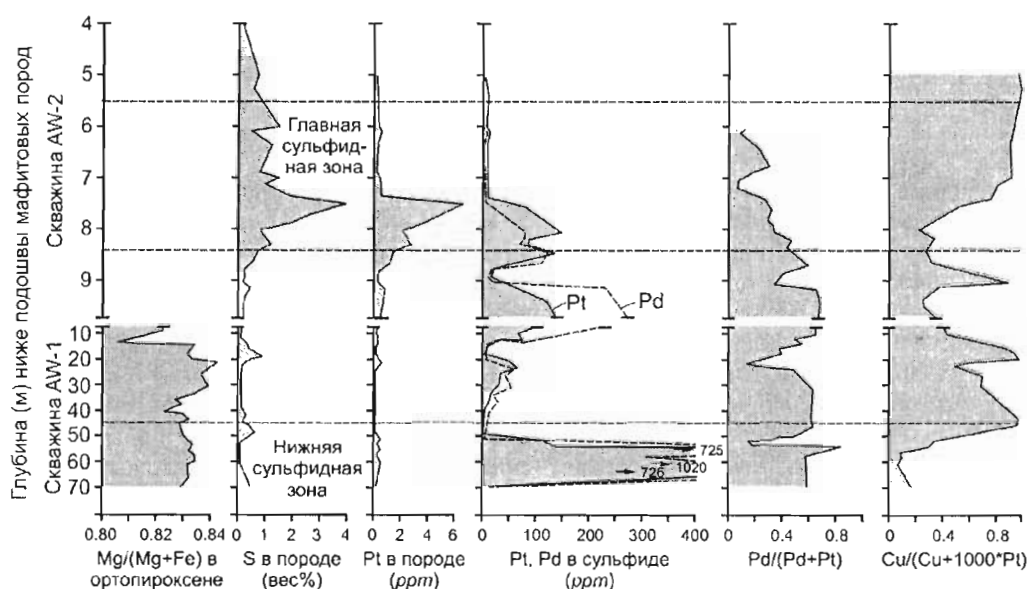


Рис. 9.32.

Вариации содержаний серы, содержаний и отношений халькофильных элементов в Главной сульфидной зоне (по скв. AW-2) и в верхней части Нижней сульфидной зоны (по скв. AW-1) Великой Дайки Зимбабве.

Для скв. AW-1 представлены также данные по составу ортопироксенов. По Wilson et al. (1989) и Naldrett and Wilson (1990). Расположение скважин показано на рис. 9.28

Таблица 9.7

**Содержания ЭПГ и Au (г/т) в 100-процентном сульфиде Главной сульфидной зоны Великой Дайки Зимбабве в краевой (скв. DH-4) и осевой (скв. DH-1) частях интрузии (по Naldrett and Wilson, 1990)**

	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au
Краевая часть (максимум по скв. DH-4)	94.90	97.60	8.90	6.40	3.36	0.99	14.20
Осевая часть (среднее по скв. DH-1)	194.10	255.50	22.20	21.20	8.80	2.59	15.40
Увеличение от краевой к осевой части (%)	105	162	150	230	163	163	8.3

**9.4.4. Интрузия Манни-Манни (Западная Австралия)**

Архейская интрузия Манни-Манни, имеющая возраст 2925 млн лет (Barnes and Hoatson, 1994), залегает в гранитоидах щита Пилбара в Западной Австралии. Она описана в работах Donaldson (1974), Hoatson (1986), Hoatson and Keays (1989) и Barnes et al. (1990, 1991, 1992). Размер интрузии составляет 25 x 9 км. На рис. 9.33 показан ее поперечный геологический разрез. Килевая часть интрузии внизу образована расслоенными ультрамафитовыми породами (верлитами и клинопироксенитами), которые перекрываются слоем порфировых вебстеритов. Выше развиты габбровые породы. Нижняя, ультрамафитовая, часть интрузии сокращает мощность с востока на запад и образует локальную депрессию вблизи соединения с дайкой Каджерина, - последняя интерпретируется как питающий проводник, действовавший во время формирования вебстеритов.

Согласно Barnes et al. (1992), верхняя часть ультрамафитовой серии (верхние 100 м) и весь слой порфировых вебстеритов имеют особенности состава, предполагающие, что интрузия была образована двумя магмами, различавшимися по составу. Магматическая камера первоначально была занята относительно примитивной магмой, образовавшей ультрамафитовую серию. Затем в камеру поступила более фракционированная магма, которая, после смешения с остатками прежнего магматического материала, сформировала габбровые породы и граничащие с ультрамафитовой серией вебстериты. Появление новой магмы особенно отчетливо отразилось в резком снижении содержания Сг в клинопироксенах в разрезе порфировых вебстеритов. Участие двух магм в образовании интрузии Манни-Манни сближает ее с комплексами Бушвелд и Стиллуотер и с интрузиями северной Финляндии.

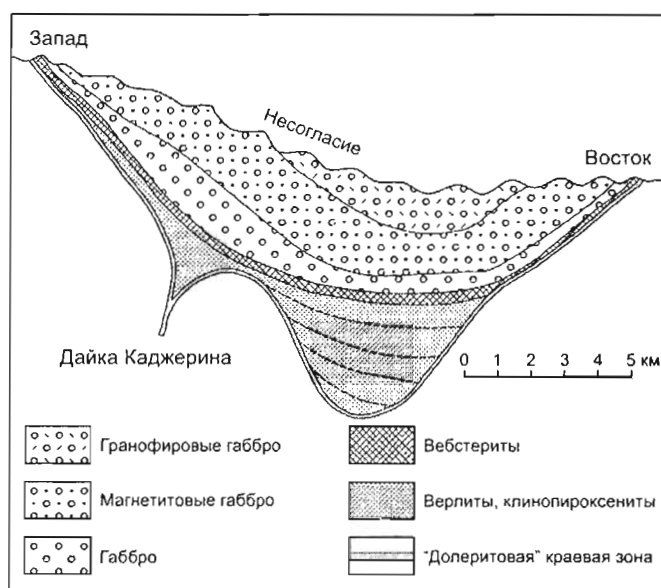


Рис. 9.33.

Схематический геологический разрез интрузии Манни-Манни. По Barnes et al. (1990)

Сульфидная минерализация развита в слое порфировых вебстеритов, в отдельных местах она распространяется несколько выше по разрезу. Barnes et al. (1992) показали, что в разрезе имеются два максимума сульфидов. Соотношения металлов в том и другом меняются по площади. В одних случаях максимумы ЭПГ совпадают с максимальным содержанием сульфидов (и соответственно Cu), в других случаях пики ЭПГ располагаются ниже максимума сульфидов. Оба типа вертикальных профилей (по разрезам двух буровых скважин) показаны на рис. 9.34. Профили с несовпадающими максимумами ЭПГ и сульфидов лучше всего развиты над питающей дайкой, а с совпадающими максимумами – на удалении от нее. Barnes et al. (1992) отметили сходство поведения рудных элементов в сульфидных зонах интрузии Манни-Манни и Великой Дайки Зимбабве, что обсуждается в разделе 9.4.9, посвященном генезису оруденения расслоенных интрузий.

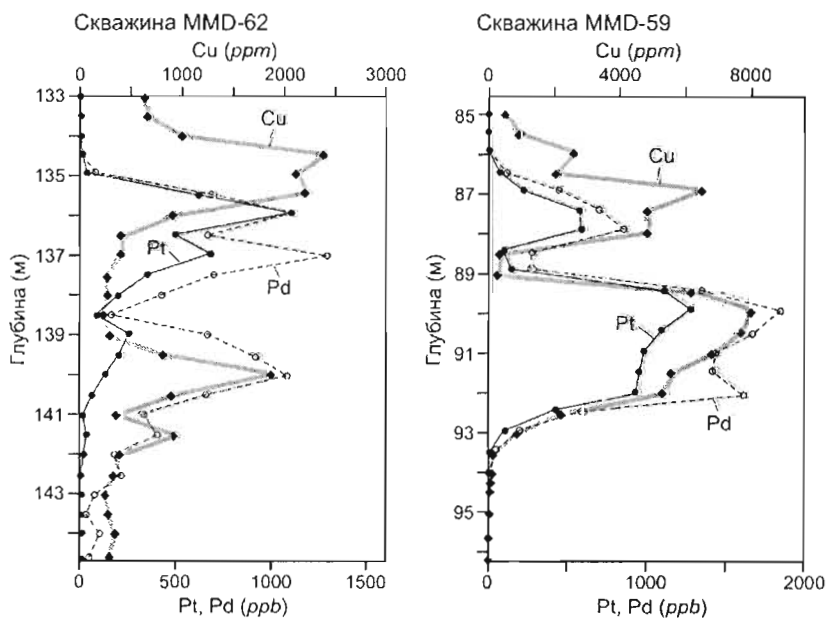


Рис. 9.34.

Поведение рудных элементов по двум разрезам минерализованной зоны интрузии Манни-Манни (по Barnes et al., 1992)

### 9.4.5. Расслоенные интрузии северной Финляндии

В начале раннего протерозоя (2.50–2.45 млрд лет назад) большие площади на севере Финляндии и северо-западе России (в Карелии и на Кольском п-ове) испытали интенсивный рифтинг. В результате был образован Печенга-Варзугский рифтогенный пояс на Кольском полуострове, сланцевые пояса Перепохья и Куусамо в Финляндии и Северной Карелии, Онежская мулда в Центральной Карелии. С этими структурами связаны многочисленные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии, включающие месторождения и проявления сульфидных Cu-Ni, хромитовых и платинометаллических руд. В их число входят: интрузии горы Генеральской, Мончегорская, Панских и Федоровых Тундр, Имандровский комплекс на Кольском п-ве; интрузии Кеми, Пенникат и Портимо на северо-западе Финляндии; интрузия Койтелайнен на севере Финляндии; комплекс Койллисмаа и интрузии Олангской группы, расположенные на северо-востоке Финляндии и в сопредельной части Карелии; Бураковская интрузия восточной Карелии (рис. 9.35).

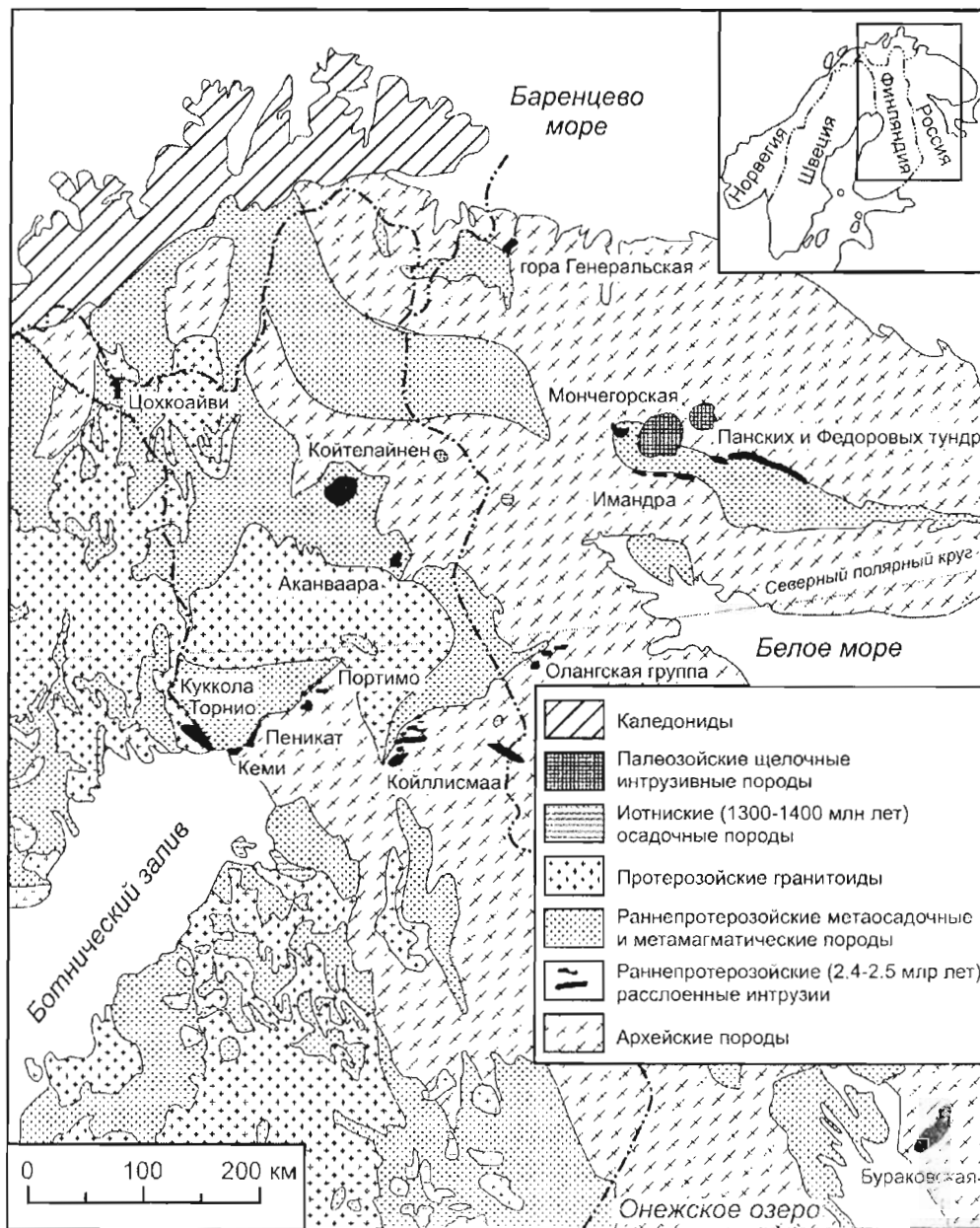


Рис. 9.35.

Схематическая геологическая карта северо-восточной части Фенноскандинавского щита, где показано распространение важнейших раннепротерозойских расслоенных интрузий (по Alapieti and Lahtinen, 2002)



Наиболее древними являются интрузии Кольского п-ова: горы Генеральской - 2505–2493 млн лет (Amelin et al., 1995; Баянова и др., 1999), Мончегорская - 2507–2500 млн лет (Смолькин и др., 2001). Ланских и Федоровых тундр - 2502–2491 млн. лет (Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995), которые формировались и были частично эродированы еще до образования вулканогенных толщ раннего протерозоя. Интрузии Финляндии и Карелии внедрились позже, в период 2449–2433 млн лет (Nuhma, 1986; Nuhma et al., 1990; Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995). В этот же период (2442–2437 млн. лет) были образованы интрузии Имандровского хромитоносного комплекса на Кольском п-ове (Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995), которые оказали термальное воздействие на вмещающие вулканиты кислого состава. Синхронно с внедрением расслоенных интрузий формировались дайки основных пород. Наиболее древними из них являются дайки габброноритов и меланоритов Мончегорского района, имеющие возраст от  $2496 \pm 14$  до  $2487 \pm 12$  млн лет (Смолькин и др., 2001).

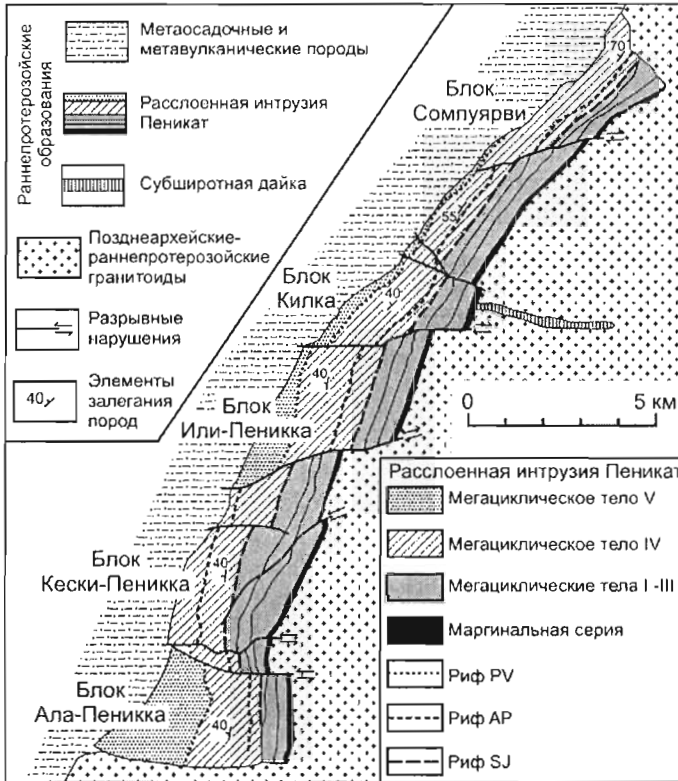


Рис. 9.36.

Схематическая геологическая карта интрузии Пенникат (по Alapieti and Lahtinen, 1986)

**9.4.5.1. Интрузия Пенникат**

Интрузия Пенникат имеет длину 23 км при ширине от 1.5 до 3.5 км. Под действием разрывной тектоники она разбита на 5 блоков: Сомпюярви, Килка, Или-Пеникка, Кески-Пеникка и Ала-Пеникка (рис. 9.36). Alapieti and Lahtinen (2002), основываясь на минералогии и скрытой расслоенности, подразделили разрез интрузии на маломощную маргинальную серию (20–30 м) и 5 мегациклических тел, в основании каждого из которых находится ультрамафитовый кумулат (рис. 9.37, колонка А). Породы маргинальной серии внизу представлены сильно контаминированными габбро с многочисленными частично расплавленными включениями вмещающих пород, выше они сменяются кумулатными породами, богатыми бронзитом. Мегациклическое тело I начинается бронзит-хромитовым ортокумулатом с пойкилитовыми авгитом и плагиоклазом. Вверх по разрезу к кумулусу присоединяются плагиоклаз и авгит, и порода переходит в габбро. Сходное строение имеют тела II и III, где залегающие внизу вебстериты и лерцолиты выше сменяются габброноритами. Верхняя часть разреза тела III местами отсутствует; представляется, что она была эродирована при внедрении магмы вышележащего слоя. У нижнего контакта мегациклического тела IV вместе с ультрамафитовым кумулатом развит маломощный PI-Vg ортокумулат, часто содержащий хромит и ассоциирующий с пегматоидами габбрового состава. С мегациклическим телом IV связано основное оруденение ЭПГ. В его основании находится риф SJ, в 200–300 м выше по разрезу - рифы AP I и AP II, а близ верхнего контакта - риф PV. Все эти рифы, как представляется, образовались в результате поступлений в интрузивную камеру свежей магмы.

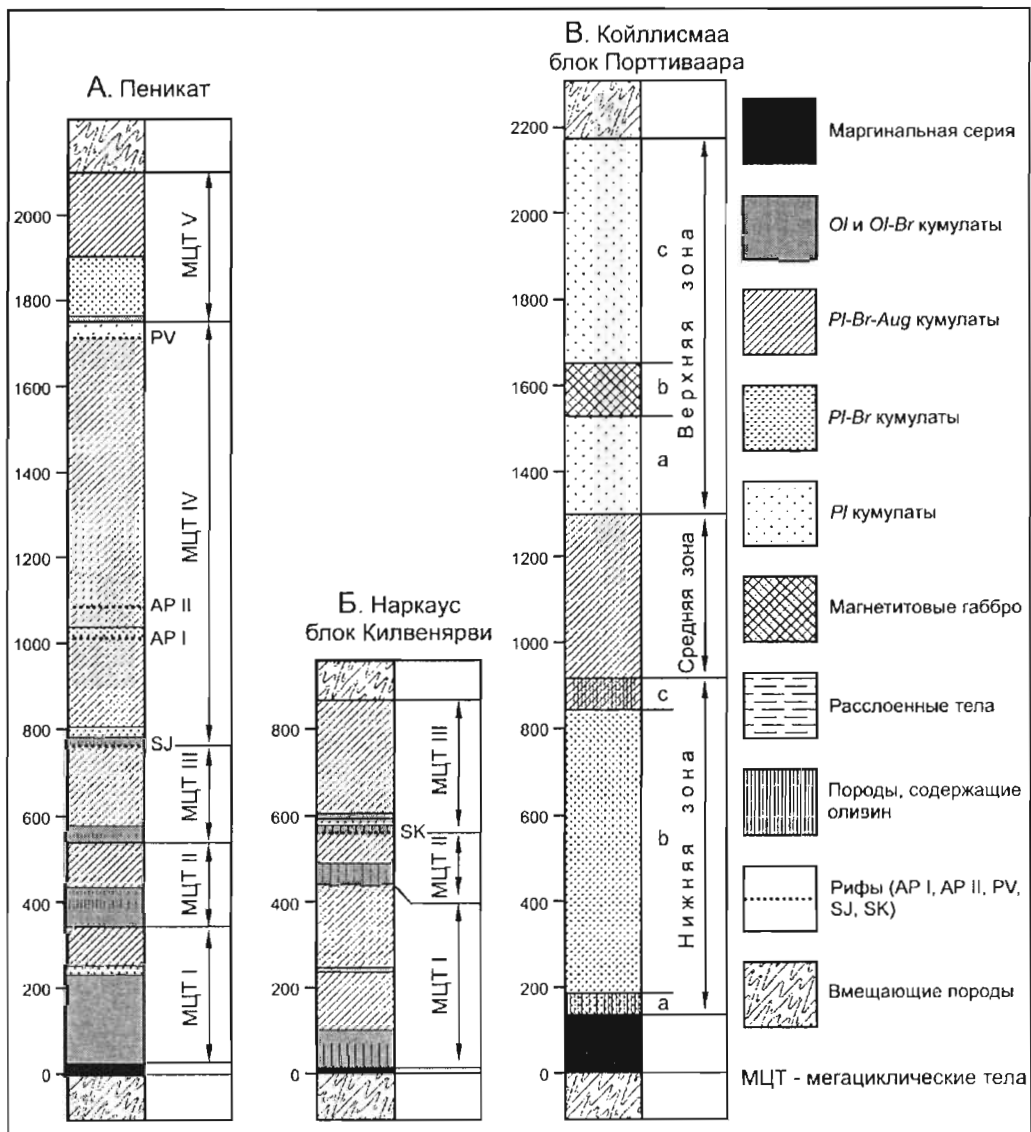


Рис. 9.37.

Обобщенные вертикальные разрезы интрузий Пеникат (А), Наркауc, блок Килвенярви (Б) и Койллисмаа, блок Порттивара (В). По Alapieti and Lahtinen (2002)

Таблица 9.8

**Средние содержания металлов в рифах интрузии Пеникат  
(по Alapieti and Lahtinen, 2002)**

	К-во образцов	S (вес%)	Ni (вес%)	Cu (вес%)	Pd (г/т)	Pt (г/т)	Rh (г/т)	Ru (г/т)	Ir (г/т)	Os (г/т)	Au (г/т)
<b>Риф SJ</b>											
Хромитовый тип	6	0.03	0.08	0.04	156.60	51.07	5.53	0.48	1.19	0.35	1.14
Сульфидный тип	3	0.13	0.16	0.06	2.70	2.67	0.37	0.12	0.10	0.06	0.08
<b>Риф AP I</b>											
Нормальный риф	8	0.29	0.06	0.11	6.64	2.29	0.22	0.03	0.04	0.02	0.25
Депрессии	11	0.75	0.12	0.35	3.19	1.03	0.08	0.02	0.02	0.01	0.18
<b>Риф AP II</b>	3	0.35	0.06	0.20	11.37	3.40	0.22	0.04	0.06	0.03	0.61
<b>Риф PV</b>	7	0.79	0.24	0.25	2.32	3.91	0.09	0.11	0.08	0.05	0.27

Риф SJ связан с упомянутым выше P1–Bг ортокумулятом, находящимся у контакта между мегациклическими телами III и IV. В этом рифе, согласно Alapieti and Lahtinen (2002), выделяются 4 типа оруденения: сульфидной, хромитовой, сульфид-хромитовой и силикатной ассоциаций (в последней ассоциации отсутствуют видимые сульфиды и хромит). Рифы AP1 и APII приурочены к P1–Aug–Bг адкумуляту и вышележащему P1–Bг мезокумуляту. Оруденение рифа PV связано с плагиоклазовым ортокумулятом. Alapieti and Lahtinen (2002) представили данные о содержаниях Ni, Cu, ЭПГ и Au в рифах интрузии Пенникат (табл. 9.8), но без сведений о мощности рифов и выдержанности оруденения по простиранию.

#### 9.4.5.2. Интрузии района Портимо

Геология и оруденение района Портимо описаны в работе Pjina (1994), из которой, в основном, заимствована представленная ниже информация. В этом районе развиты две главные интрузии: Суханко-Контярви, состоящая из двух блоков, по названиям которых наименована интрузия, и интрузия Наркауc, разделенная на блоки Лихалампи, Килвенярви, Нуттуралампи, Куохунки и Сиика-Кама (рис. 9.38). Наиболее полный разрез интрузии Наркауc наблюдается в блоке Килвенярви (колонка Б на рис. 9.37).

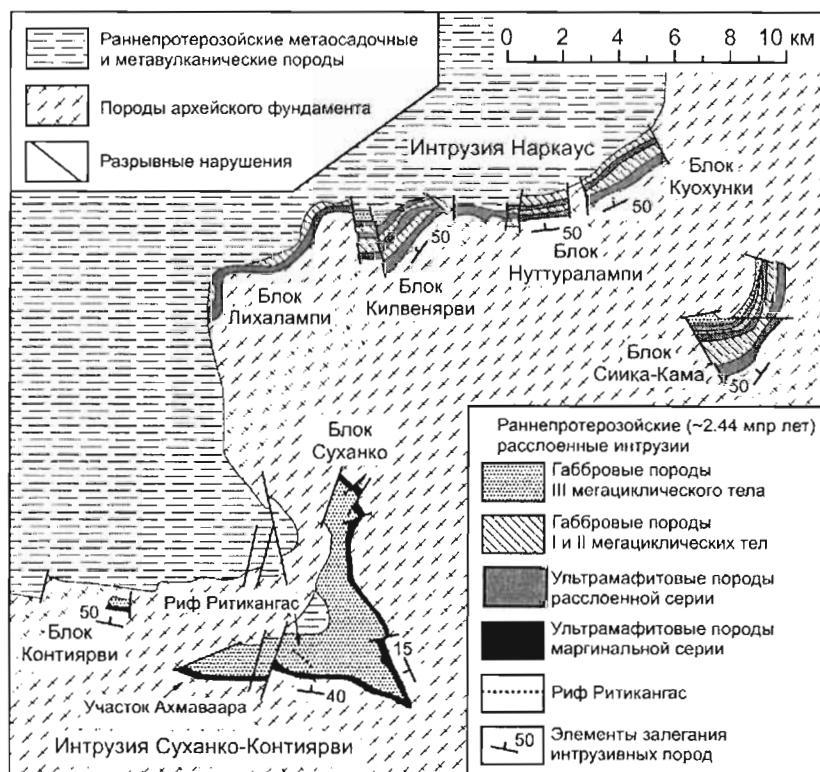


Рис. 9.38.

Схематическая геологическая карта интрузий Наркауc и Суханко-Контярви (район Портимо). По Alapieti and Lahtinen (2002)

Во всех блоках обеих интрузий выделяется маргинальная серия (мощностью 10–170 м), которая вблизи нижнего контакта содержит многочисленные включения частично расплавленных вмещающих пород. Маргинальная серия интрузии Суханко-Контярви отличается от интрузии Наркауc большей мощностью и тем, что контаминированные габбро переходят вверх в чередующиеся пироксениты и перидотиты. Выше маргинальной серии развиты расслоенные породы. В блоке Килвенярви они имеют наибольшую мощность и подразделяются на три мегациклических тела. Тело I состоит из нижнего бронзитового кумулата, который у основания (нижние 10 м) содержит кумулатный хромит; выше залегает габбронорит, где к ортопироксеновому кумулусу присоединяются плагиоклаз и авгит. Ультрамафитовые породы тел II и III, в отличие от тела I, включают значительное количество оливина. Нижние 5 метров ультрамафитового кумулата тела II содержат хромит. Хромит присутствует и в теле III, но там он менее обилен. Ультрамафитовые кумулаты тела II перекрываются габброноритами. В теле III они перекрываются плагиоклазовыми и P1–Bг кумулатами мощностью 25 м, выше к кумулатным фазам присоединяется авгит.

## Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

В 2000 году для разведки ЭПГ в интрузиях северной Финляндии был создан геологоразведочный синдикат Arctic Platinum Partnership (сокращенно APP), объединивший компании Goldfields и Outokumpu. Вскоре после начала работы синдикат получил весьма обнадеживающие результаты в районе Портимо, где и сконцентрировал свои исследования. В итоге, об интрузиях этого района известно гораздо больше, чем о других интрузиях Финляндии. Результаты разведочных работ APP в районе Портимо, представленные в Интернет-сайте компании в июле 2002 года, приведены в табл. 9.9.

Таблица 9.9

**Запасы и ресурсы руды благородных металлов района Портимо по данным геологоразведочного синдиката Arctic Platinum Partnership (APP), представленные в Веб-сайте синдиката в июле 2002 года. Учтены разведанные запасы, вероятные и возможные ресурсы при бортовом содержании Pt+Pd+Au = 0.5 г/т**

	Запасы и ресурсы руды (млн т)	Средние содержания						Запасы и ресурсы Pt+Pd+Au (т)
		Ni (вес%)	Cu (вес%)	Pt (г/т)	Pd (г/т)	Au (г/т)	Pt+Pd+Au (г/т)	
Маргинальная серия блока Контярви	54.0	0.06	0.16	0.40	1.44	0.10	1.94	105
Маргинальная серия блока Суханко на участке Ахмаваара Западный	99.8	0.09	0.22	0.23	1.10	0.14	1.47	147
Маргинальная серия блока Суханко на участке Ахмаваара Восточный	29.8	0.06	0.17	0.18	0.83	0.11	1.12	33
Риф SK интрузии Наркаус	35.0	0.10	0.12	0.97	3.55	0.15	4.67	163
<b>Итого</b>	<b>218.6</b>	<b>0.08</b>	<b>0.18</b>	<b>0.38</b>	<b>1.54</b>	<b>0.13</b>	<b>2.05</b>	<b>448</b>

В интрузиях района Портимо выделяются 5 типов месторождений ЭПГ (табл. 9.10). 1) Вкрапленные сульфиды в породах маргинальной серии. 2) Массивные сульфиды маргинальной серии (редкие и прерывистые). 3) Риф Сиика-Кама (SK), аналог рифа SJ интрузии Пенникат, локализованный на контакте между мегациклическими телами II и III. 4) Риф Ритикангас (RK), аналог рифа AP, который в настоящее время выявлен только в интрузии Суханко-Контярви. 5) Жилы, богатые ЭПГ, выполняющие трещины в породах, подстилающих комплекс. Помимо перечисленных типов оруденения, минерализация ЭПГ обнаружена в ассоциации с горизонтами хромитов внутри ультрамафитовых кумулатов мегациклического тела I. На рис. 9.39 приведена предполагаемая схема размещения оруденения в первоначальной структуре интрузивного комплекса Портимо.

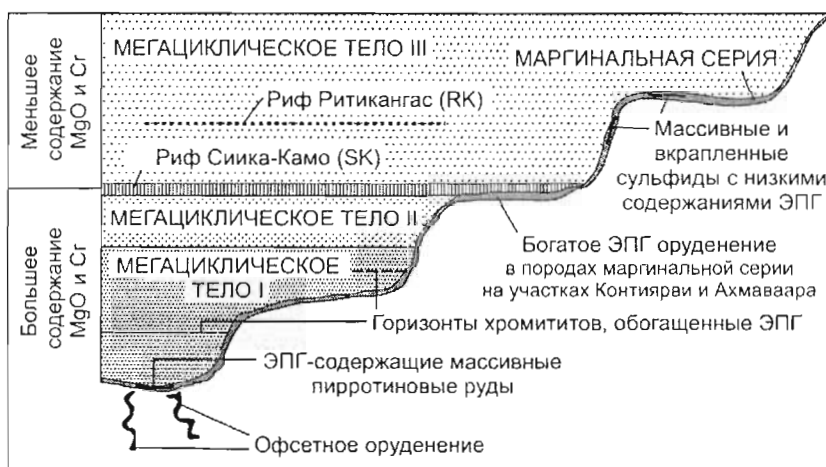


Рис. 9.39.

Предполагаемое положение месторождений ЭПГ в первоначальной структуре расслоенного комплекса Портимо. По Iljina (1994), с изменениями

\* Стратиформная минерализация рифа SK здесь приурочена к маргинальной серии пород

Типы месторождений ЭПГ в интрузиях района Порtimo в северной Финляндии

Тип оруденения	Типичные содержания ЭПГ	Локализация оруденения	Специфика оруденения и минералогия руд
Вкрапленные сульфиды маргинальной серии	Обычно от слабоаномальных до 2 г/т, но могут достигать 10 г/т	Развито в контаминированных габбро ниже перидотитовых слоев маргинальной серии, но может распространяться до 30 м в породы фундамента	Вкрапленные сульфиды интерстиционные по отношению к силикатным минералам интрузии. Среди сульфидов доминируют ро+ср+рп. В гнейсах фундамента преобладает пирит
Массивные сульфиды маргинальной серии	Обычно от слабоаномальных до первых г/т. Более высокие содержания наблюдаются вблизи ультрамафитовых даек в подошве интрузии, где магма была богата Сг и MgO	Плитообразные тела мощностью от 20 см до 30 м. Могут находиться от 30 м ниже подошвы интрузии до 20 м выше ее. Размер крупнейшей залежи 2100 x (300-600) x (5-20) м	Массивные сульфиды ассоциируют с жильными силикатными минералами: амфиболом, плагиоклазом, кварцем, хлоритом и гранатом. Сульфиды представлены ро+ср+рп
Риф Порtimo или Сиика-Кама (SK) - аналог рифа SJ интрузии Пеникат	От слабоаномальных до нескольких десятков г/т	Обычно находится в ортокумтатах у основания пород, образованных магмой с низкими содержаниями Сг и MgO. Прожилки габбро-пегматитов, содержащих десятки г/т Pt+Pd могут встречаться в десятках метров ниже рифа. По латерали риф может переходить в породы маргинальной серии. Мощность рифа варьирует от <1 м до нескольких метров	Малосульфидное оруденение, часто без видимых сульфидов. Содержание серы в породе составляет менее 1 вес%. Рудные минералы: ср+ро+рп с аксессуарными mill, bn, viol, сфалеритом, галенит-клаусталитом и герсдорфитом
Риф Риткангас (RK)	ЭПГ распространены неравномерно: от 20 г/т до почти полного отсутствия на расстоянии 0.5 м	Находится в породах, образованных магмой с низкими содержаниями Сг и MgO. Ассоциирует с пойкилитовым Pl, а также с Pl-Орх ортокумтатами, содержащими ойкокрисы Aug. Обычная мощность - 30-50 см	Малосульфидные руды (содержание сульфидов около 0.1 %). Сульфиды представлены bn+ср с второстепенными ро, рп, mill, сфалеритом и галенит-клаусталитом
Офсетное оруденение	Это богатейшее оруденение района. Содержания Pt+Pd достигают 100 г/т	Связано с жилами массивных или почти массивных сульфидов, локализованных в гнейсах подошвы в 20-100 м ниже основания интрузии. Жилы, более богатые сульфидами, развиты ближе к границе интрузии	Отношение Pd/Pt много выше, чем в других типах руд. Отношение Pd/Ir тоже исключительно высокое. Сульфиды представлены ср, иногда с участием сс или bn; ро и рп не являются обычными

Наибольшие ресурсы ЭПГ в районе Порtimo связаны с сульфидами маргинальной серии. Они особенно обогащены ЭПГ в блоках Контиярви и Ахмаваара, где мегациклические тела I и II отсутствуют и к маргинальной серии примыкает риф SK. В интрузии Наркауc, где риф SK локализован внутри интрузивного тела, он показывает еще более значительные содержания, но имеет небольшие ресурсы (см. табл. 9.9). Месторождения отщепленных жил (офсетные) богаты Cu и ЭПГ, но невелики по размеру. Они локализованы вблизи массивных сульфидов маргинальной серии, богатых пирротинном, хотя иногда уходят на расстояние до нескольких сотен метров от подошвы интрузии. Представляется, что они образованы богатой Cu жидкостью, возникшей при фракционной кристаллизации маргинальных сульфидов, проникавшей по трещинам в подстилающие породы, подобно богатым Cu рудам в экзоконтакте Садбери.

9.4.5.3. Интрузии расслоенного комплекса Койллисмаа

В западной части района Койллисмаа мафит-ультрамафитовому магматизму предшествовал фельзитовый (риолитовый) вулканизм. Интрузии комплекса Койллисмаа залегают там между риолитами и подстилающими гнейсами Куусамо. В процессе внедрения мафит-ультрамафитовых интрузий риолиты были частично расплавлены и превращены в гранофиры. Позже произошло поднятие и эрозия, в результате чего образовался конгломерат Уникумпу, залегающий на риолитах, содержащий обломки гнейсов, риолитов, гранофиров, но не мафит-ультрамафитовых пород. Затем обширная территория этого района Финляндии была перекрыта платобазальтами, которые сохранились совместно с осадочными породами (в настоящее время рассланцованными) в бассейнах над площадями, где прежде располагались рифтовые структуры.

Интрузивный комплекс Койллисмаа подразделяется на 3 части (рис. 9.40А). Непосредственно вблизи сланцевого пояса Куусамо находится Койллисмаа Западная - серия маломощных (800–2500 м) тел, которые интерпретируются как части некогда единого дифференцированного лополита, расчлененного разрывной тектоникой. В 50 км к востоку расположена интрузия Нярянкаваара, залегающая глубже, богатая ультрамафитовыми породами. Третью часть комплекса представляет так называемая "соединяющая дайка" - не обнаженная на поверхности интрузия, которая считается дайкоподобным телом, соединившим интрузию Нярянкаваара с лополитом Койллисмаа Западная<sup>46</sup>.

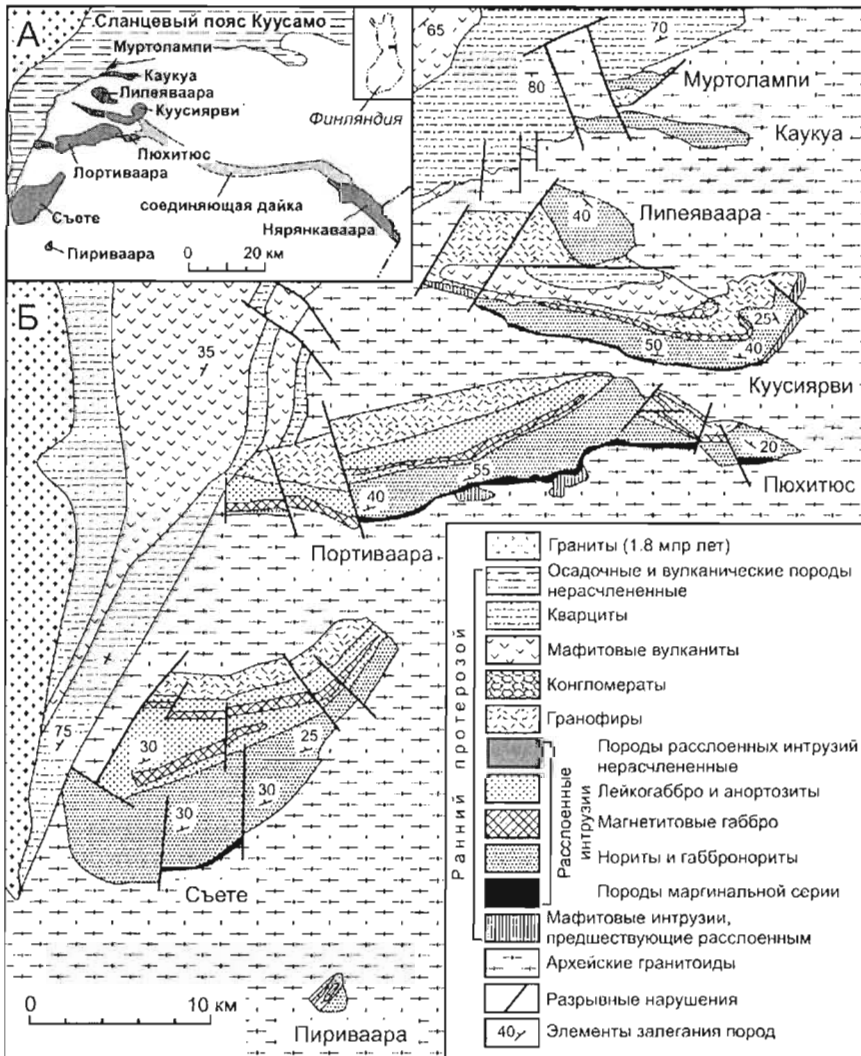


Рис. 9.40.

Схематическая карта, показывающая расположение интрузий комплекса Койллисмаа (А), и карта западной части интрузивного комплекса (Б). По Alapieti and Lahinen (2002)

<sup>46</sup> Автор не считает это тело дайкоподобным. В геофизических полях оно отображается не в виде дайки, а просто как существенное скопление мафит-ультрамафитовых пород

Предполагается, что лополит Койллисмаа Западная был расчленен на серию блоков в результате мерионального сжатия. Три блока являются достаточно крупными, (Съете, Портгиваара и Куусиярви-Липеяваара), остальные - мелкими (рис. 9.40Б). Наиболее мощный разрез (около 2500 м) установлен в блоке Куусиярви-Липеяваара. Этот блок представляет собой нарушенную разломами синклираль, где в северной ветви Липеяваара породы падают на юг, а в южной ветви Куусиярви - на север.

Мафит-ультрамафитовые породы Койллисмаа Западной подразделяются на две серии – нижнюю маргинальную и верхнюю расслоенную (рис. 9.37, колонка В). Мощность маргинальной серии варьирует от 50 до 250 м. У основания она представлена контаминированными габбро, содержащими многочисленные частично расплавленные включения гнейсов. Эти породы выше переходят в габбронориты, затем сменяются чередующимися слоями перидотитов (кумуляс ОI, Вг и Pl) и пироксенитов (кумуляс Вг и Pl). Расслоенная серия представлена тремя зонами. Нижняя зона образована оливиновыми норитами (кумуляс Pl, Вг и ОI, интеркумуляс авгита). Средняя зона сложена габбро и габброноритами, где вместо оливина в число кумулатных фаз входит авгит. В верхней зоне преобладают лейкогаббро, переходящие в анортозиты. В средней части верхней зоны выделяются магнетитовые габбро, включающие горизонт обогащенно-го ванадием магнетита, который добывался в руднике Муставаара.

В интрузии Койллисмаа Западная обнаружена платинометальная минерализация. Она представлена вкрапленными сульфидами в породах маргинальной серии, подобными сульфидам маргинальных зон интрузий Портимо, но с меньшими содержаниями ЭПГ.

Интрузия Нярьянкаваара исследована в значительно меньшей степени, чем Койллисмаа Западная. Информация, полученная при изучении обнажений, бурового керна, а также гравиметрические и магнитные данные, показывают, что она образована преимущественно ультрамафитовыми породами. Вдоль большей части юго-западного края интрузии развиты перидотиты, вверх переходящие в пироксениты. Габбровые породы распространены только у северо-восточного края, в основном у его западного окончания. Сколько-нибудь существенная сульфидная минерализация в интрузии Нярьянкаваара не установлена.

#### 9.4.5.4. Типы магм, образовавших интрузию Пеникат и интрузивные комплексы районов Портимо и Койллисмаа

Выше говорилось, что первая магма, образовавшая интрузивные комплексы Бушвельд, Стиллутер и Великую Дайку, отличалась повышенными содержаниями MgO, Cr и SiO<sub>2</sub> (см. табл. 9.11). Как следствие, первым пироксеном, появившимся на ликвидусе, был ортопироксен. Плаггиоклаз и авгит появились при кристаллизации этой магмы относительно поздно. В случае Бушвельда и Стиллутера вслед за многократными внедрениями высокомагнезиальной магмы в камеру входила толеитовая магма, более богатая глиноземом. Смешение толеитовой магмы с высокомагнезиальной магмой, сохранявшейся в камере, вызвало смену последовательности появления кумулатных фаз. Наиболее важные месторождения ЭПГ формировались именно в переходной зоне, где происходило смешение магм.

Таблица 9.11

#### Оценка содержаний некоторых компонентов в магмах, образовавших интрузии Финляндии (по Пјіпа, 1994), в сравнении с первой (высокомагнезиальной) магмой Бушвельдского комплекса

	Первая магма Бушвельда	Ранняя магма интрузий Пеникат и района Портимо	Поздняя магма интрузий Пеникат и района Портимо	Магма интрузии Койллисмаа Западная
SiO <sub>2</sub> (вес%)	55.9	52	<52	~50
MgO (вес%)	12.6	14.4	10.0	~8.0
TiO <sub>2</sub> (вес%)	0.37	0.3–0.4	0.4–0.5	0.6–0.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (вес%)	12.6	13.7	17.8	~16
Cr (ppm)	952	1500–2000	350–400	800–1000
Первый кумулатный пироксен	Орх	Орх	Орх, за которым вскоре следовал Срх	Орх, затем Срх

В табл. 9.11 представлены некоторые наиболее важные характеристики состава магм, вовлеченных в формирование интрузии Пеникат и интрузивных комплексов Портимо и Койллисмаа, в сравнении с составом первой магмы Бушвельдского комплекса. В интрузиях Пеникат и Портимо ранняя магма характеризовалась относительно высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$ , низкими  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  и была очень богата  $\text{Cr}$ . При кристаллизации этой магмы сначала появился оливин, за которым последовал ортопироксен. Поздняя магма содержала меньше  $\text{SiO}_2$ , несколько больше  $\text{TiO}_2$ , значительно больше  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и значительно меньше  $\text{MgO}$  и  $\text{Cr}$ . Кристаллизация этой магмы начиналась с ортопироксена, затем быстро следовал кумулатный плагиоклаз, затем  $\text{Pl}+\text{Orx}+\text{Aug}$ , затем  $\text{Pl}+\text{Aug}$ . Контакт между кумулатами, образованными двумя магмами, находится в интрузии Пеникат между мегациклическими телами III и IV, а в интрузиях района Портимо между телами II и III. В обоих районах этот контакт отмечен появлением рифов, где концентрируются ЭПГ.

Магма, образовавшая интрузию Койллисмаа Западная, была промежуточной между двумя охарактеризованным типами по содержанию  $\text{Cr}$ . Она содержала больше  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , несколько больше  $\text{TiO}_2$ , меньше  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  по сравнению с высокомагнезиальной магмой Портимо. Следовательно, магма Койллисмаа Западной была ближе по составу ко второй, толситовой, магме Портимо. Однако, интрузия Нярянкаваара, преимущественно образованная ультрамафитовыми породами, тоже принадлежит интрузивному комплексу Койллисмаа. Возможно, что в восточной части комплекса, представлены кумулаты, образованные из высокомагнезиальной, богатой хромом магмы, а Койллисмаа Западная была сформирована из смеси фракционированной высокомагнезиальной магмы и толситового расплава.

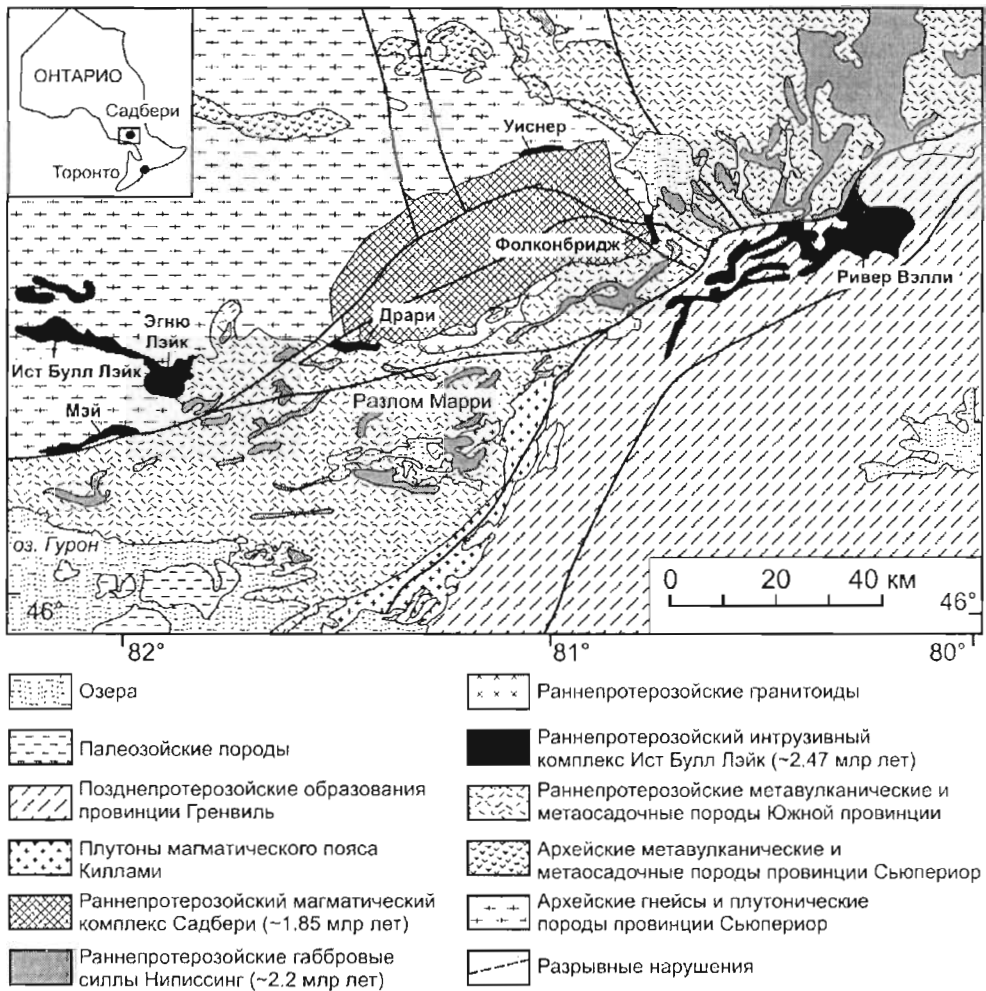


Рис. 9.41. Геологическая карта района Садбери, где показано распространение интрузий раннепротерозойского комплекса Ист Булл Лэйк. По James et al. (2002)



### 9.4.6. Интрузии района Садбери в центральном Онтарио (Канада)

В Онтарио, в районе Садбери, вблизи южной границы архейской провинции Сьюперитор, развита серия мафит-ультрамафитовых интрузий, связанных с раннепротерозойским рифтингом, который привел к открытию океана Пенокеан (Южного), где накапливались вулканические и осадочные образования гуронской супергруппы. Северная граница рифтовой структуры примерно находится у разлома Марри, показанного на рис. 9.41. Покров гуронских образований относительно маломощен вблизи архейской суши (хинтерланда), но он существенно увеличивает мощность (до 12 км) к оси рифтовой структуры. В основании гуронских образований залегают мафитовые и фельзитовые вулканические породы. Мафитовые интрузии, сопровождавшие этот вулканизм, имеющие возраст от 2.441 до 2.491 млрд лет, объединяются в комплекс Ист Булл Лэйк. Согласно описанию James et al. (2002), из которого взяты основные сведения, представленные ниже, с запада на восток в составе комплекса выделяются следующие интрузивные тела (рис. 9.41): Ист Булл Лэйк, Мэй, Эгню Лэйк, Драри, Уиснер, Фолконбридж и Ривер Вэлли. Последняя интрузия находится на участке, подвергнутом гренвильскому метаморфизму (1.1–1.0 млрд лет). James et al. (2002) заметили, что интрузии комплекса Ист Булл Лэйк, локализованные у испытывающего рифтинг континентального склона, сильно напоминают интрузии подобного возраста, развитые в Северной Финляндии.

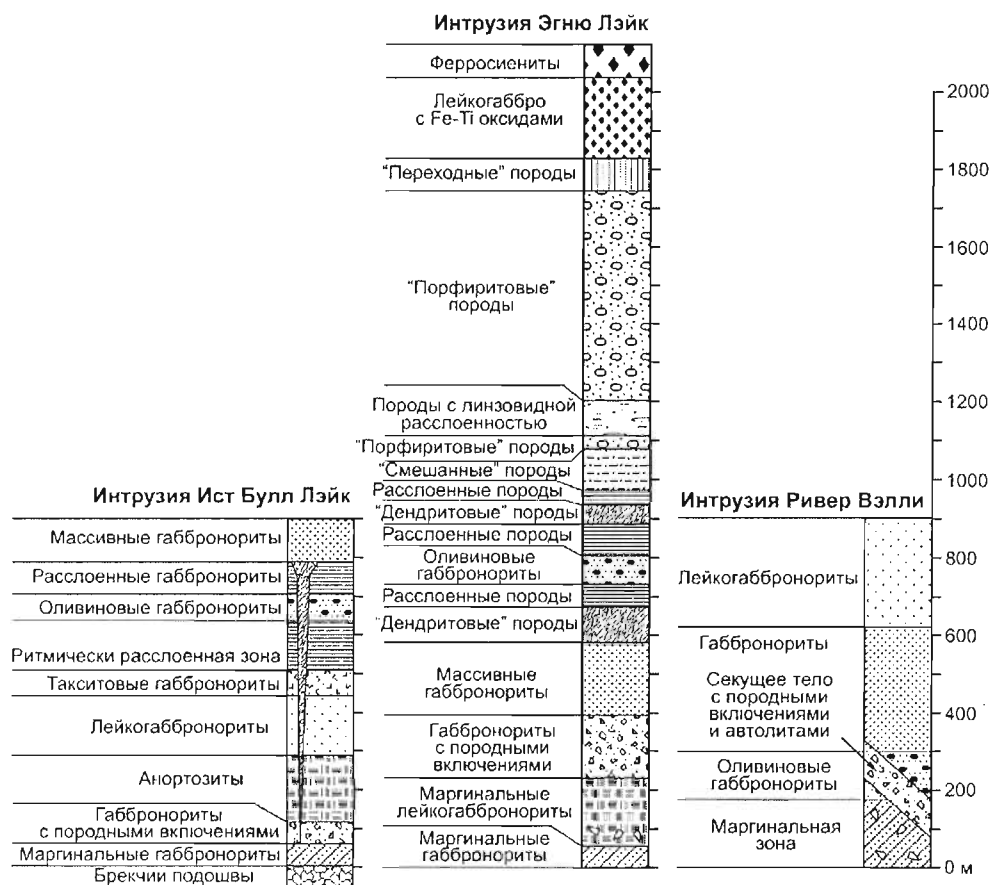


Рис. 9.42.

Вертикальные разрезы интрузий Ист Булл Лэйк, Эгню Лэйк и Ривер Вэлли. По James et al. (2002), на основе материалов Vogel et al. (1999) и Hrominčuk (2000).

Некоторые понятия, используемые для характеристики породных тел ("переходные породы", "порфиритовые породы", "смешанные породы", "дендритовые породы"), в работе James et al. (2002) не разъясняются

В западной части комплекса наиболее полные разрезы представлены в интрузиях Ист Булл Лэйк и Эгню Лэйк (рис. 9.42). Для них характерны следующие основные особенности.

1. В основании интрузии Ист Булл Лэйк хорошо развиты брекчии подошвы, но они отсутствуют в интрузии Эгню Лэйк.
2. Выше в интрузии Ист Булл Лэйк и в основании интрузии Эгню Лэйк лежат габбронориты маргинальной серии.

3. Затем, в обеих интрузиях, выделяется зона с включениями вмещающих пород и автолитами, варьирующими по составу от пироксенитов до анортозитов. Матрица пород представлена габброноритом, содержащим или не содержащим оливин.
4. Выше залегают анортозиты или гломеропорфировые лейкогаббронориты. В интрузии Эгню Лэйк они перекрываются габброноритами с породными включениями.
5. Далее следует главная серия габброноритов, которая вверх по разрезу становится отчетливо расслоенной. Она венчается зоной оливиновых габброноритов, подстилающей верхнюю серию. Появление этих пород указывают на вхождение в интрузивные камеры свежей, более примитивной магмы.
6. Вверху интрузии Эгню Лэйк представлена зона мощностью 1 км, образованная габброноритами и лейкогаббро с небольшим участием ферросиенитов. В интрузии Ист Булл Лэйк эта часть разреза отсутствует.

Строение разреза интрузии Ривер Вэлли, расположенной в 150 км к востоку от Эгню Лэйк, изучено хуже, отчасти потому, что эта интрузия испытала метаморфизм и деформации гренвильского возраста. Разрез Ривер Вэлли начинается маргинальной зоной мощностью примерно 100 м, образованной габброноритами, содержащими автолиты габброноритов и пироксенитов, а также редкие включения подстилающих пород. Выше лежат оливиновые габбронориты, которые вверх переходят в габбронориты, затем – в лейкогаббронориты. Нижняя часть разреза интрузии, как показано на рис. 9.42, пересекается несогласной зоной с автолитами маргинальных пород, оливиновых габброноритов и габброноритов, с редкими включениями пород подошвы интрузии. Матрицей служит оливиновый габбронорит, более примитивный по сравнению с породами маргинальной зоны.

Родоначальная магма интрузий Ист Булл Лэйк и Эгню Лэйк, согласно оценке James et al. (2002), отличалась высоким содержанием  $Al_2O_3$  (16–20 вес%), низким  $TiO_2$  (<0.5 вес%), низким Cr (<250 ppm) и отношением  $MgO/MgO+FeO$ , варьирующим от 0.54 до 0.60. Такой состав соответствует богатой глиноземом толеитовой магме.

Оруденение, как в западных интрузиях (Ист Булл Лэйк и Эгню Лэйк), так и в интрузии Ривер Вэлли, представлено богатыми ЭПГ сульфидами, образующими вкрапленность в матрице маргинальных зон интрузий, которые несут автолиты и включения вмещающих пород. В интрузии Ривер Вэлли, кроме того, оруденение развито в секущем теле, обогащенном автолитами.

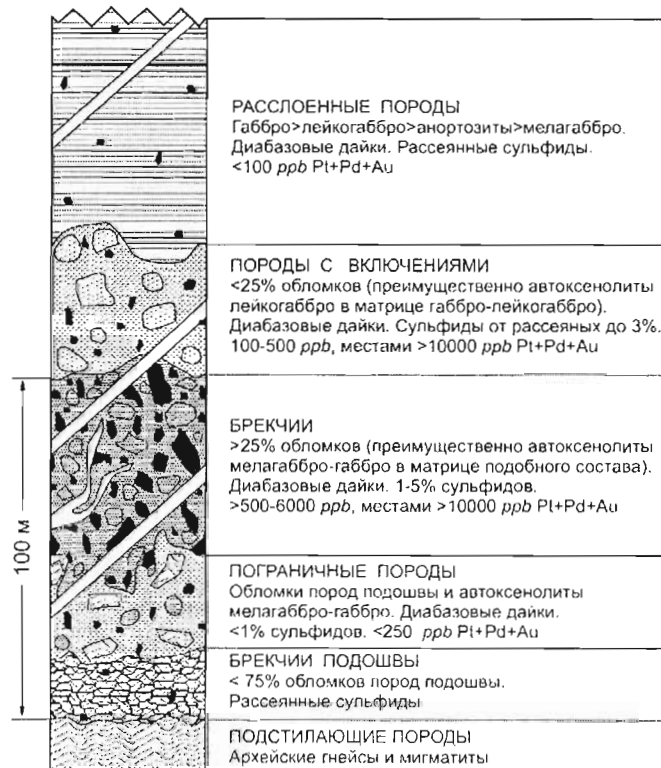


Рис. 9.43.

Типичное строение рудной зоны Дейна Норс в интрузии Ривер Вэлли. По James et al. (2002), где использованы неопубликованные материалы компании Pacific North West Capital Corp. and Jobin-Bevans

## Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

На рис. 9.43 и 9.44 представлены сведения о рудной зоне Дейна Норс в интрузии Ривер Вэлли. Наиболее существенная сульфидная минерализация развита в брекчиях, содержащих ксенолиты мелагаббро и габбро размером от сантиметров до дециметров. Количество сульфидов в этих породах варьируют от 1 до 5 %. Сульфиды выделены в виде мелких зерен, а также капель, местами они концентрируются с образованием сетчатой текстуры. Главными сульфидными минералами являются пирротин и халькопирит. Руды имеют среднее отношение Pd/Pt = 2.95 и Cu/Ni = 4.8. Содержания металлов (табл. 9.12) относительно низки (сумма Pd+Pt+Au составляет 1.423 г/т). Оруденение развито прерывисто, и рудная зона имеет крутое падение (>45°), что обуславливает высокий коэффициент вскрыши.

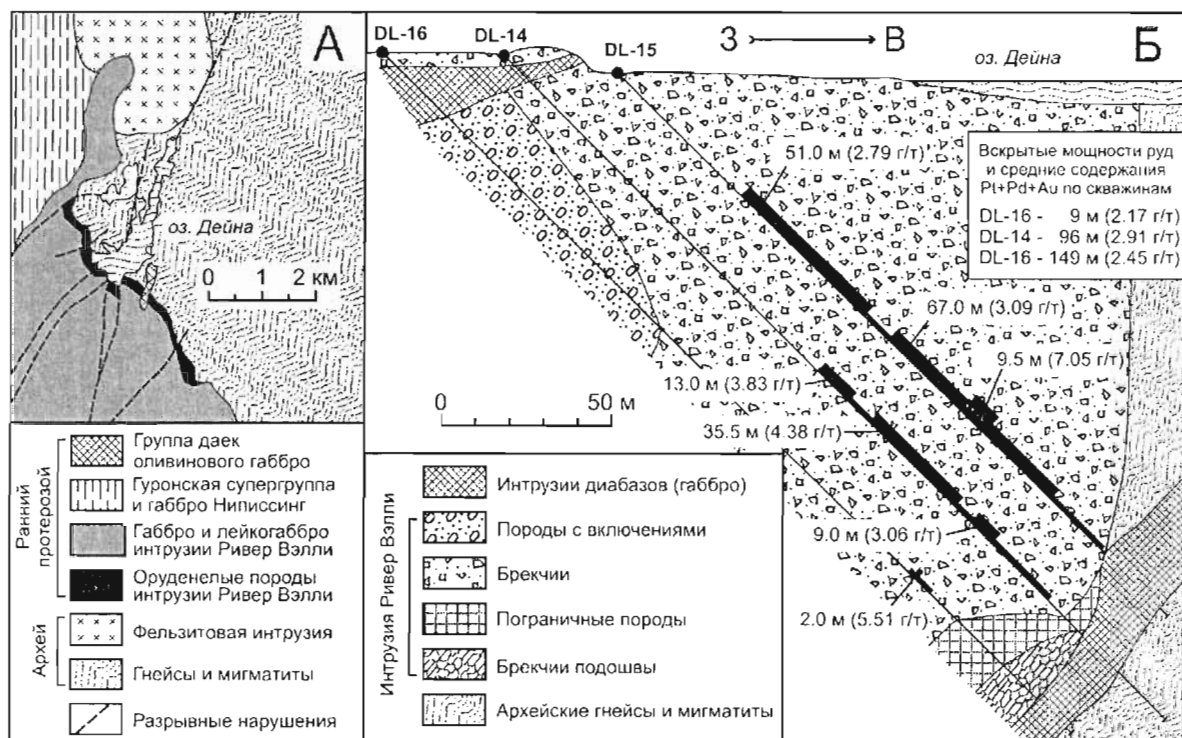


Рис. 9.44.

Геологическая карта (А) и субширотный геологический разрез (Б) рудной зоны Дейна Норс в интрузии Ривер Вэлли. На разрезе показаны содержания Pt+Pd+Au по разведочным скважинам DL-16, DL-14 и DL-15. По James et al. (2002), где использованы неопубликованные материалы компании Pacific North West Capital Corp. and Jobin-Bevans

Таблица 9.12

### Запасы и ресурсы месторождения Ривер Вэлли, приведенные в Интернет-сайте компании Pacific North West Capital Corp. 5 января 2003 г.

	Запасы и ресурсы руды (млн т)	Средние содержания				
		Ni (вес%)	Cu (вес%)	Pt (ppm)	Pd (ppm)	Au (ppm)
Подсчитанные запасы и вероятные ресурсы	18.053	0.021	0.1	0.344	1.016	0.063
Возможные ресурсы	5.382	0.02	0.086	0.29	0.819	0.05

### 9.4.7. Интрузии восточной Гренландии

В восточной Гренландии, в районе фьорда Кангерлугсуак (см. рис. 9.3), обнажено около 10 крупных и несколько мелких расслоенных интрузий мафитового состава. Они связаны с третичным платобазальтовым вулканизмом, сопровождавшим раскол Северной Атлантики, и группируются в два возрастных комплекса: 57–54 и 50–47 млн лет (Andersen et al., 2002). Некоторые интрузии несут платинометалльную минерализацию. Наиболее значительное оруденение обнаружено в интрузиях Скаергаард и Кап Эдвард Холм. Разведочные работы проводятся здесь компанией Platinova Resources Ltd., действующей с 1987 года.

9.4.7.1. Интрузия Скаергаард

Интрузия Скаергаард, имеющая возраст  $55 \pm 0.03$  млн лет, внедрилась при начале раскола Северной Атлантики. Она представляет собой пример глубокой дифференциации в закрытой магматической системе, когда интрузивная камера не пополнялась свежей магмой в процессе кристаллизации (Wager and Deer, 1939; Wager and Brown, 1968; McBirney, 1989b).

Интрузия внедрена вдоль несогласия между породами архейского фундамента и малоомощной толщей осадочных пород, перекрытых платобазальтами. Она пересекается более молодыми третичными интрузиями.

Размер интрузии Скаергаард составляет  $7 \times 10$  км, мощность достигает 3–4 км (данные, представленные в статье Andersen et al., 2002). В ее разрезе выделяются три серии: нижняя эндоконтактовая, расслоенная и верхняя эндоконтактовая. Расслоенная серия подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю зоны. Первоначальная магма Скаергаарда представляла собой богатый титаном толеитовый базальт, который, возможно, был подобен высокотитанистым базальтам, изливавшимся при расколе континентальной коры, коротко охарактеризованным в табл. 9.1. Наиболее ранние кумулаты интрузии содержат плагиоклаз  $Ap_{73}$  и оливин  $Fo_{74}$ . Они очень бедны Ni и Cr. Это указывает, что магма до своего внедрения испытала существенное фракционирование с удалением оливина.

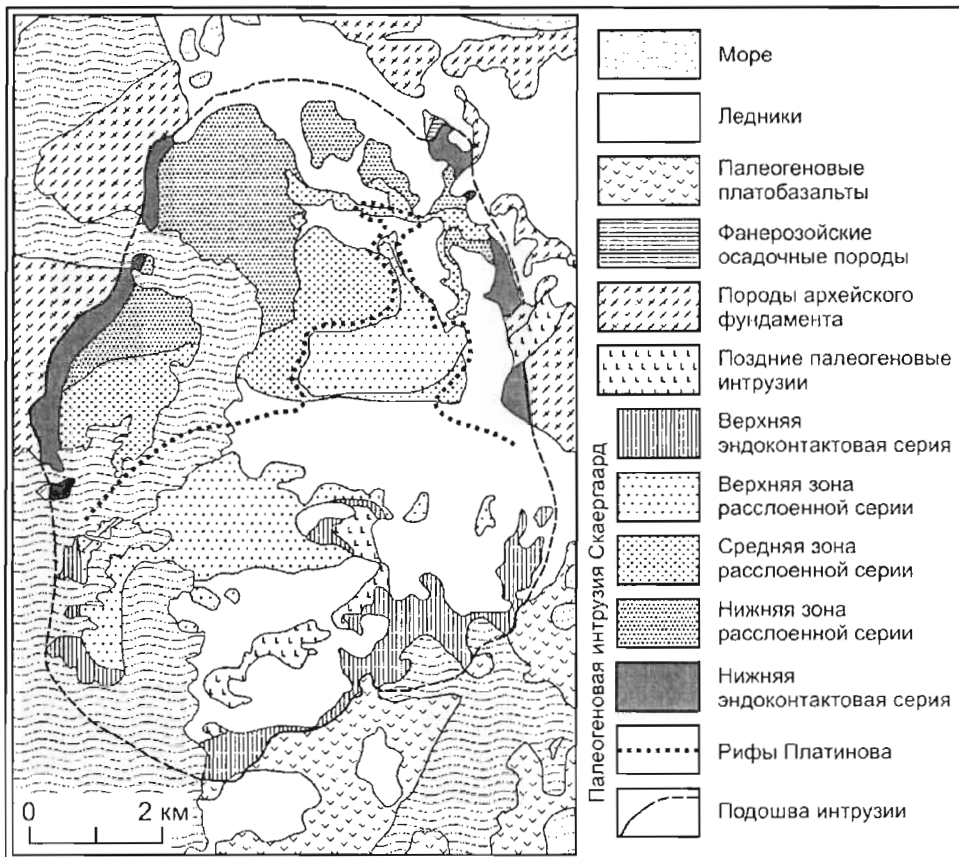


Рис. 9.45.

Геологическая карта интрузии Скаергаард (по Andersen et al., 2002, использовавших материалы McBirney, 1989a)

Оруденение ЭПГ в интрузии Скаергаард связано с "рифами" Платинова, которые локализованы в средней зоне расслоенной серии примерно в 100 метрах ниже ее верхнего контакта. Рифы прослеживаются через всю обнаженную часть средней зоны интрузии (рис. 9.45). По данным Andersen et al. (2002), рифы Платинова приурочены к пачке ритмически расслоенных пород (называемой группой Трипл), образованной  $Pl-Aug-TiMt-Plm$  кумулатами со спорадически встречающимися пикноитом и оливином. Интрузия Скаергаард кристаллизовалась как от подошвы, от нижних эндоконтактовых образований так и от кровли, от верхних эндоконтактовых образований. Группа Трипл залегает между средней и верхней зонами расслоенной серии, так что она была образована из наиболее сильно фракционированной магмы. Рифы включают более 10 отдельных слоев, богатых благородными металлами, образующих пачку

мощностью от 10–20 до 60–70 м. Оруденелые слои залегают согласно общей расслоенности. Рифы обнаруживают зональность по вертикали и латерали. Наиболее высокие содержания Pt находятся в центральной (в плане) части нижнего оруденелого слоя. Pd доминирует в нижних частях пачки, а Au концентрируется в краевых частях верхних слоев. ЭПГ образуют собственные минеральные фазы, ассоциирующие с богатыми Cu сульфидами - борнитом, дигенитом, халькопиритом и редким идаитом. Сульфиды, богатые Ni и Fe, в рифах не наблюдались, но развито большое количество магнетита. Отсюда можно заключить, что состав сульфидной ассоциации был изменен в результате постмагматического окисления.

Согласно современной оценке (Andersen et al., 2002), запасы палладиевой руды рифов Платинова составляют 280 млн тонн при средней мощности рудного тела 4.7 м, среднем содержании 1.87 г/т и бортовом содержании 1 г/т. Запасы руды золота составляют 91 млн тонн при среднем содержании 1.8 г/т.

Andersen et al. (2002) подчеркнули следующие характерные особенности рифов Платинова:

- 1) Они образовались высоко в разрезе интрузии, после того, как на ликвидусе появился магнетит
- 2) ЭПГ очень сильно фракционированы. В рифах отмечаются только следы Pt, и почти отсутствуют Rh, Ru, Ir и Os
- 3) Рифы очень богаты Au
- 4) Пики содержаний Pt, Pd и Au не совпадают друг с другом
- 5) благородные металлы ассоциируют с сульфидами, экстремально богатыми Cu.

Сульфиды являются интерстиционными по отношению к силикатным минералам, что указывает на их магматический генезис. При этом, никаких свидетельств добавления новых порций магмы при кристаллизации интрузии Скаергаард и образовании рифов не установлено.

#### 9.4.7.2. Интрузия Кап Эдвард Холм

Интрузия Кап Эдвард Холм относится к поздней возрастной группе расслоенных интрузий восточной Гренландии. Ее возраст, полученный методом  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ , составляет  $47.3 \pm 0.3$  млн лет (Tegner et al., 1998). По данным Andersen et al. (2002), суммировавших результаты предыдущих исследований (Bird et al., 1995; Tegner et al., 1998; Arnason and Bird, 2000 и других), интрузия Кап Эдвард Холм, в отличие от Скаергаарда, кристаллизовалась в открытой системе. В ее разрезе наблюдаются многочисленные перестройки последовательности выделения кумулатных фаз и характера скрытой расслоенности, установленны внутренние закалочные зоны.

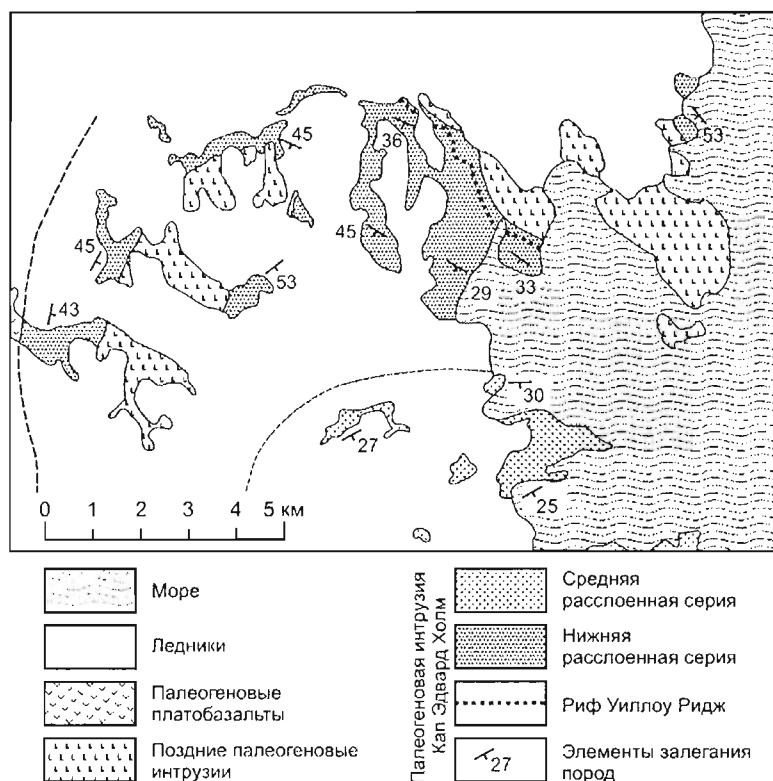


Рис. 9.46.

Геологическая карта северной части интрузии Кап Эдвард Холм. По Andersen et al. (2002), использовавших материалы Bernstein et al. (1992), Bird et al. (1995) и Arnason and Bird (2000)

## Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

Площадь интрузии составляет 360 км<sup>2</sup>, обнаженные породы имеют мощность 7500 м. Они подразделяются на нижнюю, среднюю и верхнюю расслоенные серии (Wager and Brown, 1968).

Платинометальное оруденение интрузии связано с рифом Уиллоу Ридж, который локализован в нижней расслоенной серии вблизи основания интрузии (рис. 9.46). Вмещающими породами являются габбро, представляющие собой Pt–Aug–Ol ортокумулаты, в разрезе которых наблюдаются многочисленные перестройки порядка выделения кумулатных фаз. Риф Уиллоу Ридж является стратабаундным, не стратиформным. По данным Amason and Bird (2000), в разрезе рифа устанавливается расслоенность с несовпадающими пиками концентраций Pd, Pt и Au, подобными пикам сульфидных зон Великой Дайки и рудной зоны Манни-Манни. Внизу обычно находится пик Pd, выше следует пик Pt, затем - Au. Максимальные концентрации металлов смещены друг от друга по вертикали на расстояние 0.5–1 м. Средние содержания благородных металлов в рифе (на мощность, превышающую 3 м) составляют: Pt - 250 ppb, Pd - 40 ppb и Au - 50 ppb. Максимальные содержания в отдельных образцах достигают 5 г/т Pt и 8 г/т Au. Доминирующими платиновыми минералами являются сплавы платины (возможно, изоферроплатина), сперрилит, куперит и мончеит. Они ассоциируют с дигенитом, борнитом и халькопиритом. Обсуждая генезис оруденения, Amason and Bird (2000) отдали предпочтение точке зрения, что оно образовано в результате сульфидной несмесимости.

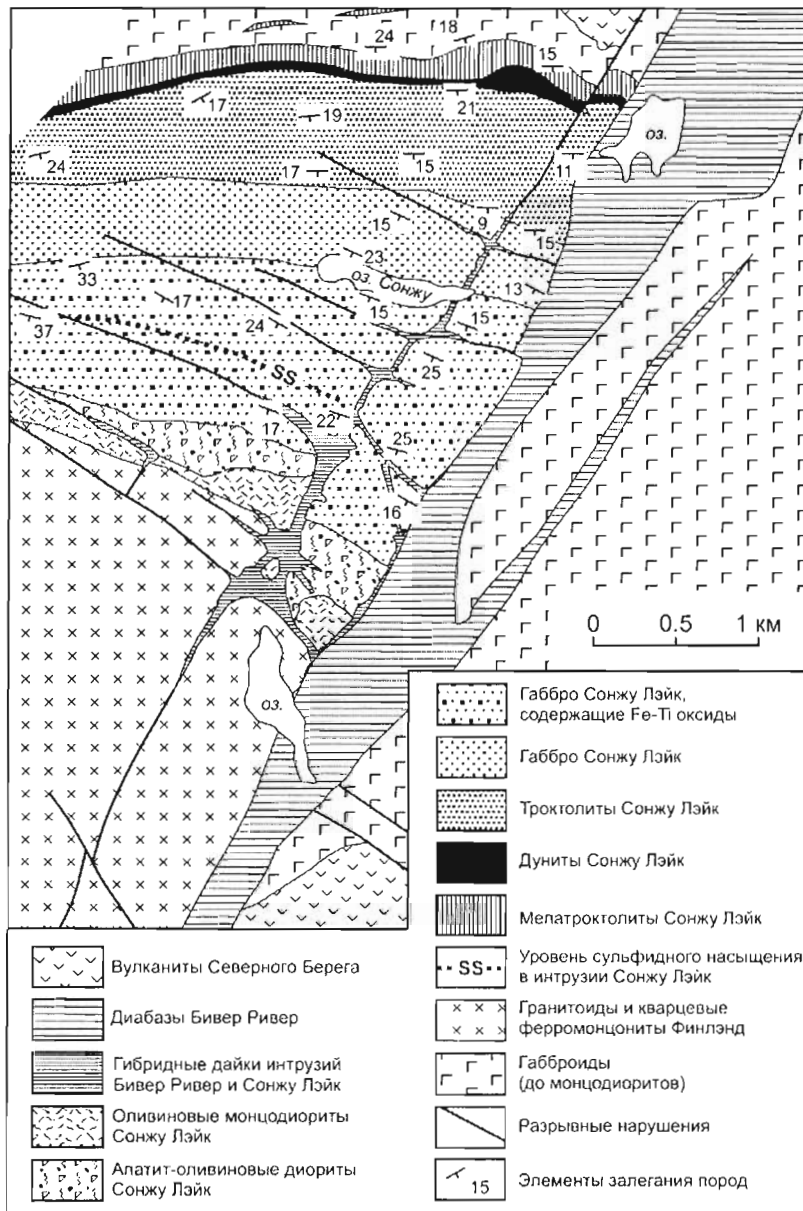


Рис. 9.47.

Геологическая карта интрузии Сонжу Лэйк (по Miller et al., 1993)

#### 9.4.8. Интрузия Сонжу Лэйк (Дулутский комплекс, США)

Интрузия Сонжу Лэйк, наиболее детально описанная в работе Miller and Ripley (1996), находится вблизи пос. Финлэнд в Миннесоте (США), где обнажена на площади 9 км<sup>2</sup>. Она относится к группе интрузий Бивер Бэй, принадлежащих Дулутскому комплексу, внедренных в верхнюю часть вулканитов Северного Берега супергруппы Кивиннован (см. главу 4). Ее возраст составляет 1096.1±0.8 млн лет. Интрузия Сонжу Лэйк представляет собой расслоенное тело толеитового состава мощностью 1200 м, погружающееся на юг. Снизу вверх в ее разрезе представлены: маргинальный меланократовый троктолит, маломощный слой дунита, мощная серия троктолитов, габбро (вверху богатых Fe–Ti оксидами), апатитсодержащих оливиновых диоритов и оливиновых монцодиоритов (рис. 9.47). Miller (1999) считает, что последовательность кумулатных фаз и скрытая расслоенность свидетельствуют о непрерывности фракционирования при кристаллизации интрузии, то есть об отсутствии дополнительных инъекций магмы. Согласно предварительным изотопным данным, интрузивные породы в некоторой степени контаминированы вышележащими гранитами Финлэнд.

Геохимическое исследование интрузии Сонжу Лэйк проведено Miller and Ripley (1996). Из их работы, с учетом последующего обсуждения результатов в статье Miller (1999), заимствована приведенная ниже информация. Содержание меди снизу вверх по разрезу интрузии увеличивается от <100 до >500 ppm. Первоначально магма не была насыщена сульфидом, насыщение произошло на уровне 322 м выше появления кумулатного авгита. Этот уровень обозначен линией SS на рис. 9.47. До наступления сульфидного насыщения содержание Ni в магме сильно снизилось в результате его удаления с фракционирующим оливином. Содержания Pd в нижней части интрузии составляют 0.5–3 ppb. Палладий, вероятно, входит там в закристаллизованную интеркумулятную жидкость. Пик концентраций Pd (100–320 ppb) приходится на интервал мощностью 25 м, находящийся непосредственно ниже уровня SS. Ниже горизонта, где наблюдается концентрация палладия, в интервале мощностью 50 м, его содержания быстро возрастают от 3 ppb и менее до 36 ppb. Поведение Pt в основном подобно поведению Pd, и ее максимум совпадает с максимумом Pd. Вместе с тем, наблюдается и другой пик Pt, примерно в 90 м ниже по разрезу. В породах, залегающих выше максимума ЭПГ, содержания Pt очень низки. Это объясняется высокой эффективностью концентрирования ЭПГ и отсутствием последующих инъекций ЭПГ-содержащей магмы.

#### 9.4.9. Генетические модели месторождений расслоенных интрузий

##### 9.4.9.1. Страгиформные месторождения, не связанные со слоями хромититов

В табл. 9.13 сравниваются некоторые особенности оруденения в большинстве известных месторождений расслоенных интрузий, где руды не связаны со слоями хромититов. Многие рудовмещающие горизонты представляют собой ортокумуляты. Очень часто в этих горизонтах или вблизи них развиты пегматонды. В рудовмещающих ортокумулятах обычно наблюдаются перестройки последовательности кристаллизации минералов или скрытой расслоенности, что свидетельствует об инъекциях новых порций магмы.

Исключениями из приведенного правила являются интрузии Сонжу Лэйк, Скаергаард, Великая Дайка Зимбабве, а также рифы AP I и AP II интрузии Пеникат. Miller and Andersen (2002) пришли к выводу, что в интрузиях Скаергаард и Сонжу Лэйк кристаллизация осуществлялась в закрытых системах, и свежая магма в интрузивные камеры в это время не поступала. Они отметили, что в обеих интрузиях сульфидное насыщение произошло во время поздней стадии кристаллизации, и предположили, что его причиной явилось накопление серы в процессе фракционирования, чему, возможно, способствовало снижение давления в интрузивных камерах. Сульфидные зоны Великой Дайки находятся в средней части слоя пироксенитов. На уровне их локализации отмечены некоторые изменения Mg/No пироксенов (см. раздел 9.4.3). Однако, это нарушение нормального хода кристаллизации не идет ни в какое сравнение с петрологическими перестройками, наблюдаемыми в других интрузиях (модель Великой Дайки обсуждается ниже). Представляется, что рифы AP интрузии Пеникат появились в результате сульфидного насыщения вблизи контакта между плагиоклазовым и Pl–Bt кумулатами. Оба рифа AP, согласно Alapieti and Lahtinen (2002), находятся у границ циклических тел, однако, здесь не имеется очевидных свидетельств, что в камеру вошла свежая магма.

Возвращаясь к табл. 9.13, интересно заметить, что во многих месторождениях хромит не является обычным аксессуарным минералом. В некоторых месторождениях отсутствуют сульфиды, богатые железом, но развиты сульфиды, богатые медью. Andersen et al. (2002) предположили, что обильный магнетит, ассоциирующий с сульфидными богатыми Cu, может быть образован по пирротину, окисленному под действием посткристаллизационных остаточных флюидов.

**Сравнение некоторых характерных особенностей стратиформных месторождений и проявлений ЭПГ, не связанных со слоями хромититов**

Месторождение	Кумулаты			Хромит	Сульфиды, богатые железом	Ассоциирующие пегматоиды	Перестройки цикличности и (или) скрытой расслоенности
	Ортокумулат	Мезокумулат	Адкумулат				
<b>Бушвельд</b>							
Риф Меренски	Вмещает		В подошве	Есть	Есть	Есть	Есть
<b>Стиллуотер</b>							
Риф J-M	Вмещает			Редок	Есть	Есть	Есть
Пикет Пин	Вмещает		В кровле	Нет	Есть	Нет	Нет
<b>Интрузии Финляндии</b>							
<b>Пеникат</b>							
Риф S-J	Вмещает	Вмещает	В подошве	Есть	Не везде	Есть	Есть
Рифы AP I и AP II		Вмещает	Вмещает	Нет	Есть	Нет	Нет
Риф PV	Вмещает			Нет	Есть	Есть	Есть
<b>Портимо</b>							
Риф SK	?	?		Нет	Мало	Есть	Есть
Риф RK	Вмещает			Нет	Нет	Есть	Нет
<b>Комплекс Дулут</b>							
Сонжу Лэйк		Вмещает		Нет	Есть	Нет	Нет
<b>Восточная Гренландия</b>							
Скаергаард, рифы Платинова		Вмещает		Нет	Нет	Нет	Нет
Кап Эдвард Холмс, р. Уиллоу Ридж	Вмещает			Нет	Нет	Нет	Есть
<b>Великая Дайка Зимбабве</b>							
Главная сульфидная зона		Вмещает		Нет	Есть	Нет	Очень слабые
Нижняя сульфидная зона		Вмещает		Нет	Есть	Нет	Очень слабые

Автор считает, что связь стратиформного оруденения ЭПГ с горизонтами ортокумулатов, пегматоидными породами, нарушениями последовательности кристаллизации и скрытой расслоенности не является случайной. Это результат вхождения в интрузивные камеры новых порций магмы, что вызывает накопление сульфидов на границе между толщей кумулуса и магмой. В начале главы говорилось, что стратиформные месторождения ЭПГ характеризуются очень высокими, сравнительно с Cu-Ni месторождениями, содержаниями ЭПГ в сульфидах, но содержания Ni и Cu не являются выдающимися. В главе 2 предполагалось, что причиной этого является высокий R-фактор (высокое отношение массы магмы к массе сульфида), развивавшийся при формировании месторождений ЭПГ. Barnes and Maier (2002) показали, что кумулаты Верхней Критической зоны Бушвельда образовались из магмы, которая осаждала сульфиды, и эти сульфиды были богаты ЭПГ, они содержали около 40–100 ppm Pt и 40–50 ppm Pd. Даже на этом фоне, содержания ЭПГ в рифе Меренски (400–600 ppm Pt+Pd) являются выдающимися, превышая содержания в сульфидах окружающих кумулатов в 3–4 раза.

Итак, возникают следующие вопросы, касающиеся происхождения рифов, подобных Меренски: почему сульфиды концентрируются в определенном горизонте, почему они образовались при столь высоком R-факторе и почему они ассоциируют с ортокумулатами, а часто и с пегматоидами?

Campbell et al. (1983) показали, что плотность магмы, подобной Бушвельдской, изменяется в ходе фракционной кристаллизации. Когда на ликвидусе представлен оливин, плотность снижается. Когда оливин заменяется бронзитом, плотность остается примерно постоянной. Затем, когда к бронзиту присоединяется котектическая пропорция плагиоклаза (около 2 частей плагиоклаза на 1 часть бронзита), плотность остаточной магмы увеличивается. После кристаллизации Pl+Bt плотность магмы в камере будет выше, чем плотность первоначального расплава. До того, как плагиоклаз стал ликвидусной фазой,



порции свежей магмы, входящие в интрузивную камеру, будут образовывать фонтаны в резидентной магме, которые, при оседании, формируют слой непосредственно над толщей кумулуса (рис. 9.48А). Однако, когда плотность резидентной магмы заметно превысит плотность первоначальной, порции свежей магмы будут подниматься в виде турбулентных плюмов и растекаться в виде турбулентно конвектирующего слоя на уровне, где их плотность будет равна плотности резидентной магмы (рис. 9.48Б и В). Если в двух последних случаях в гибридной магме присутствуют сульфиды, турбулентное смешение и конвекция предоставят идеальную обстановку для развития высокого R-фактора. Таким образом, сульфиды сильно обогатятся ЭПГ. Campbell et al. (1983) заметили, что нахождение рифов Меренски и J-M на уровне примерно в 400 м выше появления кумулатного плагиоклаза не является случайным, а контролируется фактором плотности магмы.

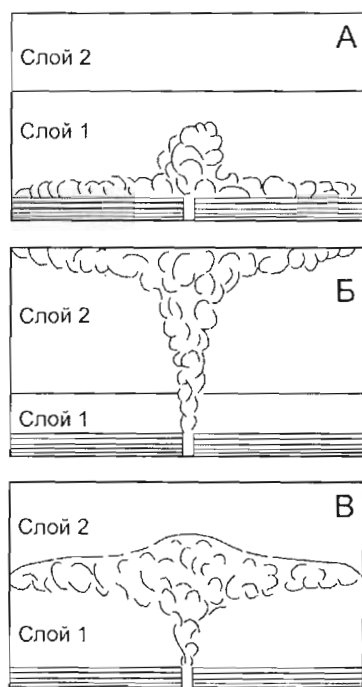


Рис. 9.48.

Турбулентный фонтан (А) и турбулентные плюмы (Б,В), образующиеся при инъекции магмы более плотной (А) и менее плотной (Б, В) в магматический расплав, заполняющий интрузивную камеру. В случае (В) поступающая магма имеет плотность промежуточную между слоями 1 и 2 магматической камеры. По Campbell et al. (1983)

Naldrett et al. (1987) считали, что смешение свежей магмы с более охлажденной резидентной магмой вызовет кристаллизацию силикатных минералов в турбулентном слое. Пока слой магмы будет турбулентным, кристаллы остаются в суспензии, но когда магма охладится и конвекция приобретет ламинарный характер, кристаллы начнут быстро оседать в смеси с сульфидами, образуя слой обогащенного сульфидами ортокумулата на границе предшествовавшего кумулуса и магмы. После формирования этого слоя произойдет возвращение к нормальному режиму кристаллизации, будет происходить медленный рост кристаллов в верхней части кумулатной толщи с образованием мезо- и адкумулатов. Выдвинутая модель подтверждена вариациями состава минералов по разрезу циклического тела Меренски в Бушвельдском комплексе (рис. 9.11). Она объясняет накопление сульфидов, высокий R-фактор и ассоциацию сульфидов с ортокумулатами.

Naldrett et al. (1987) предположили также, что флюиды, освобождающиеся в толще кумулуса при окончательном затвердевании интерстиционной жидкости, будут подниматься, стремясь достигнуть поверхности раздела между кумулулом и перекрывающей магмой. Их продвижение в полностью закристаллизованных кумулатах будет осуществляться достаточно легко - вдоль границ кристаллов и по трещинам. Однако, когда они достигнут слоя ортокумулата, затвердевшего лишь частично, включающего захваченную жидкость, флюиды могут продолжать подъем, только растворяясь в этой жидкости и диффундируя через нее. Добавление флюида вызовет дополнительное подплавление ортокумулата и приведет к образованию пегматонидной жидкости, что объясняет ассоциацию ортокумулатов с пегматонидами.

Рифы Платинова в Скаергаарде и риф интрузии Сонжу Лэйк не объясняются подобным образом. В этих двух интрузиях, где инъекций свежей магмы не было, слой с ЭПГ-содержащими сульфидами, вероятно, появился в результате нарастания концентрации серы в магме по мере кристаллизации силикатов. В результате было достигнуто сульфидное насыщение, чему, возможно, способствовало снижение давления (Miller and Andersen, 2002). В обоих случаях рифы развиваются высоко в разрезе интрузии, образуются после продолжительного периода фракционной кристаллизации и существенного увеличения концентрации серы, растворенной в остаточной магме.

В Великой Дайке Зимбабве наблюдается иная ситуация. Оруденение там находится в бронзитите и (в Главной сульфидной зоне) частично переходит в вебстерит. Руды развиты близко к уровню появления кумулатного плагиоклаза, но ниже его. В зонах оруденения содержания ЭПГ в сульфидах и, предположительно, в магме, с которой сульфиды были равновесны, падают снизу вверх - сильно, но постепенно.

В случаях закрытых интрузивных систем, таких как Скаергаард и Сонжу Лэйк, простая кристаллизация силикатных минералов неизбежно приведет к сульфидному насыщению и к образованию рассеянной минерализации богатых ЭПГ сульфидов. Оруденение не будет связано с циклическими телами или с составом кумулатных минералов.

Подобный процесс, отвечающий изменению состава между точками А и В на рис. 9.49, вероятно, объясняет и Нижнюю сульфидную зону Великой Дайки. Сегрегация сульфидов, происходившая по мере продвижения состава магмы вниз вдоль кривой сульфидного насыщения от точки В до С, может объяснить снижение концентраций ЭПГ в сульфидах снизу вверх по разрезу. Снижение концентраций отдельных ЭПГ происходит в порядке изменения их коэффициентов разделения по отношению к силикатной магме (см. ниже).

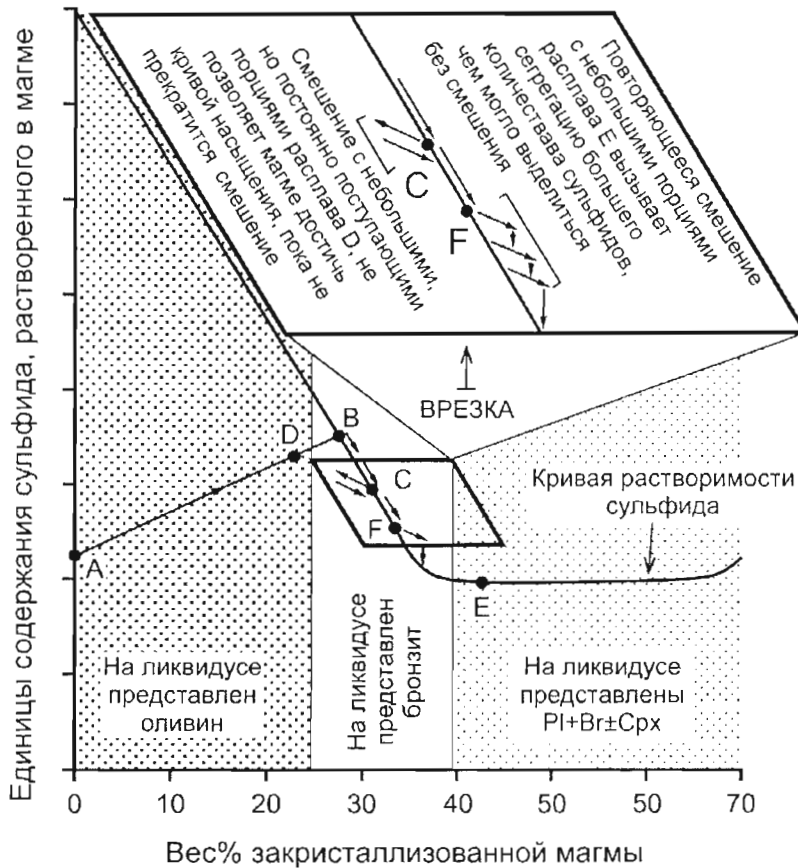


Рис. 9.49.

Схематическая диаграмма, иллюстрирующая изменение растворимости сульфида в магме Великой Дайки Зимбабве при фракционной кристаллизации и смешении с более примитивными и более фракционированными расплавами. Диаграмма построена по принципу, использованному для Бушвельдского комплекса (Naldrett and von Gruenewaldt, 1989), но учитывает более примитивный характер магмы Великой Дайки. По Naldrett (1989)

Однако, такой механизм, взятый сам по себе, не способен объяснить оруденение Главной сульфидной зоны Великой Дайки. Количество сульфидов в этой зоне много выше, чем в котектической пропорции при изменении состава магмы с движением вниз вдоль кривой насыщения (в таком случае может образоваться только 1.5–3 вес% сульфидов). Великая Дайка, как говорилось выше, в поперечном сечении имеет форму раструба, и первоначально она, вероятно, имела хорошо выраженные крылья (рис. 9.50). Предполагается, что магма, находившаяся в "крыльях", испытывала более значительную контаминацию, а также теряла тепло значительно быстрее, чем в осевой части. Следовательно, в "крыльях" интрузии плагиоклаз появился на ликвидусе раньше, образованная плотная остаточная магма могла мигрировать вниз, к оси интрузии. Там она смешивалась с менее фракционированной резидентной магмой, образуя смесь, переобогащенную сульфидом (см. врезку на рис. 9.49), из которой сегрегировалось количество сульфидов, превышающее котектическую пропорцию.

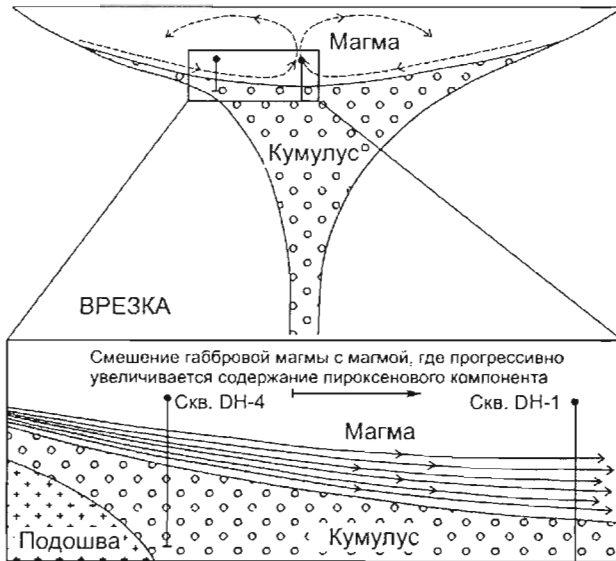


Рис. 9.50.

Схематический поперечный разрез Великой Дайки, показывающий крылья интрузии, где остывание магмы происходило наиболее быстро, откуда фракционированная "габбровая" магма стекала к оси интрузии, смешивалась там с резидентной менее фракционированной (горячей) магмой и уходила вверх. По Naldrett and Wilson (1990)

После формирования той и другой сульфидной зоны Великой Дайки происходили инъекции примитивной (богатой ЭПГ) магмы, что возвращало состав резидентной магмы к полю недосыщенности и останавливало сульфидную сегрегацию. Это объясняет нарастание отношения  $Mg/(Mg+Fe)$  в бронзитах и увеличение содержания ЭПГ в магме выше сульфидных зон.

Содержания Pt в сульфидах оруденелых зон Великой Дайки постепенно снижаются снизу вверх по разрезу (рис. 9.51). В Нижней сульфидной зоне содержание Pt в 100-% сульфиде быстро, но постепенно падает при практически неизменном содержании сульфида в породе (рис. 9.51Б). В Главной сульфидной зоне изменение содержания Pt в сульфиде происходит более сложно (рис. 9.51В). Предполагается, что на уровне, обозначенном линией 1, было достигнуто сульфидное насыщение, и содержание Pt начало падать. Затем в камеру вошла свежая магма, и от этого уровня (линия 2) содержание Pt нарастало вплоть до момента, при котором снова было достигнуто сульфидное насыщение (линия 3). Здесь и несколько выше выделилось значительное количество сульфида, и содержание Pt в сульфиде быстро, но постепенно снизилось. В отличие от рудных зон Великой Дайки, сульфиды рифа Меренски (рис. 9.51А) имеют высокое содержание Pt (400–600 ppm) по всей мощности рифа. Затем, в нескольких миллиметрах выше тонкого прожилка хромитита, который определяет верхний контакт рифа, содержание Pt резко падает и сохраняется на уровне между 4 и 35 ppm в вышележащем разрезе. Поведение Pt в обеих сульфидных зонах Великой Дайки отвечает распределению элементов в фазу, которая постоянно удаляется из магмы, - в данном случае это сульфидная фаза. Состав сульфидов рифа Меренски, как говорилось выше, объясняется разовым уравниванием<sup>47</sup> сульфидной фазы с магмой при высоком R-факторе.

<sup>47</sup> Механизм разового уравнивания рассматривается в главе 10

Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

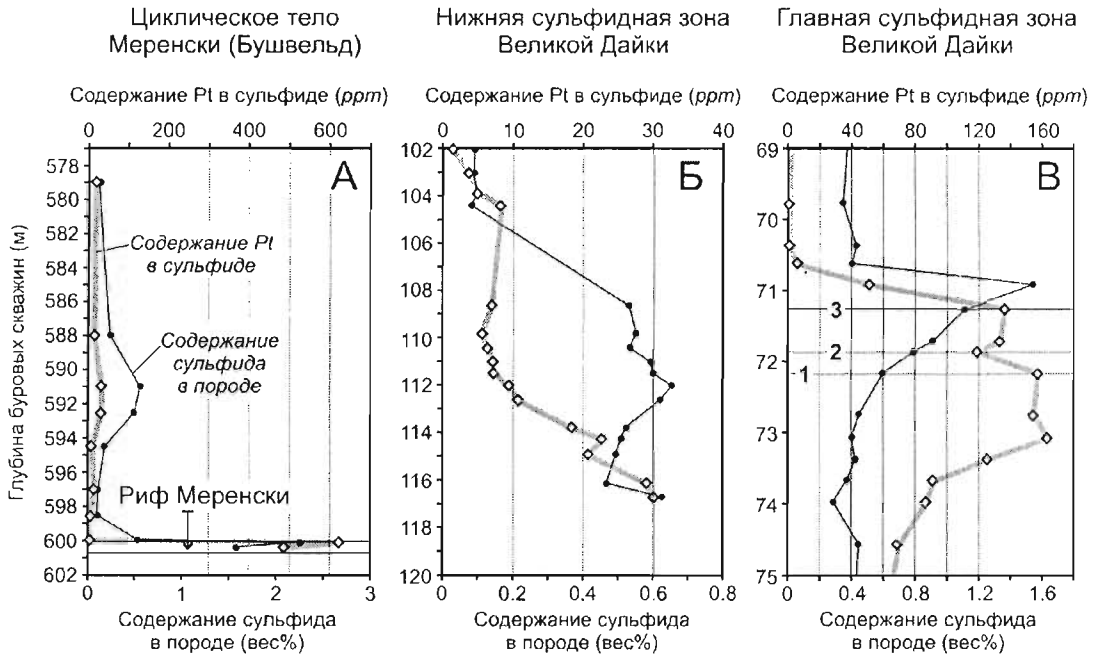


Рис. 9.51.

Изменение содержаний Pt в 100-процентном сульфиде по разрезам циклического тела Меренски Бушвелдского комплекса (А) и сульфидных зон Великой Дайки Зимбабве (Б, В). По данным Naldrett and Wilson (1990) и неопубликованным материалам автора.

Линии 1, 2, 3, проведенные на последней диаграмме, разъясняются в тексте

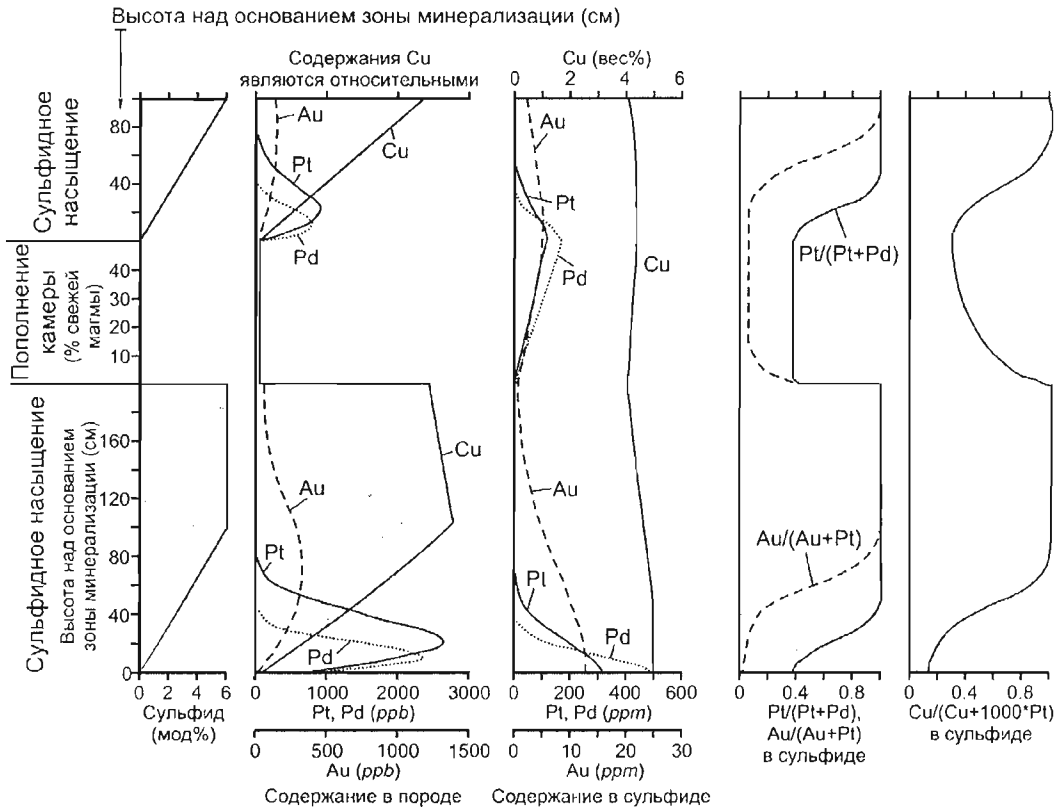


Рис. 9.52.

Моделирование изменения содержаний и отношений Pd, Pt, Au и Cu в сульфидных зонах Великой Дайки как следствие фракционной сегрегации сульфидов (по Naldrett and Wilson, 1990).

Данные о содержаниях ЭПГ в магме Великой Дайки отсутствуют, так что для этой магмы приняты значения, типичные для континентальных платобазальтов: Pt=10 ppb и Pd=5 ppb. Коэффициенты разделения для Pd, Pt, Au и Cu приняты  $10^5$ ,  $10^{4.5}$ ,  $10^{3.5}$  и 250 соответственно. Для облегчения сравнения с природными данными принято, что содержание сульфида постепенно увеличивается по разрезу нижней части Нижней рудной зоны. Как написано в тексте, предполагается, что сульфидная сегрегация была приостановлена в результате инъекции новой магмы. К моменту новой инъекции резидентная магма камеры уже потеряла значительное количество ЭПГ. Это следует из очень низких концентраций ЭПГ в сульфидах, сегрегирующихся в верхней части каждой рудной зоны. Когда новая магма (содержащая первоначальные концентрации ЭПГ) вошла в камеру и смешалась с резидентной магмой, содержание ЭПГ в гибридной магме увеличилось. Последующая кристаллизация силикатов (предполагается, что она происходила в процессе инъекции новой магмы) снова вывела состав магмы к сульфидному насыщению, снова началась сегрегация сульфидов, и весь процесс повторился, как это показано в верхней части рисунка. Степень, в которой магма в камере и равновесные с ней сульфиды обогащаются ЭПГ, зависит от пропорции новой магмы, вошедшей в камеру.

Предложенная гипотеза образования оруденения Великой Дайки может быть проверена моделированием поведения Pt, Pd и Cu при простом рэлеевском фракционировании (рис. 9.52). Сравнение этого рисунка с рис. 9.51 показывает хорошее соответствие между фактическими данными и моделью. Для моделирования потребовались коэффициенты разделения  $10^5$  для Pd,  $10^{4.5}$  для Pt и  $10^{3.5}$  для Au. Это те же коэффициенты, которые использовались Naldrett and Wilson (1990) для объяснения различий в содержаниях отдельных ЭПГ в осевой и краевых частях Великой Дайки (см. табл. 9.7 и соответствующий текст).

Итак, предпочтительной моделью формирования сульфидных зон Великой Дайки будет следующая. Слой магмы мощностью несколько десятков - несколько сотен метров насытился сульфидом. Сульфиды фракционно сегрегировались из него, обедняя остаточную магму ЭПГ, и медленно осаждались, смешиваясь с бронзитовым кумулусом. До образования следующей сульфидной зоны магма над толщей кумулуса обогатилась ЭПГ. Это, вероятно, произошло в результате инъекции примитивной магмы и ее смешения с резидентной, поскольку обогащение ЭПГ сопровождалось возрастанием отношения Mg/(Mg+Fe) в бронзите.

Barnes (1993) попытался провести моделирование, подобное моделированию Naldrett and Wilson (1990), для интрузии Манни-Манни. Он установил, что особенности оруденения Манни-Манни не могут быть объяснены при использовании постоянных значений коэффициентов разделения ЭПГ между сульфидным и силикатным расплавами. Объяснение достигается, если коэффициенты разделения (D) будут варьировать примерно на порядок по разрезу интрузии и по латерали. Однако, изучив породы и руды интрузии, Barnes (1993) не смог найти причин, которые могли бы вызвать столь значительные вариации D. В итоге он пришел к выводу, что сульфиды были предельно насыщены ЭПГ и в связи с этим, совместно с выделением сульфидов, происходила кристаллизация минералов платиновой группы. Если это так, то кристаллизация платиновых минералов должна снижать активность соответствующих ЭПГ в сульфидной жидкости, что приведет к вхождению новых порций ЭПГ в сульфид из окружающей силикатной магмы. Несмотря на снижение активности ЭПГ в жидком сульфиде, эффективное концентрирование ЭПГ в смеси сульфида и платиновых минералов будет возрастать, и будет казаться, что величины D являются более высокими, чем в действительности.

#### 9.4.9.2. Стратиформные месторождения, ассоциирующие со слоями хромититов

##### Хромититы, содержащие Fe-Cu-Ni сульфиды

Рассматривая генезис сульфидсодержащих хромититов, Irvine (1975) установил, что смешение двух магм (богатой хромом мафит-ультрамафитовой и обогащенной фельзитовыми компонентами) может вызвать образование гибридного состава, где единственной ликвидусной фазой окажется хромит. В результате будет накапливаться хромитит - вплоть до тех пор, пока магма не вернется к котектическому состоянию, где на ликвидусе, помимо хромита, появятся силикатные фазы. Подобное смешение магм, если одна из них или обе достаточно богаты серой, может вызвать сульфидное насыщение. Таким образом, при некоторых обстоятельствах, из смеси магм, помимо кристаллизации хромита, будут сегрегироваться сульфиды.

Необходимо объяснить, почему сульфиды хромитита UG-2 необыкновенно обогащены ЭПГ (см. рис. 9.16). Naldrett and Lehman (1988), используя положения термодинамики, доказывали, что когда сульфиды, богатые Fe, оказываются захваченными в хромитите при высоких температурах, они, благодаря высокому содержанию магнетитового компонента, не будут стехиометричны хромиту. По мере остывания Fe будет уходить из сульфидов в хромит, стремясь достичь стехиометрии при низких температурах. При потере железа в сульфидах возрастает  $f_{S_2}$ . В результате сера мигрирует в окружающие породы. Количество сульфида снижается, в сульфидном веществе возрастает содержание всех металлов, кроме железа. Таким образом, Naldrett and Lehman (1988) предположили, что высокие содержания ЭПГ в сульфидах, ассоциирующих с хромититами, не являются первичными.

Бессульфидные хромититы

Бессульфидные хромититы, в отличие от сульфидсодержащих и руд сульфидной ассоциации платиноносных рифов, имеют отрицательные наклоны хондрит-нормализованных профилей ЭПГ. Они обогащены Os, Ir и Ru, обеднены Pt и Pd (например, рис. 9.53). Низкие содержания Pt и Pd в этих породах понятны - здесь отсутствуют сульфиды, накапливающие названные металлы. Причина концентрирования Os, Ir и Ru в хромите до сих пор остается предметом дискуссии. Sattari et al. (2002) установили, что хромит не поглощает Ir из силикатного расплава и не накапливает его в твердом растворе. Микроскопическое изучение показало присутствие внутри зерен хромита мельчайших кристаллов лаурита и Ir-Os сплавов. Очень вероятно, что эти кристаллы были выделены в силикатных расплавах до начала образования хромита и затем послужили ядрами его кристаллизации. Возможно также, что зерна лаурита и Ir-Os сплавов прилипали к кристаллам хромита по мере роста последних. Подобный механизм применим также для объяснения ассоциации Os, Ir и Ru с хромитом в офиолитовых комплексах.

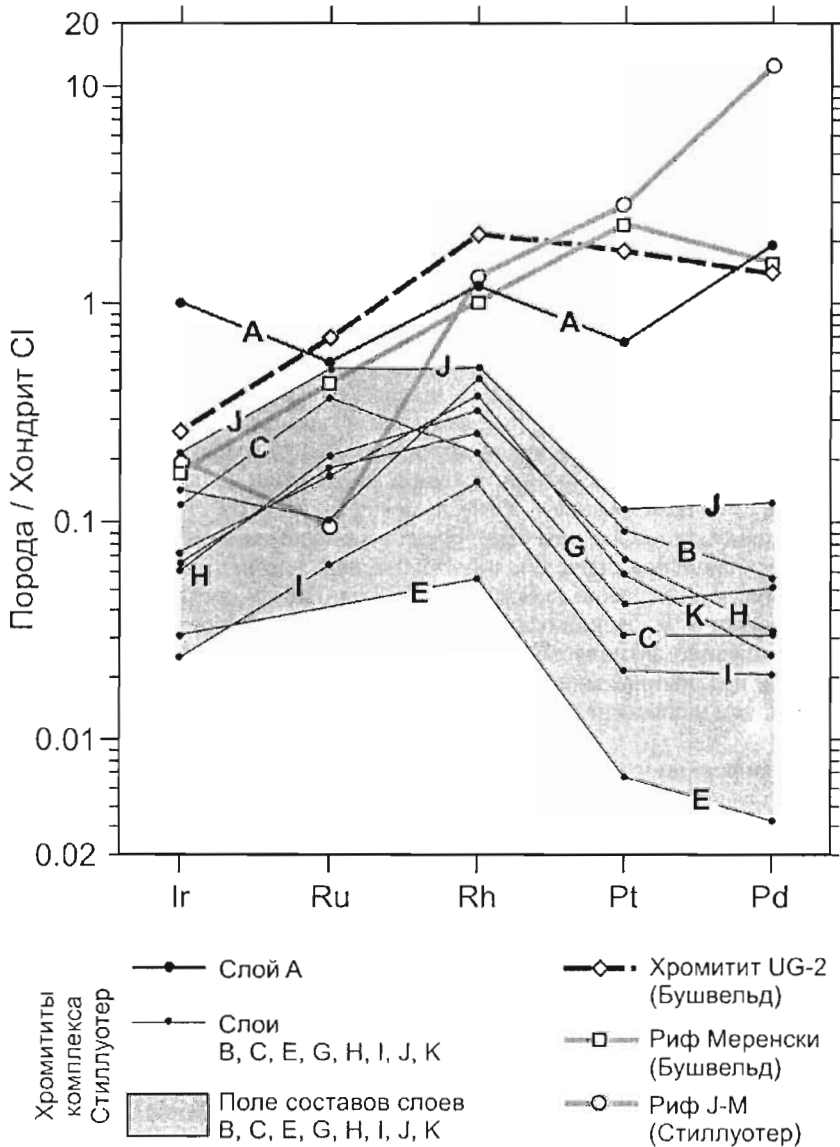


Рис. 9.53.

Хондрит-нормализованные концентрации ЭПГ в хромитовых слоях комплекса Стиллаутер в сравнении с сульфидоносными рифами расслоенных интрузий (J-M и Меренски) и сульфидсодержащим хромититом (UG-2).

На диаграмме приведены валовые содержания ЭПГ в породах. Для рифов J-M, Меренски и хромитита UG-2 использованы данные из табл. 1.1, для хромититов Стиллаутера - из работы Page et al. (1985)

### 9.4.9.3. Стратабаундные месторождения, не являющиеся стратиформными

Стратабаундные месторождения рассматриваются здесь на примере маргинальных месторождений интрузий северной Финляндии и Онтарио. По данным Alapieti and Lahtinen (2002), содержания металлов в 100% сульфиде таких месторождений в финляндских интрузиях Контиярви и Суханко составляют: Ni = 6.1 вес.%, Cu = 25.9 вес.%, Pt = 140 ppm, Pd = 441 ppm в первой интрузии; Ni = 3.9 вес.%, Cu = 7.8 вес.%, Pt = 6.87 ppm и Pd = 26.7 ppm – во второй. Ввиду того, что в статье James et al. (2002) данные по сере не представлены, сделать подобный расчет для интрузий Онтарио оказалось невозможным. Однако, хондрит-нормализованные диаграммы, приведенные в названной статье, показывают, что содержания металлов в сульфидах здесь подобны указанным для Финляндии. Эти содержания значительно выше, чем в сульфидах большинства массивных или богатых сульфидами медно-никелевых руд, что свидетельствует о специфичности генезиса маргинальных руд интрузий Финляндии и Онтарио.

Как в Финляндии, так и в Онтарио маргинальные месторождения характеризуются присутствием ксенолитов изверженных пород. Некоторые ксенолиты происходят из самих интрузий, но другие более богаты мафитовыми компонентами. Представляется вероятным, что материал брекчий поступал из более глубокого магматического источника, и вместе с ним поступали сульфиды. По мнению автора, весьма важным является факт, что наиболее богатые маргинальные руды в районе Портимо появляются там, где риф SK причленяется к маргинальным породам. Риф SK находится на уровне разреза, где кумулаты высокомагнезиальной магмы сменяются вверх породами, образованными из толентово-магмы. Смешение этих двух магм могло вызвать концентрацию в рифе сульфидов, образованных при высоком R-факторе. Возможно, что сульфиды, образованные при столь же высоком R-факторе, входили и в ранние порции магмы интрузий Портимо, сформировавшие маргинальные породы. Подобным образом могут быть объяснены и маргинальные породы интрузий Ист Булл Лэйк и Ривер Вэлли в Онтарио. Обнаженные стратиграфические уровни этих интрузий не такие глубинные, как в интрузиях района Портимо. Однако, возможно, что глубже в них тоже представлены породы, образованные при участии магмы. Эта проблема может быть прояснена при тщательном изучении автолитов.

## 9.5. Месторождения мафит-ультрамафитовых интрузий, не контролируемые расслоенностью

### 9.5.1. Платиноносный комплекс Лак дес Ил

#### 9.5.1.1. Геологическая характеристика

Комплекс Лак дес Ил расположен в провинции Онтарио (Канада), к северу от оз. Верхнее (см. врезку на рис. 9.54), на территории архейской тектонической провинции Сьюперииор, сложенной здесь гранито-гнейсовыми породами. В районе развито несколько интрузий мафитового (до ультрамафитового) состава, размещенных по периметру окружности (диаметром около 20 км), центр которой занят роговообманковыми и биотитовыми тоналитами (Sutcliffe, 1986). Комплекс Лак дес Ил является крупнейшим в этой группе мафитовых интрузий. Тоналиты, с которыми граничит комплекс, имеют возраст 2 998 млн лет, они относятся к числу позднеорогенных фельзитовых интрузий. У их контакта с мафитовыми и ультрамафитовыми породами образуются реакционные зоны, состав которых меняется по площади, но, в общем, близок роговообманковым диоритам. Вероятно, тоналитовая магма внедрилась несколько позже комплекса Лак дес Ил, но мафитовые и ультрамафитовые породы были еще горячими. Возможно, они оставались частично расплавленными, и это обусловило проявление интенсивных реакций у контакта.

Комплекс Лак дес Ил представлен ультрамафитовыми породами на севере и габбровыми на юге (рис. 9.54). Ультрамафитовый субкомплекс подразделяется на две зоны: северную и южную. Их возрастные соотношения недостаточно хорошо определены, но предполагается, что они одновозрастны. И габбровые, и ультрамафитовые породы комплекса Лак дес Ил несут ЭПГ-содержащую сульфидную минерализацию, но она является промышленной только в пределах габбрового субкомплекса.

Южная зона ультрамафитового субкомплекса представлена верлит-клинопироксенитовым ядром, которое окружено вебстеритами и габброноритами. Северная зона, судя по петрографическим и геохимическим данным, включает, по крайней мере, восемь циклических тел. Эти тела, там где представлен их полный разрез, внизу образованы оливин-клинопироксенитовыми кумулатами - дунитами и верлитами. В верхней части развиты клинопироксениты и вебстериты, местами переходящие в габбронориты. Последовательность пород указывает на следующий порядок кристаллизации минералов: оливин → оливин + клинопироксен → клинопироксен → клинопироксен + ортопироксен ± плагиоклаз. ЭПГ-содержащая сульфидная минерализация в северной ультрамафитовой зоне развита в верхней части циклических тел - в породах, несущих ортопироксеновый кумулулус. Сульфидсодержащие породы (они включают до 1 вес%

сульфидов) обогащены Au, Pd, Pt, Cu, бедны Ni, Ru, Ir, Os; они имеют отношение Pd/Ir ~250. Сульфидное насыщение было, вероятно, вызвано смешением фракционированной резидентной магмы с более примитивной жидкостью, вошедшей в камеру. Пироксениты, развитые в средней части циклических тел бедны серой ( $S < 100 \text{ ppm}$ ), но они тоже могут содержать повышенные концентрации ЭПГ. Для этих пород характерны низкие отношения Pd/Ir (9 до 40). Обогащение ЭПГ здесь может быть объяснено сегрегацией очень небольшого количества сульфидной жидкости из силикатной магмы, которая насытилась сульфидом в связи с кристаллизацией силикатных минералов. Поскольку сульфидов в породе мало, значительное количество Ir, определяемого при анализе, может содержаться в силикатах, окислах и сплавах, и это обуславливает низкое отношение Pd/Ir.

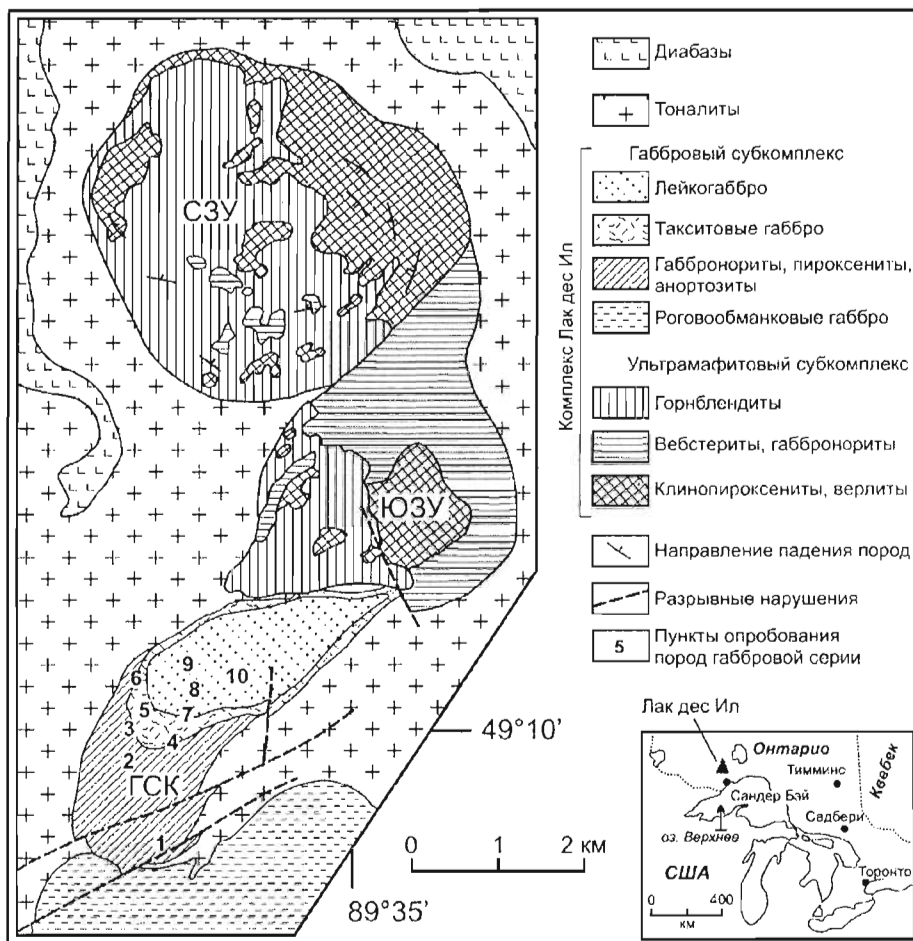


Рис. 9.54.

Схематическая геологическая карта комплекса Лак дес Ил. По Sutcliffe and Swcney (1985), с изменениями.

ГСК - габбровый субкомплекс; СЗУ - Северная зона ультрамафитового субкомплекса;

ЮЗУ - Южная зона ультрамафитового субкомплекса. Рудная зона Роби находится в пределах габбрового субкомплекса, у пункта опробования № 5

Породы габбрового субкомплекса интенсивно изменены, их минералогия может быть установлена только на основе состава вторичных минералов. Преобладающими породами являются клинопироксеновые лейкогаббро, хотя присутствует и целый ряд других разновидностей, включая габбро, богатые магнетитом и гиперстенсодержащие. Внутри пород габбрового состава, согласно общему направлению их расслоенности, залегает темнозеленый ультрамафитовый силл или слой, состоящий из полностью уралагитизированного пироксена и 5–25% плагиоклаза.

Перечисленные выше габбровые породы пререзаются зонами неправильной формы, образованными такситовым габбро (*vari-textured gabbro*). Такситовые породы характеризуются сильно изменчивым соотношением минералов и размером зерен, а также включают многочисленные обломки (ксенолиты), представляющие различные разновидности габбро. Включения реагировали с матрицей: местами их границы



являются резкими, но местами они переходят в такситовые габбро постепенно. Такситовые габбро, в свою очередь, постепенно переходят в пегматоидные лейкогаббро, а последние прорезаются небольшими (2–10 см мощностью, 1–3 м длиной) жилами габбровых пегматоидов и пегматитов, многие из которых содержат сульфиды. Крупнейшая из зон такситовых габбро расположена в западной-центральной части габбрового субкомплекса, преимущественно к западу от пироксенитового слоя, хотя в некоторых местах она прорезает пироксенит. В таких местах внутри такситовых габбро встречаются пластически деформированные включения пироксенита.

### 9.5.1.2. Оруденение

Промышленная минерализация, как говорилось, связана с габбровой частью комплекса Лак дес Ил. Металлами, наиболее важными в экономическом отношении, являются Pd, Pt и Au. Крупнейшая выявленная рудная зона - зона Роби - локализована, главным образом, в такситовых габбро к западу от пироксенитового слоя (в районе пункта 5 на рис. 9.54). Macdonald et al. (1989), основываясь на содержаниях благородных металлов и литологии, выделили 3 типа оруденения:

1. Бедное оруденение (менее 1 г/т ЭПГ + Au), развитое в брекчиях такситового габбро. Оруденение концентрируется, главным образом, в матрице пород. Содержание металлов снижается там, где брекчия включает много обломков.
2. Оруденение с содержанием до 15 г/т ЭПГ + Au в пироксенитовом слое.
3. Богатое оруденение (до 35 г/т ЭПГ + Au) в жилах габбровых пегматитов.

Минералогия ЭПГ охарактеризована в работах Dunning (1979) и Cabri and Laflamme (1979). Определен целый ряд минералов платины и палладия, содержащих Ni, Te, Bi, Sb, Ag и S. В их число входят высокит, брэггит, котульскит, изомертит, меренскит, сперрилит, мончеит, стиллуотерит и палладоарсенид.

Наиболее ярко выраженной особенностью оруденения является его ассоциация с пегматитовыми породами. Как заметили Jalns and Bumpham (1969), рудные пегматиты комплекса Лак дес Ил имеют многие структурные и текстурные особенности, сближающие их с гранитными пегматитами: варьирующий размер зерен с присутствием грубозернистых участков, наличие участков асимметрично-зонального строения и миаболитовых линз, интенсивная измененность пород.

Vrugmann et al (1989) изучили петрохимию и геохимию микроэлементов (включая ЭПГ) пород комплекса Лак дес Ил. Некоторые их данные по габбровой части комплекса представлены в табл. 9.14. В породах зоны Роби содержания РЗЭ увеличиваются от такситовых габбро через пегматоиды до пегматитовых пород, но конфигурация профилей (с обогащенностью легкими РЗЭ) во всех породах сходная (рис. 9.55).

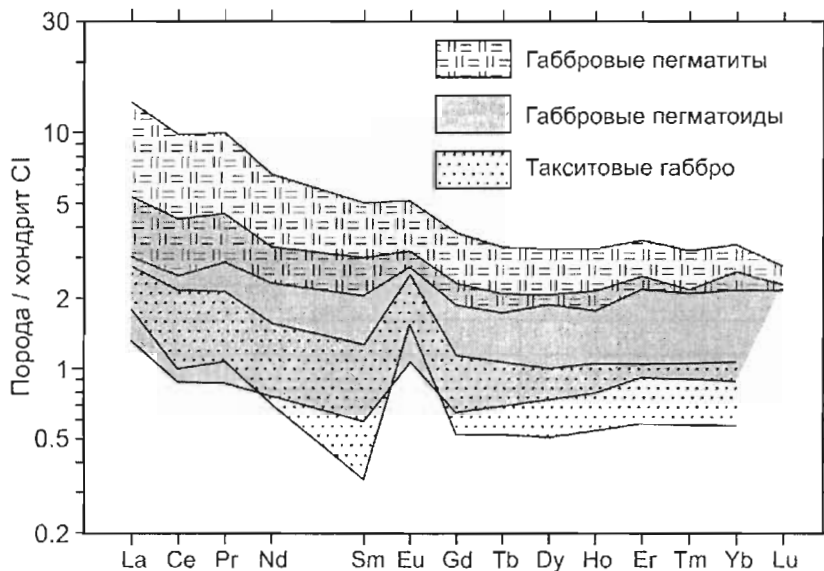


Рис. 9.55.

Хондрит-нормализованные концентрации РЗЭ в такситовых габбро, пегматоидных габбро и пегматитах Зоны Роби (по Vrugmann et al., 1989)

**Химический состав пород габбрового субкомплекса Лак дес Ил  
(по Brugmann et al., 1989)**

№№ обр.	LDI-03	LDI-06	LDI-08	LDI-55	LDI-57	LDI-63	87-02	87-03	87-04	87-06	87-08
Порода	Габ-нор	Габ-нор	Габ	Маф дайк	Габ	Габ	Габ-нор	Габ-нор	Пегм жила	Габ-нор	Габ дайк
Пункт	3	8	9	5	10	2	5	5	5	5	7
SiO <sub>2</sub>	51.06	51.02	50.52	51.27	51.58	53.66	51.73	51.68	50.71	52.12	51.54
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.27	0.19	0.29	0.16	0.15	0.12	0.23	0.20	0.13	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.62	14.46	25.07	8.38	17.13	17.31	13.92	7.71	9.47	14.01	27.09
FeO	6.73	9.17	4.94	16.14	9.35	7.30	9.23	14.20	16.03	8.86	2.51
MnO	0.12	0.16	0.07	0.29	0.14	0.15	0.17	0.25	0.26	0.16	0.05
MgO	10.82	9.37	4.37	15.93	11.42	8.39	14.43	17.53	15.93	14.73	2.15
CaO	10.50	13.65	11.56	6.57	8.57	10.38	8.65	6.83	5.45	8.39	12.22
Na <sub>2</sub> O	1.63	1.76	2.93	0.51	1.47	2.45	1.31	1.00	1.28	1.34	3.66
K <sub>2</sub> O	0.41	0.11	0.32	0.17	0.16	0.19	0.12	0.09	0.08	0.22	0.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
S	0.02	0.01	0.00	0.44	0.00	0.00	0.29	0.45	0.56	0.02	0.00
ППП	2.40	0.50	1.80	3.10	0.80	1.00	0.70	0.70	0.50	1.50	1.30
MgNo	0.74	0.65	0.61	0.64	0.69	0.67	0.74	0.69	0.64	0.75	0.60
Cr	205	38	121	292			398	398	336	421	63
Ni	499	81	131	2082			2800	980	900	525	94
Cu							1450	1000	1250	237	69
Co	46	67	33	112			86				
V	89	305	106								
Rb	13	0	8	4	4	3					
Sr	192	170	357	42	207	294					
Zr	5	9	14	14	6	11					
Y	2	4	2	5	3	4					
Sc	24	74	16	48			33				
La	0.7	0.81	2.1	1.32			1				
Ce	1.4	1.9	4	2.8			2				
Sm	0.14	0.47	0.31	0.54			0.2				
Eu	0.21	0.24	0.24	0.24			0.2				
Yb	0.22	0.58	0.19	0.68			0.3				
Lu	0.05	0.08	0.03	0.13			0.05				
As	0.08	0.05	0.20	0	0.11	0.11	17.50	1.28	1.34	3.066	0
Se	1.35	0.49	0.12	5.97	0.25	0.35	9.8	5.28	6.5	1.55	0.36
Ir	0.11	0.04	0.08	0.41	0.43	0.33	0.71	0.78	0.48	0.34	0.19
Os	1.1	0	0.4	0	1.6	1.5	0.9	0.5	1.2	2.1	0.7
Ru	3	7	12	16	15	9	23	8	80	5	12
Pt	109	29	35	372	38	42	510	316	263	105	14
Pd	1010	0	20	7200	0	85	6200	0	1800	0	0
Au	21	1.98	1.56	613	6.96	0.98	724	454	297	75.3	4.93

Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

Продолжение табл. 9.14

№№ обр.	87-09	87-10	87-14	87-15	85-31	85-52а	86-118	86-125	86-203	86-211
Порода	Маф дайк	Маф дайк	Пегм жила	Габ	Пегм габ	Пегм жила	Пегм габ	Габ-нор	Маф дайк	Габ
Пункт	8	8	5	5	5	5	5	5	5	5
SiO <sub>2</sub>	50.07	49.97	51.41	50.30	52.32	50.33	52.34	52.50	49.19	50.05
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.16	0.09	0.07	0.10	0.44	0.07	0.10	0.04	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.51	15.04	12.17	15.97	11.65	16.12	12.21	15.86	23.00	19.37
FeO	10.11	9.54	9.85	7.58	9.55	10.23	11.46	8.45	6.06	6.93
MnO	0.20	0.18	0.18	0.13	0.14	0.19	0.19	0.21	0.12	0.09
MgO	16.55	11.33	17.85	15.56	12.90	8.11	15.71	11.69	8.35	7.84
CaO	10.62	11.75	6.60	7.99	11.96	10.54	7.24	7.61	8.08	12.04
Na <sub>2</sub> O	1.17	1.66	1.16	1.09	0.68	2.13	0.00	2.35	1.52	2.15
K <sub>2</sub> O	0.27	0.34	0.17	0.49	0.34	0.36	0.25	0.94	2.62	0.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.02	0.02	0.02	0.00	0.05	0.01	0.00	0.01	0.04
S	0.00	0.00	0.51	0.81	0.35	1.50	0.51	0.28	1.01	0.77
ППП	2.300	1.400	1.20	1.90	2.30	3.10	4.60	3.20	0.40	2.40
MgNo	0.74	0.68	0.76	0.79	0.71	0.59	0.71	0.71	0.71	0.67
Cr	2530	477	429	550		148	350	229	247	
Ni	473	202	1700	3100	1602	2459	842	540	3070	1462
Cu	87	178	1990	3330	1484	3635	2216	516	3939	1933
Co	59		109		72	140	67	65	74	50
V					167	212	100	103	48	89
Rb			18							
Sr					172	217	69	182	177	200
Zr										
Y					5	6	4	4	0	5
Sc	37		36		53	27	30	28	9	24
La	3.7		0.8		2.1	4.4	0.89	1.1	1.4	
Ce	8.1		0		4.4	8.7	1.9	2	2.3	
Sm	1.7		0.2		0.97	0.91	0.21	0.27	0.2	
Eu	0		0		0.29	0.32	0.15	0.19	0.14	
Yb	0.9		0		0.44	0.55	0.34	0.3	0.18	
Lu	0.1		0		0.07	0.09	0.05	0.05	0.04	
As	1.41	0.18	2.67	0.07	0.26	0	1.04	0.34	0	1.27
Se	0.35	0.49	13.2	27.9	4.9	13.3	3.9	1.4	13.2	6.48
Ir	0.34	1.06	0.6	1.79	1.82	0.93	0.27	0.15	0.62	0.67
Os	1.1	1.8	2	3.4	1.3	0	0	0	0	1.1
Ru	15	29	102	0	13	39	9	7	6	11
Pt	21	64	413	903	272	574	23	37	902	1110
Pd	55	170	5800	9600	1130	8500	26	21	12000	2400
Au	8.45	10.6	479	852	168	266	47	16.3	973	415

Содержания породообразующих окислов, ППП и S - вес%, ЭПГ - *ppb*, остальных элементов - *ppm*.

Порода: **Габ** - габбро; **Габ-нор** - габбронорит; **Габ дайк** - габбровая дайка;

**Маф дайк** - мафитовая дайка; **Пегм габ** - пегматоидное габбро; **Пегм жила** - пегматитовая жила

Местонахождение пунктов опробования показано на рис. 9.54

**Корреляционная матрица Cr, ЭПГ и халькофильных элементов  
для габбрового субкомплекса Лак дес Ил (по Brugmann et al., 1989)**

	Cr	Ni	Cu	Co	Ir	Os	Ru	Pt	Pd	Au	As	Se	S
Cr	1.00	0.051	0.266	0.115	0.096	0.057	0.015	0.097	0.203	0.072	0.024	0.054	0.058
Ni		1.00	<b>0.868</b>	<b>0.663</b>	<b>0.593</b>	0.503	0.205	<b>0.816</b>	<b>0.931</b>	<b>0.908</b>	0.531	<b>0.864</b>	<b>0.687</b>
Cu			1.00	0.582	0.432	0.548	0.173	<b>0.761</b>	<b>0.865</b>	<b>0.731</b>	0.058	<b>0.814</b>	<b>0.884</b>
Co				1.00	<b>0.399</b>	<b>0.791</b>	0.384	0.303	<b>0.686</b>	0.455	0.434	<b>0.740</b>	0.608
Ir					1.00	0.335	0.194	0.330	0.399	0.478	0.048	<b>0.653</b>	0.444
Os						1.00	0.352	0.344	<b>0.683</b>	0.375	0.143	<b>0.669</b>	0.297
Ru							1.00	0.156	0.209	0.230	0.118	0.522	0.270
Pt								1.00	<b>0.760</b>	<b>0.835</b>	0.244	<b>0.780</b>	<b>0.690</b>
Pd									1.00	<b>0.910</b>	0.419	<b>0.833</b>	0.667
Au										1.00	0.316	<b>0.820</b>	0.307
As											1.00	0.207	0.101
Se												1.00	<b>0.653</b>
S													1.00

Жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции, значимые при 99 % доверительном уровне

Сумма содержаний благородных металлов в породах габбрового субкомплекса обычно варьирует от 50 *ppb* в бессульфидных породах, не имеющих такситовой текстуры, до 15 *ppm* в минерализованных породах зоны Роби. Brugmann et al. (1989) показали (табл. 9.15), что в составах пород существует сильная корреляция между Pd и Pt, Pd и Ni, Pt и Ni, Pd и Au, Se и Pd, Se и Ni, а также между Cu и всеми перечисленными элементами. Эти данные свидетельствуют, что распределение Pt, Pd и Au контролируется сульфидной фазой. Корреляция названных элементов с Ir и Os слабее. Более того, оруденение комплекса Лак дес Ил отличается чрезвычайно высоким отношением Pd/Ir (4 750 по сравнению с 23 в рифе Меренски) и Pd/Pt (11 в сравнении с 0.51 в рифе Меренски). Отсюда ясно, что процесс концентрирования ЭПГ сопровождался их сильным фракционированием (с наиболее эффективным накоплением Pd).

Увеличение содержаний РЗЭ в породах сопровождается увеличением содержаний ЭПГ. Исходя из данных Brugmann et al. (1989), среднее содержание Pt+Pd в такситовых габбро зоны Роби составляет 1.97 *ppm*, в пегматоидных габбро - 3.98 *ppm* и в пегматитах - 5.78 *ppm*. В габбро, не имеющих такситовой текстуры, среднее содержание Pt+Pd составляет 0.062 *ppm*. Отношения Pd/Ir и Pd/Pt согласованно увеличиваются с возрастанием содержания Pt+Pd. Средние величины этих отношений составляют: в габбро за пределами зоны Роби Pd/Ir = 119, Pd/Pt = 0.73; в такситовых габбро зоны Роби Pd/Ir = 3500, Pd/Pt = 4.4; в пегматоидных габбро Pd/Ir = 2770, Pd/Pt = 8.98; в пегматитах Pd/Ir = 8000, Pd/Pt = 12.9. Таким образом, процесс, вызвавший концентрирование РЗЭ, вызвал также увеличение относительных содержаний Pd+Pt, возрастание отношений Pd/Ir и Pd/Pt.

В августе 2001 г. работами компании NAP в габбровом субкомплексе Лак дес Ил была выявлена рудная зона "невидимка" ("no-see-em" zone), где ЭПГ образуют, в основном, в собственные минеральные фазы при очень незначительном развитии Fe-Ni-Cu сульфидов.

### 9.5.1.3. Генезис оруденения

По своему геологическому строению и распределению ЭПГ в габбровой части комплекса, Лак дес Ил сильно отличается от других интрузивных комплексов, несущих промышленное оруденение ЭПГ. Это уверенно свидетельствует о своеобразии его генезиса.

Macdonald et al. (1989) предположили, что в комплексе Лак дес Ил имела место интенсивная фракционная кристаллизация, которая вызвала обеднение остаточной жидкости Ir и Os и ее обогащение Pd, Pt и Au, а также определила высокие содержания Pt и Pd и высокие отношения Pd/Ir.

Другим объяснением генезиса оруденения может быть концентрирование ЭПГ надкритическими флюидами. Исходя из термодинамики, Lydon (1987) предположил, что Pt и Au могли быть мобилизованы в ходе гидротермального процесса. Возможность того, что Pt может транспортироваться гидротермами, подтверждается существованием богатых ЭПГ дунитовых трубок в Бушвельдском комплексе (Schiffries, 1982). Существует мнение (Ballhaus and Stumpfl, 1986; Boudreau et al., 1986), что гидротермы играли

важную роль и в концентрировании ЭПГ в сульфидах рифов Меренски и J–M. Развитие пегматитовых структур и интенсивный автометаморфизм в зоне Роби свидетельствуют о большой активности летучих. На этой основе, Watkinson and Dunning (1979), Talkington and Watkinson (1984), Sweeney and Edgar (1987) предположили, что ЭПГ были ремобилизованы и сконцентрированы в зоне Роби в результате деятельности флюидов. Однако, в южной части зоны первичная минералогия пород сохранилась достаточно хорошо, не показывая гидротермального изменения. Тем не менее, там развито вполне типичное оруденение, включая пегматиты с высокими содержаниями ЭПГ. Этот факт дает свидетельство против прямой связи оруденения с гидротермами.

Многие особенности зоны Роби позволяют предполагать, что там имело место переплавление магматических пород.

1. В этой зоне широко развиты брекчии, где обломки мелагаббро, габбро, анортозитовых габбро и анортозитов включены в матрицу, состав которой меняется от мелагаббро до анортозитового габбро. Геологические данные свидетельствуют, что брекчия является магматической и при ее образовании произошло плавление (по крайней мере, частичное) многих разновидностей габбро.
2. За пределами рудной зоны и в ее относительно низкотемпературных частях встречаются секущие пироксенитовые дайки, но на многих участках рудной зоны дайки пересекаются поздними пегматитами, местами сохраняются только реликты пироксенитов – в виде каплевидных обособлений и обломков в габбровой матрице. Интерпретируя эти наблюдения, автор предполагает, что при внедрении даек в одних местах габбро представляли затвердевшую породу и растрескивались при вхождении пироксенитов. В других местах габбро оставались по-прежнему жидкими, и пироксенитовая жидкость интродировала в габбровую магму. В третьих местах происходило переплавление габбро, и вторичный габбровый расплав прорезал затвердевшие пироксениты, что приводило к появлению пироксенитовых обломков в габбровой матрице.
3. Широко развиты пегматиты, прорезающие другие типы пород. Местами пегматиты развиваются на продолжении тел пегматоидных габбро.
4. Между лейкократовыми и меланократовыми габбро иногда наблюдаются фестончатые контакты, что предполагает одновременное присутствие жидких фаз различного состава.

McViney (1987) предположил, что если через горячий силикатный (или сульфидно-силикатный) кумулус будет проходить водный флюид, это вызовет частичное плавление кумулатных пород. Зона плавления, вызванная прохождением летучей фазы, будет прогрессивно продвигаться вверх через кумулус, оставляя позади тугоплавкий нерасплавленный материал и продукты кристаллизации вторичного расплава. Этот процесс, по предположению McViney (1987), будет являться аналогом процесса зонного рафинирования, применяемого в индустрии (суть зонного рафинирования в металлургии описана в главе 2). Кумулаты при зонном рафинировании будут очищаться от несовместимых элементов. Последние будут удерживаться в продвигающемся частичном расплаве и концентрироваться в нем. До тех пор, пока частичный расплав остается недосыщенным серой, сульфиды, содержащиеся в кумулатных породах, будут уходить в расплав. Соответственно, перейдут в расплав Au, Pd и Pt, несовместимые с минералами силикатного кумулуса. Os, Ir и Ru являются более совместимыми, их содержания в расплаве не будут возрастать столь быстро (если будут возрастать вообще). Таким образом, зонное рафинирование не только обеспечит концентрирование Pt, Pd и Au в расплавленной фазе, но и вызовет их накопление относительно Ir, Os и Ru. Платина считается менее несовместимой, чем палладий, так что она будет концентрироваться в расплаве в меньшей степени, что обусловит высокие отношения Pd/Pt. Как только частичный расплав насытится серой, сульфиды станут переходить в осадок. Они, в связи с интенсивным распределением ЭПГ в сульфидную жидкость, будут удерживать большую часть ЭПГ, формируя зоны платино-металльного оруденения.

Wignall et al. (1989) предположили, что зона Роби комплекса Лак дес Ил, где имеются свидетельства высокой концентрации летучих и вторичного переплавления магматических пород, представляет зону сброса ЭПГ, собранных из габбрового кумулуса путем зонного рафинирования.

Зонное рафинирование в природе вряд ли будет однородным процессом, подобным управляемому процессу в индустрии. Степень переплавления будет различной так же, как и степень удаления остаточного расплава. Предполагается, что такситовые габбро, вмещающие оруденение, представляют остаток частичного плавления, сопровождавшегося процессом зонного рафинирования. Пегматоиды, пегматиты, обособления богатого плагиоклазом габбро, дайки и жилы представляют продукт зонного рафинирования. Зонное рафинирование, проходя через некоторый участок расслоенной интрузии, вызовет снижение там содержания ЭПГ. Концентрирование ЭПГ может начаться в тылу колонны зонного рафинирования только там, где сульфиды будут уходить в осадок. Следует подчеркнуть, что те породы в зоне плавления, которые содержали сульфиды (например, пироксенитовые дайки), не будут терять свои сульфиды при зонном рафинировании, если расплав насыщен серой. Наоборот, сульфиды пироксенитов будут концентрировать Pt, Pd и Au из расплава и обогатятся этими элементами.

Выше говорилось, что мощные реакционные зоны, развитые на контакте комплекса Лак дес Ил с талитовыми интрузиями, свидетельствуют о примерной разновозрастности мафит-ультрамафитовых и фельзитовых пород, что подтверждается и абсолютными датировками. Таким образом, внедрившиеся чуть позже фельзитовые тела, служившие источником водного флюида, поставляли этот флюид тогда, когда породы комплекса Лак дес Ил оставались горячими. В такой обстановке вода служила флюсом и вызывала частичное плавление кумулатов мафитового комплекса, с продвижением фронта плавления снизу вверх, как было описано выше. Иллюстрация этого процесса представлена на рис. 9.56. Зона плавления продвигается вверх через мафитовый кумулус и собирает ЭПГ, концентрируя и транспортируя эти элементы в богатом летучими частичном расплаве. Когда зона плавления достигает пироксенитового слоя (силла), частичное плавление в основном прекратится в связи с более высокой температурой плавления пироксенитов. Исключая немногие места, где возможен прорыв, частичный расплав будет подпруживаться пироксенитовым слоем и, рано или поздно, начнет кристаллизоваться. При этом выделятся несмешиваемые сульфиды, в которые войдут ЭПГ, уже сконцентрированные в расплаве. Представляется вероятным, что флюиды, освобожденные после кристаллизации расплава, будут проникать в подпруживающий пироксенит и привносить ЭПГ, вызывая увеличение их содержаний в пироксенитовом слое. В тех местах, где частичный расплав прорывался через пироксенит, он остывал и кристаллизовался выше, а ЭПГ-содержащие флюиды проходили еще дальше, отлагая ЭПГ в виде платинометаллических фаз и формируя рудную зону "невидимку".

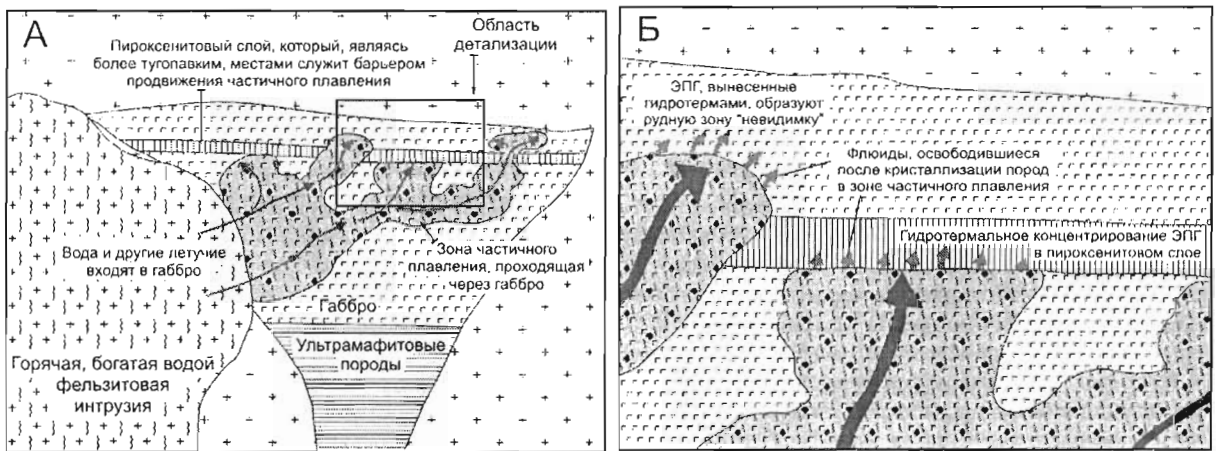


Рис. 9.56.

Модель формирования оруденения зоны Роби габбрового субкомплекса Лак дес Ил.

На рисунке А показана зона частичного плавления, где сегрегируется несмешиваемая сульфидная жидкость, после кристаллизации которой образуются ЭПГ-содержащие такситовые габбро, пегматоиды и пегматиты. Эта зона, продвигаясь через габбровые породы, частично останавливается у пироксенитового слоя. На рисунке Б представлена детализация, где показаны зоны концентрирования ЭПГ, вынесенных флюидами после кристаллизации пород в зоне частичного плавления

### 9.5.2. Интрузивный комплекс Лонгвудс (Новая Зеландия)

Интрузивный комплекс Лонгвудс, размер обнаженной части которого составляет 32 x 12 км, находится у южной оконечности Южного острова Новой Зеландии. На этой площади имеются россыпи золота (разрабатывавшиеся в 1897–1907 гг.), содержащие минералы ЭПГ, в основном брэггит и куперит. Присутствие последних стимулировало проведение здесь геологоразведочных работ на коренное оруденение ЭПГ во время "платинового бума" 1997–2001 гг.

Краткие сведения о комплексе помещены в книгу потому, что он представляет пример ассоциации ЭПГ с интрузивными образованиями известково-щелочной специализации, сформированными в островодужной обстановке. Комплекс Лонгвудс принадлежит поясу Брук Стрит, образованному вулканическими, осадочными и интрузивными породами (преимущественно пермскими), который протягивается через весь Южный остров. К западу от него находится фрагмент Гондваны. Пояс Брук Стрит является одним из террейнов (terrane), наращивавших (accreted) кратон.

В состав комплекс Лонгвудс входит расслоенная серия Пахия, трондьемиты, маргинальные диориты и малые интрузии гранитоидов (Cowden et al., 1990). Фельзитовые интрузии, в основном, распространены у основания расслоенной серии. Серия Пахия обнажена слабо, но редкие обнажения и делювий показывают, что она расслоена как по составу минеральных фаз, так и по их количественному соотношению. Серия Пахия образована оливиновыми габбро, габброноритами и роговообманковыми габбро с небольшим участием перидотитов, троктолитов и анортозитов. Диаграмма, где вынесены составы оливинов и плагиоклазов (рис. 9.57), показывает, что плагиоклазы мафитовых пород отличаются высоким содержанием анортита, что характерно для известково-щелочных образований.

Комплекс Лонгвудс разведывался несколькими компаниями. На его площади найдены почвенные аномалии ЭПГ, но горизонты, обогащенные ЭПГ в коренном залегании, до сих пор не обнаружены.

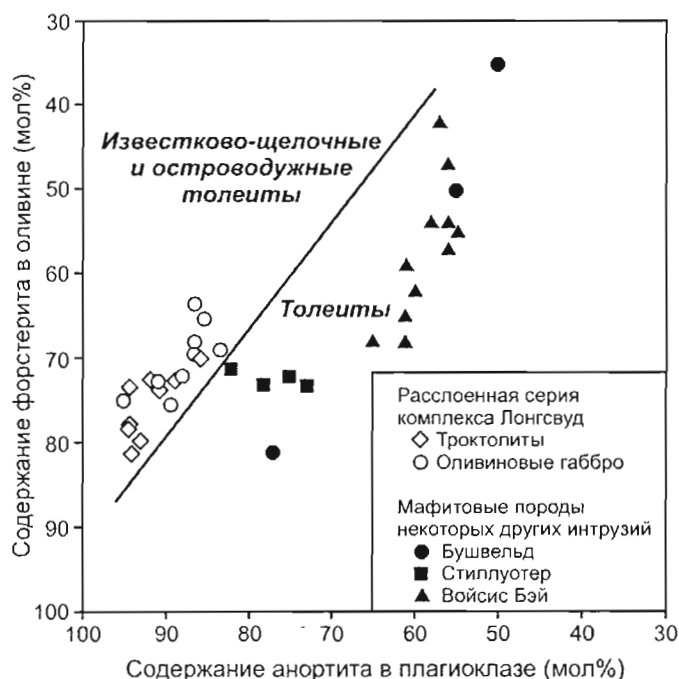


Рис. 9.57.

Диаграмма, показывающая соотношение содержаний форстерита в оливине и анортитового компонента в плагиоклазе в породах расслоенной серии комплекса Лонгвудс по сравнению с мафитовыми породами комплексов Бушвельд и Стиллуотер и интрузии Войсис Бэй

## 9.6. Месторождения Уральского платиноносного пояса

Специфика месторождений Уральского платиноносного пояса состоит в том, что они, в отличие от всех описанных выше месторождений (исключая, интрузивный комплекс Лонгвудс, где месторождения неизвестны), формировались при орогенических процессах у активного края океанической плиты.

Согласно О.К. Иванову (1997), под Уральским платиноносным поясом (УПП) понимается цепь сложных плутонов дунит-габбро-плагногранитного состава, расположенных вдоль западного борта Тагильского синклинория. Пояс, ориентированный с севера на юг, согласно простираению Уральской складчатой области, прослежен на расстояние 920 км - от 64° 40' до 55° 40' с.ш. (рис. 9.58). В составе плутонов выделяются несколько интрузивных фаз, главными из них являются дуниты, габбро, гранитоиды (плагнограниты, диориты, кварцевые диориты), сиениты и дайки диабазов (Иванов, 1997; Ферштатер и др., 1999; Золоев и др., 2001). Для интрузивных пород имеются многочисленные, проведенные различными методами определения абсолютного возраста, но, из-за наличия в породах примеси более древних радиогенных компонентов, их данные остаются противоречивыми. По мнению К.К. Золоева (личное сообщение, октябрь 2001)<sup>48</sup>, наиболее вероятным возрастом интрузивных образований будет следующий: дуниты - O<sub>3</sub>, габбро - O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>, гранитоиды - S<sub>2</sub>, сиениты - S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>. Вмещающими породами являются осадочные и

<sup>48</sup> Устная информация, на которую делаются ссылки в настоящем разделе, была получена В.А. Федоренко во время его посещения г. Екатеринбург в 2000–2001 гг.

## Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

вулканические образования среднеордовикского - нижнедевонского возраста. Современные исследователи в основном считают, что интрузии и вмещающие их породы формировались в островодужной обстановке (ссылки в работах О.К. Иванова, 1997; К.К. Золоева и др., 2001).

К.К. Золоев с соавторами (2001) выделили в Уральской складчатой области около 20 типов платино-металльного оруденения. По мнению автора, наибольший интерес для широкого читателя представляют три из них: Нижнетагильский, Волковский и Баронский.

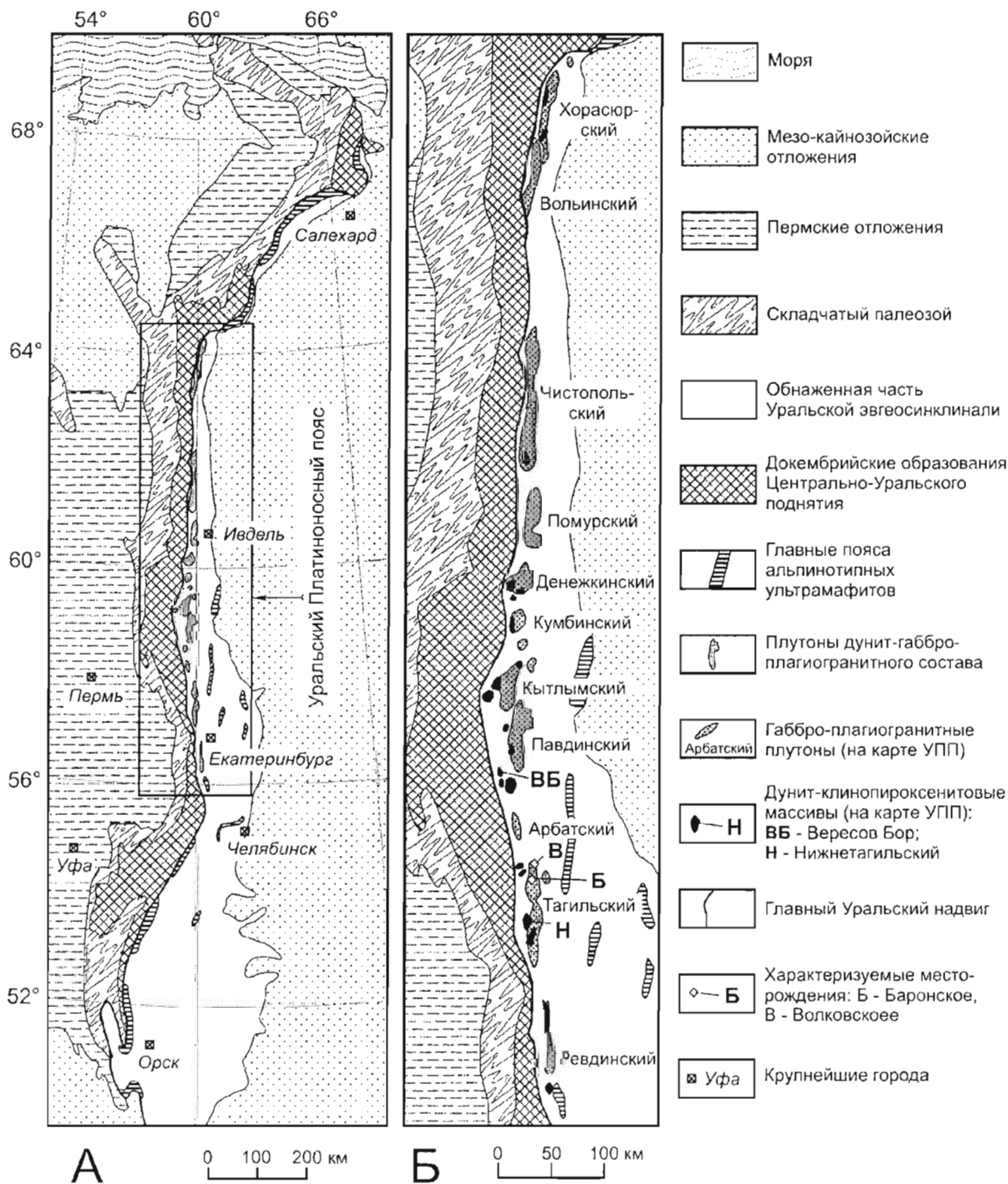


Рис. 9.58.

Положение Уральского платиноносного пояса (УПП) в структуре Уральской складчатой области (А) и схема расположения интрузивных массивов УПП (Б). По О.К. Иванову (1997)



### 9.6.1. Оруденение Нижнетагильского типа

Нижнетагильский тип оруденения является источником знаменитых Уральских платиновых россыпей, обрабатываемых с 1824 г. Кроме того, в связи с ним на Урале в 1892–1898 годах были открыты первые в России и в мире коренные месторождения платины.

Оруденение связано с интрузиями клинопироксенит-дунитового состава - первой фазой сложных плутонов Уральского платиноносного пояса. Такие интрузии обычно называются в литературе интрузиями Аляскинского или Уральско-Аляскинского типа. Johan (2002), который представил подробный обзор литературы, пришел к выводу, что важнейшие характеристики этих интрузий были определены в работе Taylor (1967) и они до сих пор остаются в силе.

1. Интрузии имеют зональное строение. В их ядре находятся дуниты, которые по направлению к краям массивов последовательно сменяются оливковыми клинопироксенитами, биотитовыми и роговообманковыми клинопироксенитами, горнблендитами и габбромонцитонитами. Каждая порода обычно имеет однородный состав. Переходы между породами, как правило, постепенные, хотя на островах Юнион и Дьюк, где дуниты включают гигантские блоки оливковых клинопироксенитов, возрастные соотношения противоречивы. Вызывает споры взаимоотношение между ультрамафитовыми и габбровыми породами. Российские исследователи (например, Ivanov et al., 1975) склоняются к метасоматическому, а западные геологи (например, Taylor, 1967, Irvine, 1963, 1974; Findlay, 1969) к магматическому происхождению последних.
2. В ультрамафитовых породах нет ортопироксена, а плагиоклазы, исключая зоны горнблендитов, исключительно богаты кальцием ( $А_{90-98}$ ).
3. Оливинны дунитовых ядер очень магнезиальны ( $F_{0.93}$ ). В оливковых клинопироксенитах их магнезиальность снижается до ( $F_{0.75}$ ), клинопироксены имеют состав ( $Di_{99-70}$ ).
4. Хромит встречается только в дунитовых ядрах. Оксиды железа в дунитах и клинопироксенитах представлены только магнетитом и ильменитом.

Согласно обзору Johan (2002), много споров вызывает генезис интрузий. Западные геологи обычно считают, что ультрамафитовые породы произошли путем фракционной кристаллизации из мафитовой магмы щелочной специализации (об этом свидетельствует, например, развитие нефелина в тылантах краевой зоны Нижнетагильского массива). Во всех породах отсутствует ортопироксен, так что активность  $SiO_2$  во время кристаллизации оставалась низкой. Некоторые исследователи полагают, что габбро не имеют генетической связи с ультрамафитовыми породами, но тот факт, что они обычно встречаются совместно, противоречит этому мнению. В большинстве случаев интрузии находятся в островодужной обстановке, единственное исключение представляют интрузии Алданского щита. Johan (2002) поддержал предположения Миггау (1972), что интрузии Уральско-Аляскинского типа были подводными трубами андезитового вулканизма, где на глубине происходило фракционирование, а оливин сконцентрировался в центре труб, благодаря дифференциации течения. По мнению автора, эта модель не может считаться единственной, поскольку трудно представить, что хорошо сохранившаяся поперечная полосчатость в породах, богатых оливинном, задокументированная Irvine (1974), может появиться при течении материала вверх по трубе.

О.К.Иванов (1997) называл интрузии Уральско-Аляскинского типа, развитые на Урале, концентрически-зональными пироксенит-дунитовыми массивами. В Уральском платиноносном поясе выделяется 35 таких массивов. Их размер варьирует от  $0.2 \times 0.6$  до  $6 \times 14$  км. В плане они обычно представляют собой линзообразные тела, вытянутые с севера на юг. Крупнейшим, наиболее изученным из них, и единственным, где документально зафиксирована обработка коренной платины, является Нижнетагильский массив. По этой причине, сохраняя за интрузиями название "Уральско-Аляскинский тип", автор, вслед за К.К.Золосевым и др. (2001), называет связанную с ними рудную минерализацию оруденением Нижнетагильского типа.

Центральная часть развитых в УПП массивов Уральско-Аляскинского типа занята дунитами, периферия представлена клинопироксенитовой оторочкой. О.К.Иванов (1997) подразделил породы, образующие дунитовые ядра, на протодуниты, перекристаллизованные дуниты и развитые между ними квазидуниты. Протодуниты представляют собой тонкозернистые породы с равномерно распределенным аксессуарным хромитом (0.6–1.0 мол%). Среди перекристаллизованных дунитов выделяются мелко-, средне-, крупно-, гигантозернистые разновидности и дунит-пегматиты. Эти породы характеризуются неравномерным распределением хромита, образующим сегрегации различной морфологии и размера, которые контролируют платиновую минерализацию (см. приведенное ниже описание Нижнетагильского массива). О.К.Иванов (1997) пришел к выводу, что образование хромитовых сегрегаций и платиновой минерализации происходило на позднемагматической стадии эволюции массивов, совпадая с перекристаллизацией дунитов. При этом он полагает, что Cr и Pt сконцентрированы в верхней части (не обязательно самой верхней) дунитовых ядер, в зоне мощностью около 500 м. Идея о поздне-позлемагматическом происхождении Cr–Pt минерализации в какой-то мере подтверждается составом оливиннов в дунитах Нижнетагильского массива. Содержание форстеритовой молекулы в оливинах, обычно составляющее 93–94 мол%, снижается до 88–90 мол% в местах развития минерализации (Волченко, 1999). Клинопироксениты, окружающие дунитовые ядра массивов, представляют собой, по мнению О.К.Иванова (1997), метасоматические образования, сформированные на контакте дунитов с вмещающими терригенно-вулканическими породами.

Нижнетагильский массив, как говорилось, является крупнейшим среди пироксенит-дунитовых массивов УПП. Размер его обнаженной части составляет 6x14 км (50.1 км<sup>2</sup>). Обнаженное дунитовое ядро имеет размер 5.5x10.5 км (31.8 км<sup>2</sup>) и окружено каймой клинопироксенитов (с участием верлитов) шириной 60-2000 м, общей площадью 18.3 км<sup>2</sup>. В разрезе тело круто погружается к востоку.

Ядро Нижнетагильского массива в основном образовано протодунитами (рис. 9.59). Перекристаллизованные дуниты развиты на достаточно ограниченной площади его центральной части. Хромитовые сегрегации преимущественно сконцентрированы в периферических зонах перекристаллизованных дунитов - в средне-, крупно- и гигантозернистых разностях. Зоны, обогащенные хромитом, представляют собой кольцеобразные, дугообразные тела и тела неправильной формы. Хромит образует выделения различной морфологии: прожилки, шпирсы, сетчатые образования и т.д. Размер этих выделений обычно варьирует от нескольких миллиметров до десятков сантиметров по мощности и от нескольких сантиметров до нескольких метров по удлинению. Уникальным является рудное тело шахты Господская - вертикальный столб диаметром 5-7 м, прослеженный до глубины 180 м и уходящий ниже. Прожилки хромита, насыщающие тело, вытянуты вдоль столба. Содержание хромита в хромитовых сегрегациях различно, оно варьирует от 15 до 100 мод% (Иванов, 1997). Однако, содержание самих хромитовых сегрегаций в дунитах Нижнетагильского и других массивов ничтожно - много менее 0.01 % (О.К.Иванов, личное сообщение, декабрь 2000).



Рис. 9.59.

Геологическая карта Нижнетагильского пироксенит-дунитового массива (по О.К. Иванову, 1997). Тылаит - габброид, разновидность оливнинового габбро, содержащая 65% диопсида, иногда с гиперстеном, 11% оливина, 20% плагиоклаза (от битовнита до анортита) и 4% биотита, магнетита и зеленой шпинели. Обладает порфиоровидной или криптовой структурой (Петрографический словарь под редакцией В.П.Петрова, О.А.Богатикова, Р.П.Петрова, М., Недра, 1981)

Специальное исследование, посвященное распределению Pt в различных силикатных породах и хромитовых сегрегациях Нижнетагильского массива, выполнено О.К. Ивановым (1996), который организовал анализ представительной коллекции, включающей 361 образец (весом 0.4–0.5 кг каждый), в Тульской лаборатории ЦНИГРИ. Анализ выполнялся химико-спектральным методом. Для каждого образца делалось 2–3 определения, и рассчитывался средний результат. Обобщенные данные этого исследования представлены в табл. 9.16. В тексте статьи О.К.Иванов (1996) уточняет, что содержания Pt в силикатных породах обычно не превышают 200 мг/т. Содержания в хромитовых сегрегациях варьируют от 40 до 20000 мг/т; более половины анализов попадает в интервал 500–10 000 мг/т. По данным предшествовавших работ известны гораздо более высокие содержания - до 570 г/т, а отдельные образцы из шахты Господская имели концентрации платины до 4.5 кг/т (Иванов, 1997).

Таблица 9.16

**Средние содержания Pt и Pd (мг/т) в силикатных породах и хромитовых сегрегациях Нижнетагильского пироксенит-дунитового массива (по О.К.Иванову, 1996)**

Порода	Кол-во образцов	Содержания		% пустых образцов	
		Pt	Pd		
Клинопироксениты	Магнетитовые	4	23.5	0	0
	Мономинеральные	5	11.0	0	0
	Оливиновые	1	7.5	0	0
	Верлиты	3	30.0	0	0
Дуниты	Протодуниты	28	41.9		7.1
	Мелкозернистые	22	56.5	0	40.9
	Среднезернистые	56	13.8		73.2
	Крупнозернистые	51	11.6		80.4
	Дунит-пегматиты	9	73.2	0	55.5
Хромитовые сегрегации	Микрошлиры	2	180	0	0
	Мелкие шлиры	4	107	0	0
	Шлиры	168	3000	0	0
	Сливной хромит	5	2282	6	0
	Жилы в квазидунитах	3	7483	30	0

Платина Нижнетагильского массива представлена тетраферроплатиной с подчиненным количеством изоферроплатины. Размер зерен варьирует от 5x5 до 1000x2000 микрон (две трети из них имеют размер менее 100 микрон). Платина включает мелкие (10 x 10–20 микрон) зерна иридоосмина и самородного Os (Волченко, 1999). По данным микроанализа (10 определений), металл имеет следующий средний химический состав (вес%): Pt - 76.4; Pd - 0.23; Ir - 2.8; Os - 0.25; Ru - 0.16; Rh - 0.46; Fe - 13.7; Cu - 2.1; Ni - 2.3 (Волченко, 1999).

Промышленная значимость оруденения Нижнетагильского типа определяется, в первую очередь, тем, что оно является источником крупнейших в мире Уральских платиновых россыпей. Из этих россыпей, с начала их освоения в 1824 г., добыто несколько сотен тонн металла. Добыча коренной платины, осуществлявшаяся старателями вместе с обработкой россыпей, документально зафиксирована только в Нижнетагильском массиве. В период с 1892 года до конца 1940-х годов здесь было найдено и отработано более 1600 хромитосодержащих шлиров. Рудное тело шахты Господская отработывалось до глубины 180 м. Общая добыча платины из россыпей и коренных месторождений Нижнетагильского массива с начала их разработки оценивается в 160 тонн, но доля коренного металла в балансе добычи остается неясной (Волченко, 1999).

К настоящему времени в Нижнетагильском массиве известно больше платиноносных хромитовых шлиров, чем во всех других пироксенит-дунитовых массивах Урала, вместе взятых. Однако, это может быть связано с тем, что Нижнетагильский массив обнажен значительно лучше большинства других. Судя по россыпной продуктивности, оруденение Нижнетагильского массива не является уникальным. Из расположенной в 150 км к северу Исковской россыпи, берущей начало у массивов Светлый Бор, Вересов Бор и Каменушкинский, было добыто больше платины, чем из россыпей у Нижнетагильского массива (Л.И.Десятниченко, личное сообщение, декабрь 2000). Два крупнейших в мире платиновых самородка (весом 9620 и 8395 г, последний выставлен в экспозиции Алмазного Фонда в Московском Кремле) были найдены у массива Вересов Бор (И.А.Малахов, П.Л.Бурмако, И.В.Савохин, личное сообщение, июнь 2001).

Происхождение оруденения Нижнетагильского типа остается не вполне понятным. Очевидно, что и платина, и хромит были мобилизованы и перераспределены. Однако, неясно, была ли Pt мобилизована совместно с хромитом или позже и накапливалась в зонах, уже обогащенных хромитом. Неясно, является ли ассоциация Pt с хромитом результатом химических реакций на поверхности хромитовых зерен, либо причина накопления Pt заключается в разнице физических свойств пород, лишенных и включающих хромитовые сегрегации. Последние могли подвергаться более интенсивному растрескиванию с образованием каналов, по которым более легко проходили ЭПГ-содержащие флюиды.

### 9.6.2. Оруденение Волковского и Баронского типов

Габбровые массивы, принадлежащие второй фазе сложных плутонов Уральского платиноносного пояса, вмещают Pd-содержащее Cu-Fe-V-Ti-P оруденение Волковского типа и Pd-Au-Pt оруденение Баронского типа. В настоящее время известно только по одному месторождению того и другого типа (соответственно, Волковское и Баронское). Оба они находятся в северной части Тагильского плутона (рис. 9.58, 9.60), которая в некоторых работах (например, Самонов, Пожариский, 1974) называется "Волковским габбровым массивом".

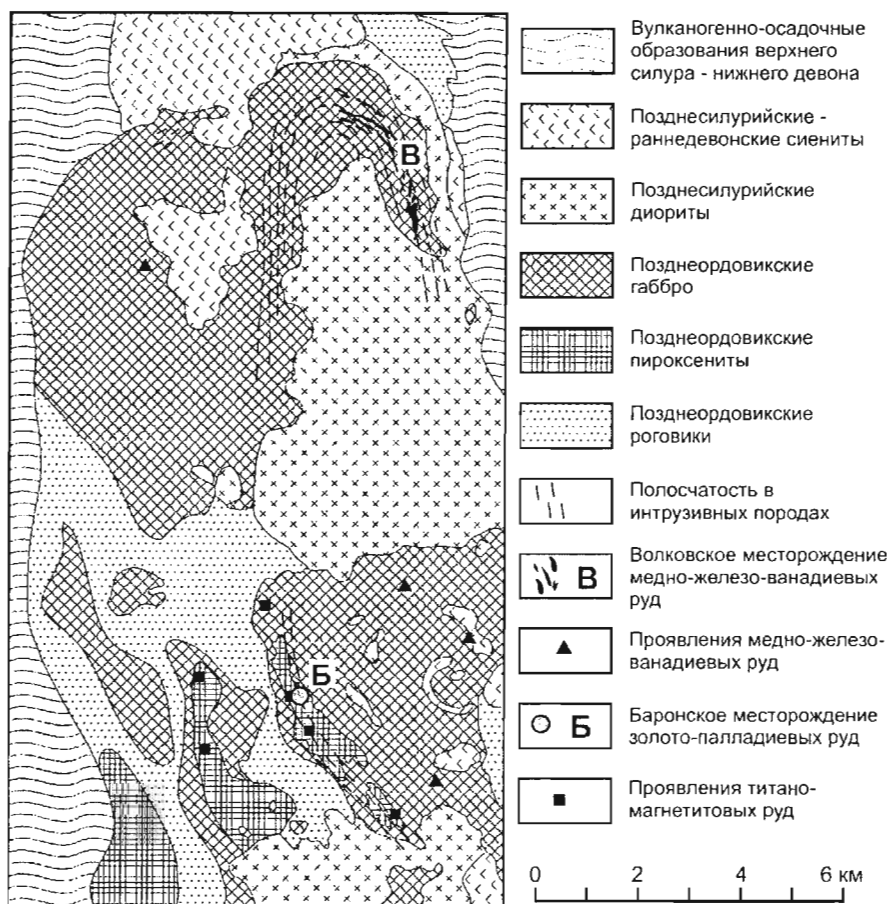


Рис. 9.60.

Геологическая карта района Волковского и Баронского месторождений (по неопубликованным материалам Уральской геологосъемочной экспедиции)

#### 9.6.2.1. Волковское месторождение

Это месторождение, локализованное в восточной части северного окончания Волковского габбрового массива (рис. 9.60), известно с 1912 года. С тех пор оно периодически разведывалось и обрабатывалось небольшими карьерами и подземными выработками. Ограниченная отработка открытым способом продолжается до сих пор (2001 г.). Обстоятельные разведочные работы на месторождении были проведены в 1955–1960 гг. К.Д. Тимоховым с сотрудниками. Полученная ими геологическая информация с достаточной полнотой представлена в опубликованной работе И.З.Самонова и И. Ф.Пожариского (1974).

Главным полезным ископаемым месторождения является медь, запасы которой, в значительной степени отработанные, составляли около 2 млн т. Существенное значение имеют Fe, V, Ti, и P; в качестве примесей представлены Au, Ag, Pd, Se и Te. Основные минералы меди – борнит и халькопирит. Fe, V и Ti концентрируются в ванадийсодержащем титаномагнетите, носителем фосфора является апатит.

Рудная зона месторождения, в составе которой насчитывается около 200 рудных тел, залегает согласно простиранию и падению вмещающих пород. Она прослежена на расстояние около 3 км (рис. 9.61) при мощности несколько сотен метров (рис. 9.62). Рудная зона является прерывистой, в связи с чем месторождение подразделяется на четыре участка: Северо-Западный, Волковский, Промежуточный и Лаврово-Николаевский (рис. 9.62).

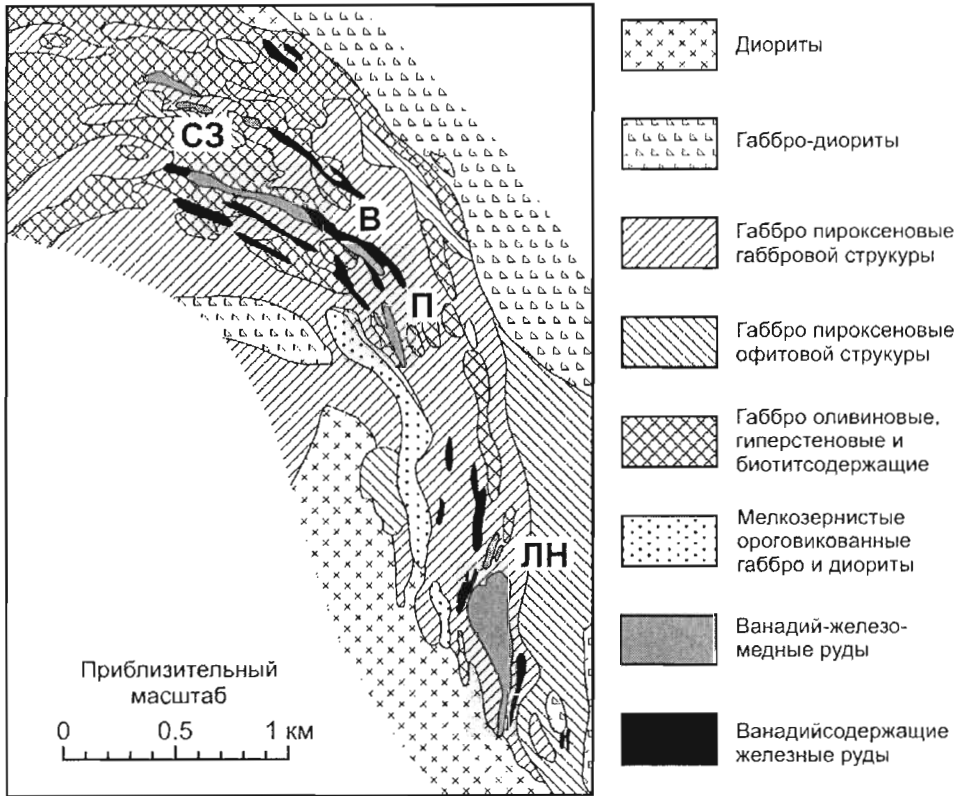


Рис. 9.61.

Геологическая карта Волковского месторождения (по К.Д. Тимохову и др.), представленная в работе И.З. Самонова и И. Ф. Пожариского (1974).  
Участки месторождения: СЗ - Северо-Западный, В - Волковский, П - Промежуточный, ЛН - Лаврово-Николаевский

Падение рудной зоны (и рудных тел) меняется от крутого ( $60^\circ$ ) южного на Северо-Западном участке до более пологого ( $38^\circ$ ) западного на Лаврово-Николаевском участке (Самонов, Пожариский, 1974). В разрезе месторождения, напоминающем разрез запрокинутой антиклинальной складки, руды локализованы в висячем боку присводовой части антиклинали (рис. 9.63). Большинство рудных залежей сложено как медносульфидными, так и титаномагнетитовыми - апатитовыми рудами, реже встречаются самостоятельные тела медносульфидных руд. Несмотря на обычное совместное нахождение, медносульфидное оруденение занимает более высокое положение по отношению к титаномагнетитовому. Последнее чаще всего встречается в битовнитовых, а медносульфидное - в лабрадорных габбро (рис. 9.63). Заметим, что присутствие в Волковском массиве битовнитовых и анортитовых габбро дает дополнительное свидетельство его образования в островодужной обстановке.

Медносульфидные руды Волковского месторождения являются вкрапленными и прожилково-вкрапленными, реже встречаются шлиры и жилы массивных руд. Рудные тела не имеют естественных границ, они оконтуриваются по бортовому содержанию  $Cu = 0.4$  вес%. Среднее содержание  $Cu$  в рудах месторождения составляет 1.5 вес%.

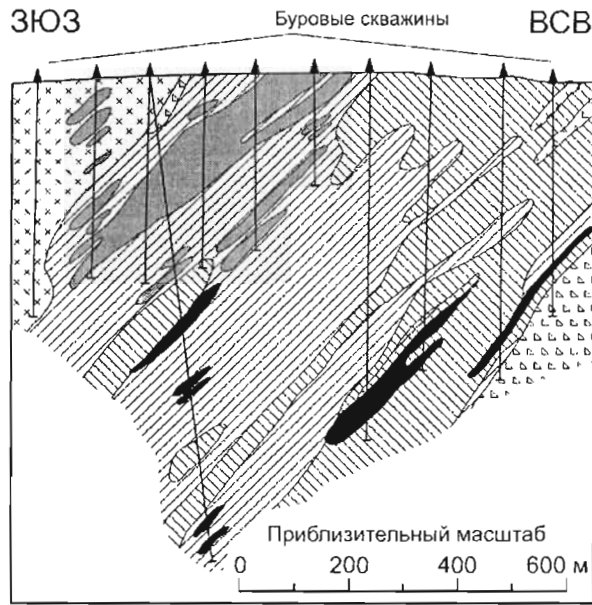


Рис. 9.62.

Геологический разрез Лаврово-Николаевского участка Волковского месторождения (по К.Д. Тимохову и др.), представленный в работе И.З. Самонова и И.Ф. Пожариского (1974).  
Условные обозначения приведены на рис. 9.61

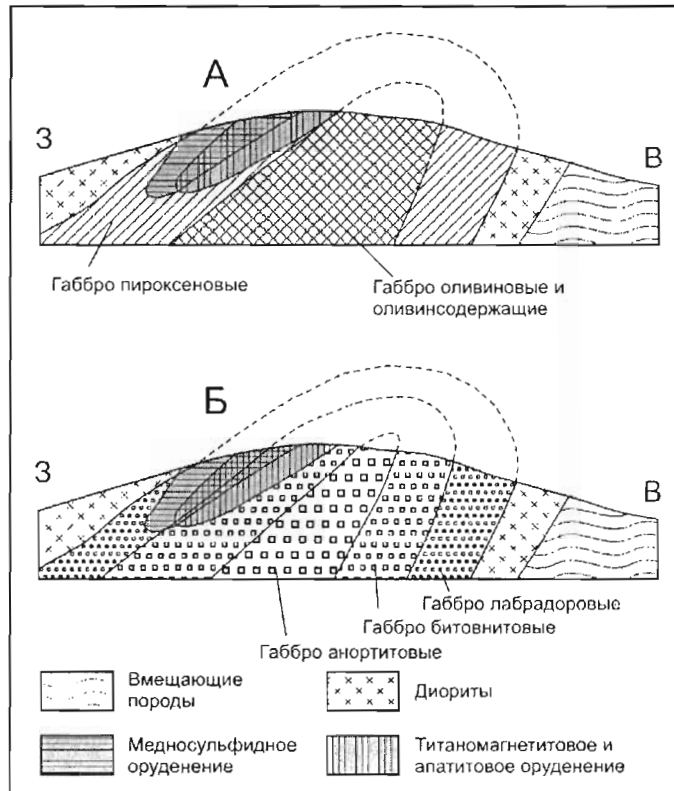


Рис. 9.63.

Схема внутреннего строения Волковского массива (по К.Д. Тимохову и др.),  
представленная в работе И.З.Самонова и И. Ф.Пожариского (1974).  
Габбровые породы массива расчленены по распределению темноцветных минералов (А)  
и основности плагиоклаза (Б)

В 1987–1989 гг. Уральская геологосъемочная экспедиция провела специальное исследование распределения благородных металлов в месторождении. Было установлено, что среднее содержание Pd+Pt в рудах составляет 0.11–0.18 г/т при отношении Pd/Pt ~50. ЭПГ ассоциируют с сульфидами меди и преимущественно накапливаются в верхней части рудной зоны, где их содержание достигает 0.3–1.0, местами 5–10 г/т. Главные минералы-концентраторы - борнит, где содержание Pd достигает 22.65 г/т, Pt - 0.34 г/т, и халькопирит, содержащий до 11.42 г/т Pd и до 0.24 г/т Pt. Установлены собственные минеральные фазы благородных металлов: самородное Pd-содержащее золото, меренскит, котульскит, кейтсонит, гессит, Pd-содержащий теллурид меди и кобальта (К.К.Золоев, А.Н.Мардиросьян, неопубликованная рукопись, 2000).

### 9.6.2.2. Баронское месторождение

В 1986 г. сотрудник Уральской геологосъемочной экспедиции (УГСЭ) А.Н. Мардиросьян проводил исследование платинометалльной минерализации Волковского габбрового массива к югу от Волковского месторождения. В его образцах, отобранных у Баронского проявления титаномагнетитовых руд (см. рис. 9.60), были установлены содержания Pd до 33.15 г/т, Au до 23.52 г/т и Pt до 0.5 г/т (анализы Ю.А.Волченко, Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН). В 1995–1998 гг. зона минерализации была вскрыта канавами УГСЭ. В 1999 г. лицензию на оценку и разведку оруденения получила компания "Eurasia PGM Ltd", которая поставила горные и буровые работы. Бурение показало, что рудная зона, имеющая крутое (до вертикального) падение при мощности 3–10 м, прослеживается на глубину до 50–70 м. По данным отпробования канав и скважин, средние содержания благородных металлов в рудной зоне составили: Pd = 5 г/т, Au = 2 г/т, Pt = 0.5 г/т (Шалагинов, 1999).

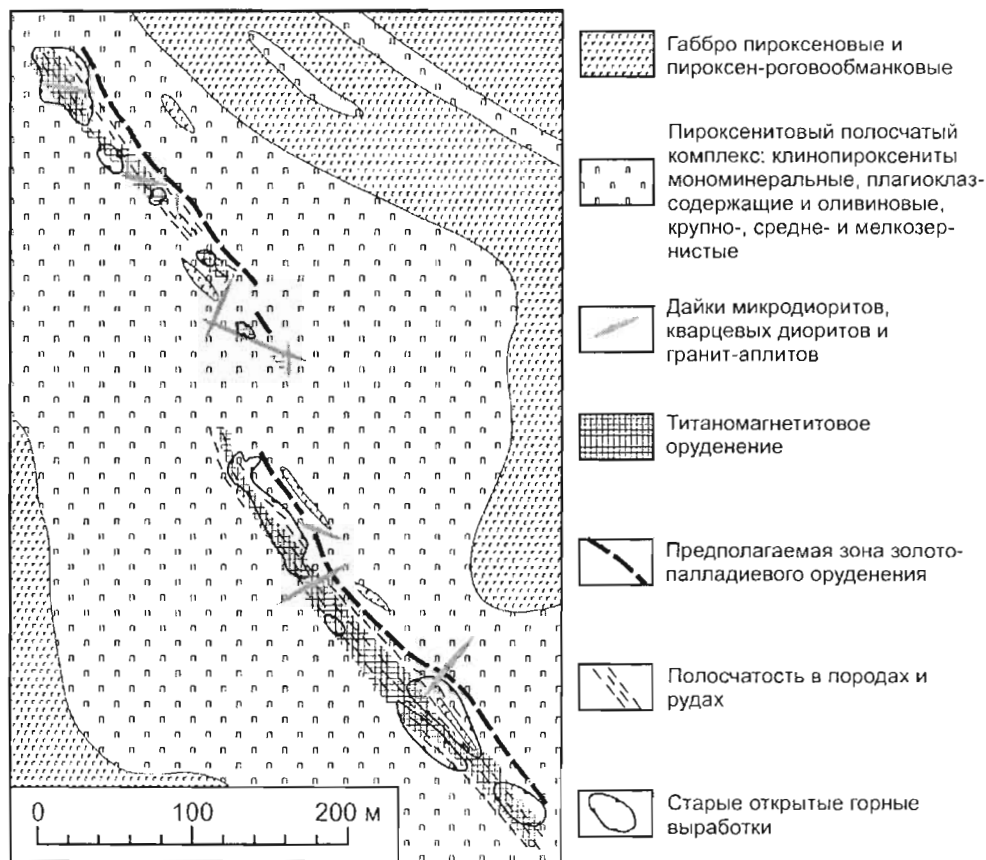


Рис. 9.64.

Схематическая геологическая карта Баронского месторождения (по К.К. Золоеву и др., 2001)

Баронское месторождение приурочено к телу полосчатых клинопироксенитов (размером 300x600 м), залегающему внутри габбрового массива (рис. 9.64). Пироксениты представлены мономинеральными, плагиоклазсодержащими и оливиновыми разновидностями - крупно-, средне- и мелкозернистыми. В близком соседстве с рудной зоной находятся залежи титаномагнетитовых руд (рис. 9.64), которые обрабатывались где-то в 19-ом или начале 20-го столетия. В зоне оруденения клинопироксениты содержат

## Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

титаномагнетит и апатит (от рассеянной вкрапленности до более 25 мод% того и другого). Полосчатый клинопироксенитовый комплекс включает тела брекчиевидных и пегматоидных пироксенитов и пластообразные тела своеобразных апатитовых оливинитов (рис. 9.65 и 9.66). Последние содержат примерно 60 мод% оливина и от 5–10 до 25% апатита. Содержание  $P_2O_5$  составляет ~8 вес% при 29–32 вес%  $SiO_2$  и 24–26 вес%  $MgO$  (табл. 9.17).

Таблица 9.17

### Химические составы апатитовых оливинитов Баронского месторождения (по Ю.А. Волченко и др., 1998)

Образец	56В	56Р	829/4	Среднее
SiO <sub>2</sub>	29.50	29.23	31.60	30.11
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.04	0.05	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.10	1.00	1.80	1.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.33	9.65	9.23	9.40
FeO	1.96	1.88	2.14	1.99
MnO	0.15	0.11	0.10	0.12
MgO	24.28	26.36	25.80	25.48
CaO	12.12	10.61	10.89	11.21
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.11	0.18	0.12
K <sub>2</sub> O	0.04	0.02	0.05	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	8.20	7.89	7.82	7.97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	<0.01		
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02		0.02
ППП	8.70	9.60	7.80	8.70
Сумма	98.38	98.18	98.00	98.19
H <sub>2</sub> O+	7.61	5.36	7.73	6.90
S	0.11	0.14		0.13
Cu	1.68	1.50	0.51	1.23
Ni	0.009	0.007	0.009	0.008
Co	0.012	0.011		0.012
Zn	0.008	0.009		0.009
Pt	0.39	0.57	0.40	0.45
Pd	16.00	21.70	14.90	17.53
Rh	0.004	0.005	<0.04	0.004
Ir	<0.01	<0.01		
Os	0.016	0.014		0.015
Ru	0.033	0.027		0.030
Au	0.74	1.2	3.8	1.91
Ag	7.3	8.1	10	8.5

Содержания окислов, ППП, серы и цветных металлов - вес%, благородных металлов - г/т

Au-Pd оруденение Баронского месторождения связано с апатитовыми оливинитами, а также развивается в непосредственно прилежащих к ним клинопироксенитах (рис. 9.65). Оруденение в оливинитах заметно богаче (см. таблицу, представленную на рис. 9.66). Au-Pd минерализация ассоциирует с рассеянной сульфидной вкрапленностью. Содержание сульфидов в рудной зоне обычно составляет 0.1–1 мод%, редко увеличиваясь до 2–3 мод%; размер сульфидных выделений варьирует от 50 микрон до 1–2 мм. Основными сульфидными минералами являются халькопирит, борнит, халькозин, карролит и пирит. В ассоциации с сульфидами установлены минералы благородных металлов: котульскит, меренскит, кейтсонит и самородное золото (иногда Bi- и Pd-содержащее). Эти минералы в основном связаны с халькопиритом - 44% случаев и борнитом - 33% случаев (Золоев и др., 2001).



Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

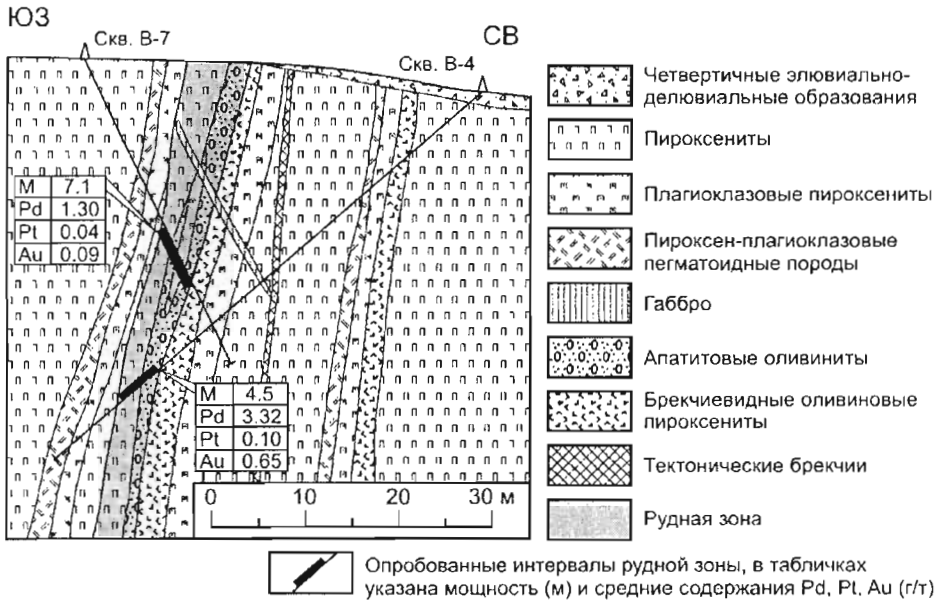


Рис. 9.65.

Геологический разрез Баронского месторождения (по К.К. Золоеву и др., 2001)

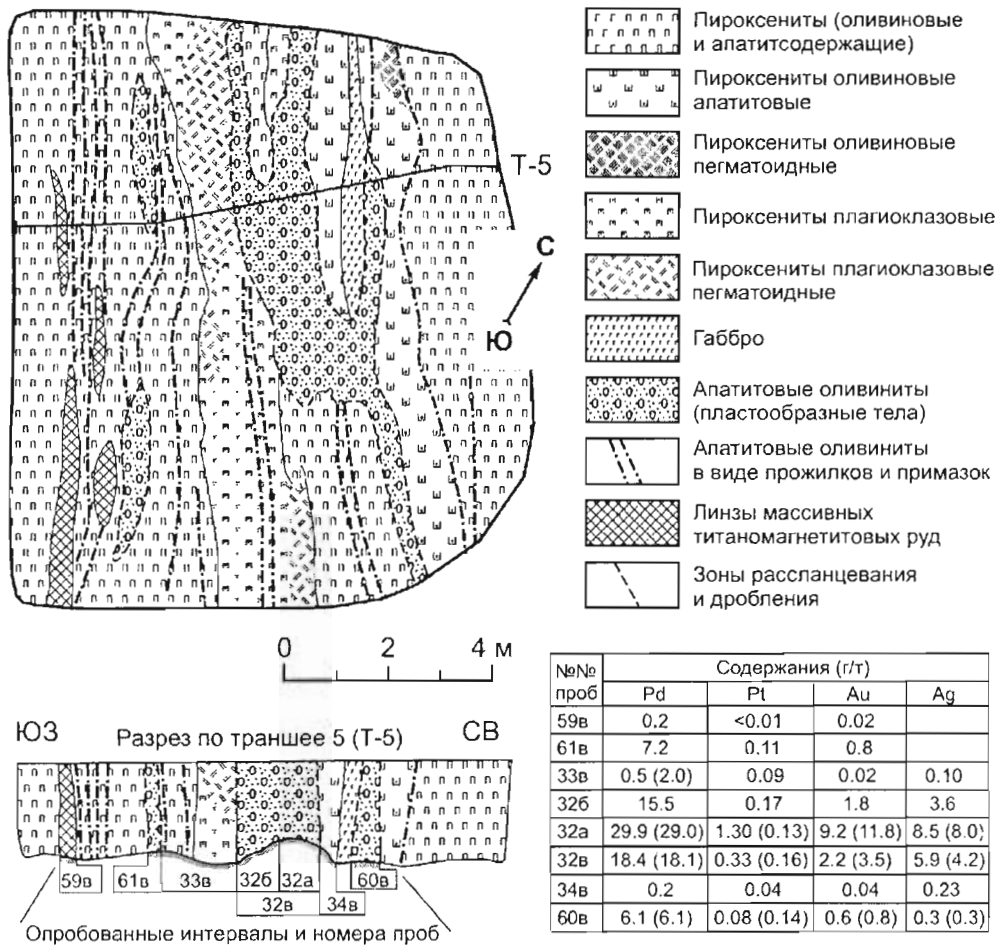


Рис. 9.66.

План и разрез центральной части Баронского месторождения (по К.К. Золоеву и др., 2001)

### 9.6.2.3. Проблема генезиса оруденения Волковского и Баронского типов

Оруденение того и другого типа ассоциирует с габбровыми интрузиями 2-ой фазы сложных плутонов. В обоих типах развита титаномagnetитовая, апатитовая и медносульфидная минерализация. Это оставляет мало сомнений, что два названных типа оруденения близки друг другу. Рудная зона Волковского месторождения представляет пластообразное тело, которое, вероятно, является согласным расслоенности вмещающей интрузии. В Баронском месторождении рудное тело имеет крутое падение, но оно тоже ориентировано согласно полосчатости вмещающего клинопироксенитового комплекса.

Руды Волковского месторождения могут иметь происхождение, подобное слоям и дайкам нельсонитов (апатит-ильменит-магнетитовых пород) и пород, промежуточных по составу между нельсонитами и силикатно-ильменит-магнетитовыми породами расслоенных интрузий. В современных обзорах (см. McLelland et al., 1994) рассматриваются три модели происхождения богатых оксидами пород, близких нельсонитам: 1) экстремально высокая степень фракционной кристаллизации; 2) проявление жидкостной несмесимости и 3) фильтр-прессинг. McLelland et al. (1994) предположили, что оксидно-апатитовые габбронориты анортозитовой интрузии Марси (США, штат Нью-Йорк) образовались в результате фильтр-прессинга интеркумуляусной жидкости из частично закристаллизованного анортозита. В то же время они указывали, что минимальное содержание  $\text{SiO}_2$  в породах, образованных таким путем, должно составлять 30 вес%. Naldrett (2000) предположил, что нельсониты связаны с обогащением остаточной жидкости железом и фосфором в результате фракционной кристаллизации, не обязательно экстремальной. Он отметил, что наблюдаемая во многих регионах мира приуроченность нельсонитов к верхним, фракционированным частям расслоенных интрузий слишком типична, чтобы быть случайной. В этом отношении интересно недавно выявленное оруденение в расслоенной интрузии Септ Ил у залива Святого Лаврентия в Квебеке (Канада), где установлены запасы Fe-Ti-P руд, составляющие 107 млн т при содержании 6.2 вес%  $\text{P}_2\text{O}_5$  и 8.4 вес%  $\text{TiO}_2$  (McCann et al., 1998). Линзы нельсонитов, развитые в названной интрузии (они содержат оливин, пироксен и незначительное количество плагиоклаза), подстилаются магнетитовыми породами и перекрываются габбро, богатыми оксидными минералами и апатитом, где сосредоточен основной объем руд. Naldrett (2000) предположил, что сольвус между силикатной магмой, богатой Fe, Ti и P, и жидкостью оксида железа, богатой Ti и P, установленный в экспериментах Philpotts (1967), существует и во многих природных системах. Было высказано предположение, что когда фракционирующая силикатная магма достигает параметров сольвуса, будет сегрегироваться нельсонитовая жидкость. Содержание силикатного компонента в этой жидкости будет зависеть от температуры, при которой состав магмы пересечет сольвус, что, в свою очередь, определяется парциальным давлением летучих - чем выше это давление, тем меньше силикатного компонента будет содержаться в нельсонитовой жидкости. При этом Naldrett (2000) подчеркнул, что это просто предположение, и доказательство его реальности может быть получено только при будущих экспериментальных работах.

Итак, существует много неясностей в вопросе о происхождении ассоциации апатита с ильменитом и титансодержащим магнетитом. Еще более неясным является вхождение в эту ассоциацию медистых сульфидов и ЭПГ. Однако, такая ассоциация существует. При этом не исключено, что оруденение Баронского типа, основную ценность которого составляют ЭПГ, может быть развито даже более широко, чем оруденение Волковского типа, где главными промышленными компонентами являются медь, железо и фосфор. Изучение проблемы в настоящее время затрудняется недостатком знаний о геологических соотношениях двух названных типов оруденения и недостаточностью физико-химической базы.

## 9.7. Заключение

Большинство типов месторождений, обсуждавшихся выше, связано с расслоенными интрузиями, но разные типы месторождений ассоциируют с разными типами интрузивных тел. Не представляется вероятным, чтобы все они были обнаружены в одной и той же интрузии. Однако, для того, чтобы сделать общий обзор, на рис 9.67 представлена модель, где большинство типов месторождений показано в разрезе единой гипотетической расслоенной интрузии. Эта иллюстрация должна восприниматься такой, как она есть, - обобщенная картина, приведенная для того, чтобы упростить выводы из представленного в этой главе фактического материала.

В расслоенных интрузиях Бушвельдского типа при кристаллизации их глубоких частей, когда внедрение свежей магмы происходило до того, как резидентная магма насытилась сульфидом, будут образовываться хромититы, бедные Pt и Pd, но достаточно богатые Os, Ir и Ru. При достижении сульфидного насыщения возникнут месторождения с рассеянной сульфидной вкрапленностью, такие как Нижняя сульфидная зона Великой Дайки Зимбабве. Вблизи краев интрузии магма фракционирует быстрее, чем у оси, что особенно характерно для дайкообразных тел, имеющих в поперечном сечении форму раструба. Магма габбрового состава, образованная в крыльях раструба, может смешиваться с менее фракционированной магмой, сохранившейся у оси интрузии, что тоже вызовет сегрегацию сульфидов. Такой пример представлен в Главной сульфидной зоне Великой Дайки.

## Месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ)

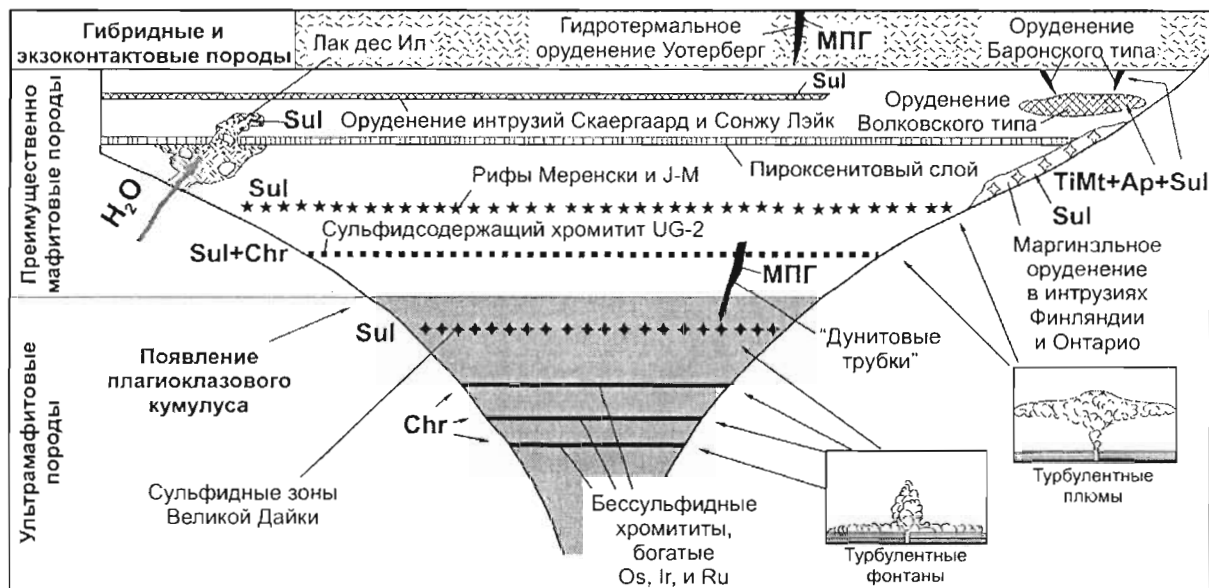


Рис 9.67.

Моделный разрез гипотетической расслоенной интрузии, где показаны различные типы месторождений ЭПГ

Когда на ликвидусе появится плагиоклаз, свежая магма, инъецирующая в интрузивную камеру, будет образовывать турбулентные плюмы внутри слоя резидентной магмы. Это обусловит высокий R-фактор, будут накапливаться сульфиды, очень богатые ЭПГ, подобные сульфидам, развитым в хромитите UG-2, рифах Меренски, J-M, SJ и SK. Особенно благоприятны случаи, когда свежая магма отличается по составу от первоначальной, например, при инъекциях толеитового расплава в магму, богатую MgO и Sr.

По мере кристаллизации интрузии, если расплав остается недосыщенным сульфидом, концентрация ЭПГ в магме возрастает. Когда произойдет сульфидное насыщение, сегрегирующиеся сульфиды могут быть умеренно обогащены ЭПГ. Такие случаи наблюдаются в верхней зоне Бушвельдского комплекса, в интрузиях Скаергаард и Сонжу Лэйк. Если сульфидное насыщение произойдет в магме, фракционированной в высокой степени, может возникнуть слой, обогащенный титаномагнетитом + апатитом + сульфидами меди. Последние концентрируют ЭПГ, особенно Pd, как это наблюдается в Волковском месторождении Среднего Урала и в комплексе Колдвелл на северо-западе Онтарио. Баронское месторождение Среднего Урала представляет свидетельство, что в той же обстановке, где развиты сульфидно-магнетит-апатитовые руды Волковского типа, могут появляться зоны, где содержание сульфидов меди относительно невелико, но эти сульфиды очень богаты благородными металлами, особенно палладием и золотом.

Когда интрузия закристаллизуется, но будет оставаться горячей, вхождение в интрузию водного флюида может вызвать образование зоны частичного плавления, продвигающейся через габбровые кумулаты. Здесь может происходить зонное рафинирование, что вызовет появление оруденения ЭПГ в магматических брекчиях, как в случае месторождения Лак дес Ил.

## **Поисковые критерии и методы распознавания перспективных магматических образований**

Магматическая модель формирования сульфидных медно-никелевых и платинометалльных месторождений включает концепции, применимые для геологоразведочных работ. На их основе возможно выделение площадей, благоприятных для локализации месторождений и распознавание перспективных магматических образований. Некоторые поисковые критерии носят качественный характер, они просты и давно используются геологами. Другие являются количественными и еще не нашли широкого применения. Месторождения ЭПГ отличаются от медно-никелевых месторождений, соответственно отличаются методы распознавания обстановок, в которых возможно их нахождение. В данной главе сначала обсуждаются Cu-Ni и затем платинометалльные месторождения.

### **10.1. Критерии поисков медно-никелевых месторождений**

#### **10.1.1. Генетические концепции и их применение**

Ключевыми условиями генезиса магматических сульфидных Cu-Ni месторождений являются следующие:

1. Развивается магма, которая имеет значительные концентрации Ni, Cu и ЭПГ. Следовательно, если в магме появятся несмешиваемые сульфиды, они будут достаточно богаты названными металлами.
2. Магма достигает сульфидного насыщения и сегрегирует несмешиваемые сульфиды.
3. Сульфиды реагируют со значительным количеством магмы и накапливают халькофильные элементы до уровня промышленных содержаний.
4. Сами сульфиды концентрируются в отдельных участках магматической системы в количестве, достаточном, чтобы образовать руду.

В этом разделе, чтобы определить геологические обстановки, типы магм и интрузивных тел, при развитии которых достигаются перечисленные условия, в какой-то мере будет повторена информация, излагавшаяся в предыдущих главах, а также представлена новая информация.

Важнейшие мировые медно-никелевые месторождения (в противоположность месторождениям, ценным благодаря ЭПГ) развиваются почти исключительно в основании магматических тел, с которыми они ассоциируют. Это означает, что соответствующие магмы были насыщены сульфидом и несли сульфиды во время их окончательного внедрения. В главе 2 было показано, что когда магма при подъеме достигает уровня низких давлений, ее способность растворять сульфиды увеличивается. Таким образом, даже если магма в районе источника была насыщена или почти насыщена сульфидом, по мере подъема она становится все менее насыщенной. Большинство базальтовых магм, если исключить базальты срединно-океанических хребтов, имеют высокие содержания ЭПГ (по 1–10 *ppb* платины и палладия). Отсюда следует, что они не были насыщены сульфидом, когда выходили из мантии, и не достигали насыщения при подъеме. Если сформировалось существенное магматическое месторождение, значит, в соответствующей порции магмы происходили некоторые специфические процессы, вызвавшие сульфидное насыщение.

Как говорилось в главе 2, главными факторами, контролирующими растворимость сульфида в силикатном расплаве, являются: (1) давление, (2) температура, (3) содержание в расплаве FeO+TiO<sub>2</sub>, (4) степень окисленности расплава, (5) соотношение мафитовых и фельзитовых компонентов в магме.

Большинство расплавов интрузирует и изливается при температуре, близкой температуре их ликвидуса. При остывании из них начнут кристаллизоваться силикатные минералы, и это может привести к сульфидному насыщению. Однако, в таком случае сегрегирующиеся сульфиды будут смешиваться с силикатным кумулусом. Чтобы магматические Cu-Ni месторождения оказались промышленными, они (в противоположность месторождениям ЭПГ) должны содержать много больше сульфидов, чем может быть образовано при совместном осаждении силикатного кумулуса и сульфидной жидкости.

Как показано в главе 2, экспериментальные исследования свидетельствуют, что способность магмы растворять сульфид увеличивается со снижением давления: магма будет все больше и больше удаляться от сульфидного насыщения по мере подъема от источника к поверхности. Бывают случаи, когда магма выходит из мантийного источника, будучи насыщенной сульфидом. Но совершенно невероятно, что она достигнет насыщения при подъеме в коре, если не будут воздействовать какие-то дополнительные факторы.

Данные Mavrogenes and O'Neil (1999) указывают, что хотя растворимость сульфида уменьшается со снижением температуры, температурный эффект при подъема магмы не сможет перекрыть эффект снижения давления. Содержания в магме FeO или TiO<sub>2</sub>, как правило, возрастают на ранних стадиях фракционирования, увеличивая ее способность растворять сульфид. Окисление, в принципе, способно вызвать выделение сульфидов без кристаллизации силикатных минералов. Однако, насколько известно автору, единственным примером, когда этот фактор мог играть существенную роль, является Платриф в комплексе Бушвельд, где магма поглотила значительное количество вмещающих доломитов (Buchanan and Rouse, 1984). Заметим, что содержание сульфидов в Платриф невелико. Исследуя соотношение мафитовых и фельзитовых компонентов в расплаве, Irvine (1975) пришел к выводу, что добавление кремнезема к мафитовой магме снижает ее способность растворять сульфид. Li and Naldrett (1993), исходя из параметров, определяющих активность FeO, рассчитали изменение растворимости серы в мафитовой магме в процессе ее контаминации фельзитовым материалом. Их результаты подтверждают предположение Irvine (1975). Фельзитизация мафитовой или ультрамафитовой магмы в некоторых случаях может привести к выделению несмесимых сульфидов. Итак, среди факторов, вызывающих изменение состава магмы при ее подъеме, только контаминация коровым материалом способствует сульфидной сегрегации.

Анализ генезиса многих крупных мировых Cu-Ni месторождений позволяет сделать следующие выводы об условиях их формирования:

1. Необходимо, чтобы большое количество сульфидов выделилось в определенном месте без сопровождающей обильной кристаллизации силикатных минералов. Как подчеркивалось выше, это не может произойти в закрытой магматической системе. При нормальной эволюции базальтовой или коматитовой магмы сульфиды образуют только рассеянную вкрапленность (обычно менее 1%) в кумулусе силикатов. В тех случаях, когда удается установить причину насыщения серой, ведущего к более масштабной сегрегации сульфидов, этой причиной является взаимодействие магмы с вмещающими породами. В первую очередь, это добавление внешней серы. Обычно это сульфидная сера, например, в Камбалде (глава 3), Дулуте (глава 4), Печенге (глава 5) и Войсис Бэе (глава 6). В Норильском районе в магму, возможно, вошла сульфатная сера (глава 4). Сульфидное насыщение может быть также вызвано контаминацией базальтовой или коматитовой магмы коровой выплавкой, например, в Камбалде (глава 3), Норильске (глава 4) и Садбери (глава 8).
2. Чтобы месторождения были промышленными, сульфиды должны сконцентрироваться в ограниченном пространстве. Благоприятными являются: термоэрозсионные каналы, развивающиеся под главными потоками лавовых рек, например, в Камбалде (глава 3); магматические проводники, питающие вулканические извержения, например, в Норильске (глава 4); проводники, соединяющие интрузивные камеры, как в Войсис Бэе (глава 6); воронкообразные проводники, питавшие крупные интрузии, как в Джинчуане (глава 7). Пример северо-западной части Дулутского комплекса (глава 4) показывает, что без воздействия гидродинамики образуются только руды, содержащие менее 5% сульфидов, слишком бедные, чтобы быть промышленными. Особый случай представляет Садбери. Динамические факторы не влияли там на накопление сульфидов, сульфиды просто оседали к основанию магматической камеры. Naldrett (2003) предположил, что исключительно высокая эффективность оседания сульфидов в Садбери определялась высокой степенью перегрева магмы в течение длительного периода.
3. Сульфиды должны иметь возможность реагировать со значительным количеством магмы, чтобы окислиться достаточно богатыми Ni, Cu и ЭПГ. То есть, должен быть достигнут достаточно высокий N (или R) - фактор. В главе 4 доказывалось, что в районе Норильска это происходило при протекании поздней магмы через магматические проводники, где уже были сконцентрированы сульфиды. Масштаб обогащения сульфидов халькофильными металлами варьировал от месторождения к месторождению в зависимости от количества проходившей магмы. Наибольшая степень обогащения была достигнута в Норильском рудном узле, наименьшая - на западе Хараелахской интрузии. Другой пример представляет Камбалда. Здесь установлены значительные различия в содержаниях Ni в сульфидах двух соседних лавовых каналов на месторождении Джуан (глава 3, рис. 3.12), что объясняется разным объемом протекавшей по этим каналам магмы. Содержания полезных металлов в месторождении Войсис Бэй были повышены за счет взаимодействия сульфидов с магмой, проходившей через проводник между двумя интрузивными камерами.

Применимость изложенных положений при геологической разведке ясна. Присутствие серы во вмещающих породах является дополнительным фактором перспективности магматического тела. Сера пирита особенно благоприятна, поскольку этот минерал разлагается при температуре около 800° С и освобождает серу (Ripley, 1981, 1986). Такой процесс может происходить в метаморфических ореолах интрузий, так что полная ассимиляция вмещающих пород не нужна. Для получения серы из гипсов и ангидритов эвапоритовых толщ требуется их восстановление. Восстановительные возможности мафитовой магмы ограничены, так что нужно, чтобы поблизости находился источник восстановителя, например, залежи каменного угля.

Нередко (например, в Войсис Бэе и Дулуте) данные по рассеянным элементам подтверждают ассимиляцию большого количества сульфидсодержащих вмещающих пород, достаточного для получения требуемой серы. Однако, во многих других случаях, механизм вхождения серы в магму из вмещающих пород остается невыясненным. Там, где вмещающие породы содержат пирит, летучесть серы, образованной при термальном разложении минерала, позволяет ей диффундировать в магму в направлении, противоположном температурному градиенту. Там же, где сульфид во вмещающих породах представлен пирротинном, такой процесс вряд ли вероятен. Ripley (1986) предположил, что в этом случае во вмещающих породах образуется серосодержащий флюид, который транспортирует серу в магму.

Другим важным показателем потенциальной перспективности магматического тела будет его обогащенность фельзитовыми компонентами в результате реакции магмы с вмещающими породами. Однако, если присутствие внешней серы в магматических телах (кроме архейских) достаточно легко определяется изотопным анализом, выявить свидетельства фельзификации магмы не столь просто. Показателем может являться присутствие в интрузии частично расплавленных обломков вмещающих пород или включений с реакционными каемками герцинита и (или) кордиерита. Naldrett and Lightfoot (1994), на примере Норильска и вулканитов района озера Верхнее, показали, что другим признаком может служить положительная корреляция отношения La/Sm с содержанием SiO<sub>2</sub> в породах.

### **10.1.2. Критерии, установленные эмпирически**

Практикой геологической разведки установлены следующие главные закономерности размещения Cu–Ni месторождений, которые служат эмпирическими поисковыми критериями:

1. Месторождения почти постоянно ассоциируют с мафитовыми и ультрамафитовыми породами, которые обычно выявляются аэромагнитной съемкой.
2. Руды находятся у нижнего контакта интрузий. Это наблюдение явилось одним из главных аргументов в пользу магматической модели происхождения Cu–Ni руд, которая включает гравитационное осаждение плотного сульфидного вещества. Идея гравитационного осаждения утвердилась настолько прочно, что большинство геологоразведочных работ ведется вдоль нижних контактов магматических тел.
3. Месторождения формируются в определенных петролого-тектонических обстановках. Этот аспект детально обсуждается в следующем разделе.
4. Существуют благоприятные и неблагоприятные магматические формации. На основе эмпирических данных (отсутствие существенных скоплений Cu–Ni сульфидов в определенных магматических образованиях), Naldrett (1973) включил в число неблагоприятных формаций следующие: (1) альпинотипные ультрамафитовые тела, в том числе кумулатные образования офиолитовых комплексов и породы, имеющие метаморфические текстуры; (2) ультрамафитовые интрузии Уральско-Аляскинского типа; (3) мафитовые и ультрамафитовые породы, ассоциирующие со щелочными кольцевыми комплексами. Представление о том, что значительные концентрации магматических сульфидов вряд ли могут быть найдены в гарцбургитах с метаморфическими текстурами, в лерцолитах и дунитах офиолитовых комплексов, обосновывается идеей, что они образованы материалом мантии. Однако, с генетической точки зрения, отсутствие месторождений внутри интрузий Уральско-Аляскинского типа и в кумулатных породах офиолитовых комплексов остается непонятым.

### **10.1.3. Тектоническое положение месторождений**

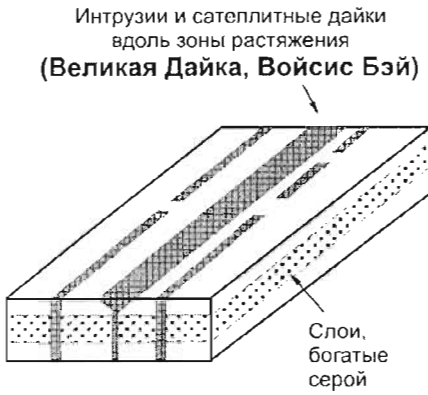
Одним из наиболее важных прогнозно-поисковых подходов является распознавание геологических обстановок, где возможно нахождение месторождений. Как представляется, все важные Cu–Ni месторождения, исключая Садбери, в той или иной степени связаны с рифтингом. Рифтинг, в большинстве случаев, позволяет магме быстро достичь верхней части коры. Либо на пути подъема, либо в конце внедрения магма реагирует с вмещающими породами, контаминируется, и в ней развивается сульфидная несовместимость. Различные типы рифтинга и типы ассоциирующих месторождений показаны на рис. 10.1.

#### **10.1.3.1. Месторождения, ассоциирующие с зарождающимся рифтингом**

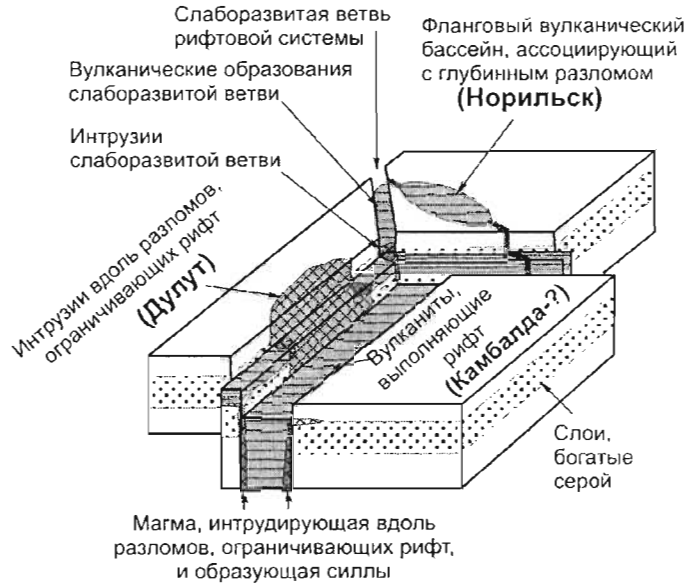
Примером (рис. 10.1А) служит Великая Дайка Зимбабве, имеющая позднеархейский возраст 2.58 млрд лет. Она представляет собой удлиненную расслоенную интрузию, простирающуюся на 550 км при максимальной ширине 11 км. Главное тело Дайки состоит из трех субкамер с нижележащими питающими системами, которые приурочены к единому линейному расколу. Основной раскол сопровождается трещинами-сателлитами, занятыми маломощными дайками. Главная интрузия, как говорилось в главе 9, вмещает важное в практическом отношении оруденение ЭПГ.

**Поисковые критерии и методы  
распознавания перспективных магматических образований**

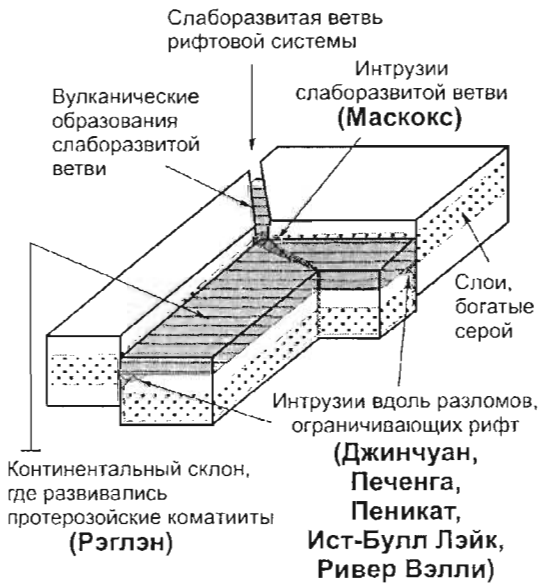
**А. Зарождающийся  
внутриконтинентальный  
рифтинг**



**Б. Зрелая внутриконтинентальная  
рифтовая система**



**В. Рифтинг с открытием  
океанического бассейна**



**Г. Рифтинг ранее существовавшей  
островной дуги с развитием  
платобазальтов**



Рис. 10.1.

Типы рифтинга, ассоциирующая магматическая активность и примеры Cu–Ni месторождений, сформированных в различных обстановках рифтогенеза

По мнению автора, с зарождающимся рифтингом связано также позднепротерозойское месторождение Войсис Бэй. Руды месторождения тяготеют к магмопроводящей дайке, которая соединяет находящуюся на западе интрузивную камеру Рид Брук с камерой зоны Восточного Погружения. Детальное бурение показало (Evans-Lamswood, 2000), что дайка, исключая зону ее вхождения в камеру Восточного Погружения, является субвертикальной и ориентирована с запада на восток. Субширотное простираие имеют также ряд других даек и северная стенка камеры Восточного Погружения. На карте восточной части Центрального Лабрадора видно, что в современной структуре района существует целая серия субширотных трещин, при эрозии которых образовались фьорды (рис. 10.2). Последняя активизация трещин относится к недавнему открытию Баффинова залива. Но вполне возможно, что они представляют долгоживущие ослабленные

**Поисковые критерии и методы  
распознавания перспективных магматических образований**

зоны. Само месторождение Войсис Бэй располагается на трассе субмеридионального сдвига Абловиак, который разделяет протерозойскую провинцию Черчилл и архейскую провинцию Нэйн (см. рис. 6.1). Однако, Ryan (2000) пришел к выводу, что действительная граница этих двух провинций находится восточнее и что, может быть, сдвиг Абловиак не представляет собой структуру принципиального значения. Роль границы между провинциями Нэйн и Черчилл в размещении оруденения остается неясной, в частности потому, что интрузии, образующие рудоносную систему, не показывают связи с ней. Более вероятно, что они связаны со структурами субширотного простирания, которые, возможно, и контролировали внедрение магмы.

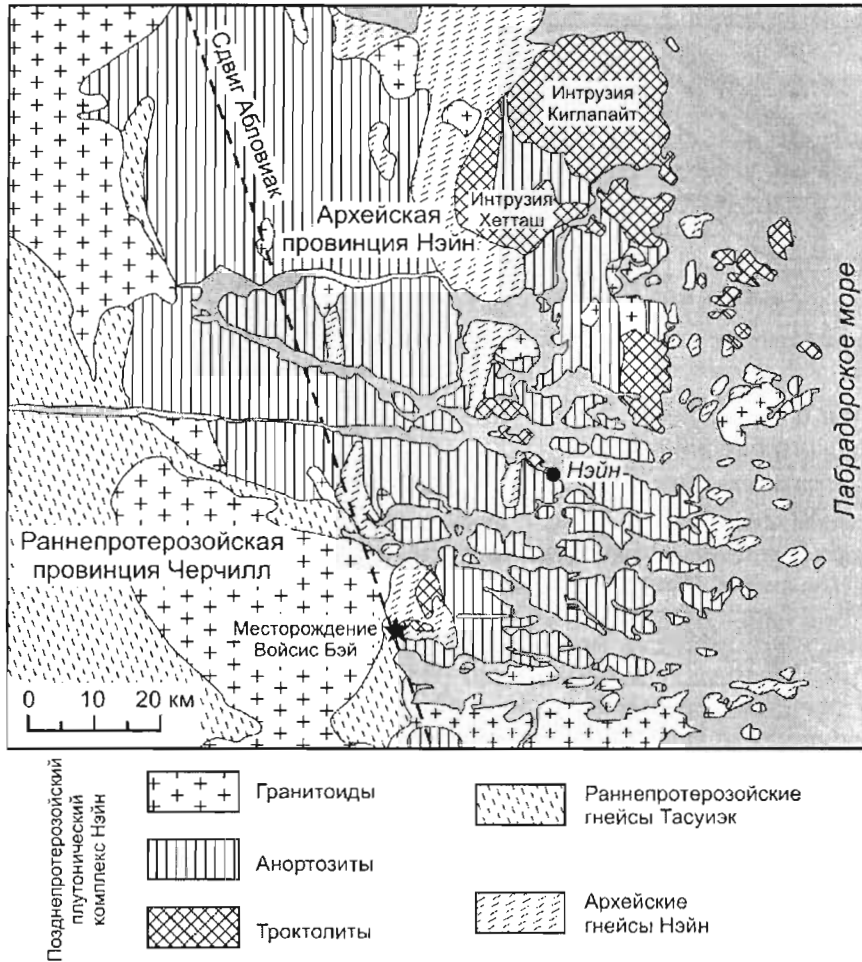


Рис. 10.2.

Геологическая карта восточной части Центрального Лабрадора, показывающая распространение интрузий плутонического комплекса Нэйн и фьорды, которые, как предполагается, контролируются долгоживущими ослабленными зонами

**10.1.3.2. Месторождения, связанные со зрелыми внутриконтинентальными рифтовыми системами**

Одним из характерных примеров (рис. 10.1Б) является позднепротерозойский интрузивный комплекс Дулут, находящийся у северо-западной границы рифтовой системы Мидконтинент, вблизи зоны тройного сочленения образующих ее ветвей. Как показано в главе 4, Дулутский комплекс контролируется ступенчатыми сбросами, определяющими северо-западную границу рифтовой системы. Интрузивный комплекс контактировал с сульфидсодержащими сланцами и железистыми кварцитами и ассимилировал содержащуюся в них серу, что привело к развитию сульфидной несмесимости. Сульфидное оруденение распространено вдоль большей части северо-западного контакта комплекса Дулут. Эта зона оруденения является одной из крупнейших в мире. Сульфиды отличаются высокими концентрациями Ni, Cu и ЭПГ, но поскольку содержание сульфидов в руде незначительно, руды не имеют промышленного значения.



К северо-западу от комплекса Дулут располагается ориентированная в субширотном направлении интрузия Кристалл Лэйк - Маунт Молли. Ее восточная часть (Маунт Молли), расположенная в пределах рифта, представляет собой дайку. Западнее, выйдя за пределы рифтовой системы, дайка трансформируется в интрузию Кристалл Лэйк, имеющую дно, которая в плане расщепляется на две расходящиеся ветви. Внутри одной из ветвей развита бедная сульфидная вкрапленность. Сульфиды, однако, имеют высокие содержания Ni, Cu и ЭПГ. Если бы были установлены зоны массивных или богатокрапленных руд подобного состава, они бы были исключительно привлекательны.

В акватории озера Верхнее развита наиболее мощная толща вулканических пород рифтовой системы Мидконтинент, и здесь же направление рифтовой системы изменяется с северо-восточного на юго-восточное. Предполагается, что где-то здесь начинается третья слабо развитая ветвь рифтовой системы, которая простирается к северу. Обычно считается, что направление этой ветви маркируется силлами, развитыми у озера Нипигон. Однако, возможно, что первоначальное положение места тройного сочленения отмечено расположением интрузивного комплекса Колдвелл, который относится к числу наиболее ранних интрузивных образований рифтовой системы (его возраст составляет 1108 млн лет). Позднее сочленение сместилось к западу, к южной границе силлов Нипигон (см. рис. 4.44). К северо-востоку от комплекса Колдвелл простирается линейный пояс кольцевых щелочных интрузий длиной примерно 200 км, который может маркировать ослабленную зону. Комплекс Колдвелл состоит из трех интрузивных фаз. Ранняя фаза представлена достаточно крупной расслоенной интрузией толеитового состава, две поздние - меньшими по размеру щелочными интрузиями. Ранняя толеитовая интрузия вмещает несколько зон обогащенного ЭПГ сульфидного оруденения, включая прерывистый слой апатит-магнетит-халькопиритовых руд, достаточно богатых Pd (месторождение Бермуда).

Наиболее важными месторождениями, относящимися к обстановке зрелого континентального рифтинга, конечно же, являются Норильские месторождения. Они находятся у тройного сочленения рифтовых структур, но удалены, по крайней мере, на 60 км от главных разломов, образующих рифтовую систему. Как говорилось в главе 4, они связаны с вулканическим бассейном, который развивался на фланге рифтовой системы вдоль Норильско-Хараелахского разлома, диагонально ориентированного по отношению к двум главным ветвям рифта.

Вполне возможно, что архейские коматитовые лавы, несущие сульфидное оруденение, тоже формировались в рифтовых зонах, расчленивших раннеархейскую кору, и они тоже могут рассматриваться как связанные с внутриконтинентальным рифтингом.

#### **10.1.3.3. Месторождения, связанные с рифтингом, ведущим к открытию океанического бассейна**

Месторождения, образующиеся при подобном рифтинге, обычно связаны с разломами, ограничивающими рифт, или находятся на древнем континентальном склоне (рис. 10.1В). Наиболее важным из них является позднепротерозойское месторождение Джинчуан (Китай, провинция Ганьсу), описанное в главе 7. Руды приурочены к удлиненным субвертикальным линзам ультрамафитовых пород, находящимся в зоне разлома, который, как предполагается, относился к системе полуграбенов, ограничивавших протерозойский океан. Впоследствии этот океан был закрыт с формированием складчатого пояса, который расположен к югу от Джинчуана. Геохимические данные свидетельствуют, что сульфидоносные ультрамафитовые породы первоначально являлись частью мафит-ультрамафитового интрузивного комплекса, верхняя габбровая часть которого была впоследствии эродирована.

Другая группа месторождений, сформированных в подобной обстановке, находится внутри раннепротерозойской Печенга-Варзугской рифтовой зоны на Кольском полуострове в России. Наиболее важными среди них являются месторождения Печенгского рудного района (см. главу 5). Здесь сохранилась мощная толща вулканических и осадочных пород, которые отвечают четырем циклам вулканизма и разделявшим их периодам осадконакопления. В сульфидосодержащих осадочных породах, подстилающих вулканы четвертого цикла, развиты интрузии, несущие Cu-Ni оруденение. По-видимому, они представляли собой питающие тела вулканических образований. Печенга-Варзугский рифт, с которым связана магматическая деятельность, в процессе своего развития превратился в океан, впоследствии закрывшийся к югу. В океанических условиях образовалась серия известково-щелочных пород, сохранившихся на юге Печенгской структуры, которые затем были смяты и надвинуты на толеитовые лавы.

Следующий пример - серия раннепротерозойских мафит-ультрамафитовых интрузий Финляндии, развитых вдоль тектонического шва, который проходит в ВСВ направлении от зоны Кеми на севере Ботнического залива до Олангской зоны на территории России (см. рис. 9.35). К югу от шва залегают архейские, а к северу - протерозойские породы; интрузии локализованы в тех и других. Хорошо развиты питающие дайки, которые

прорезают архейские образования и сопрягаются с интрузиями, лежащими в протерозойских породах осадочного происхождения. Представляется, что структурный шов, контролирующей интрузии, маркирует рифтовую зону, при развитии которой к северу от области развития архейских пород был открыт океанический бассейн. Протерозойские породы, вероятно, отвечают осадкам, накопившимся вдоль края архейского континента. В интрузиях охарактеризованной зоны развиты маргинальные брекчии с сульфидами, обогащенными ЭПГ, а выше устанавливаются сульфидсодержащие рифы (см. главу 9).

Сходная тектоническая обстановка наблюдается к югу от архейской провинции Сьюпернор (на юге Онтарио, Канада). Здесь на архейских породах залегают гуронские осадочные и вулканические образования, сформированные в океане, который был заложен в начале раннего протерозоя и закрылся во время орогении Пенокеан 1.8–1.9 млрд лет назад. Вблизи главных разломов, определявших северный край океана, развиты серия мафит-ультрамафитовых интрузий, имеющих возраст 2.50–2.45 млрд лет, внедренных в протерозойские осадочные породы. В 2000–2001 гг. две из этих интрузий (Ривер Вэлли и Ист Булл Лэйк) были разведаны, в их маргинальных брекчиях установлена вкрапленность обогащенных ЭПГ сульфидов (глава 9).

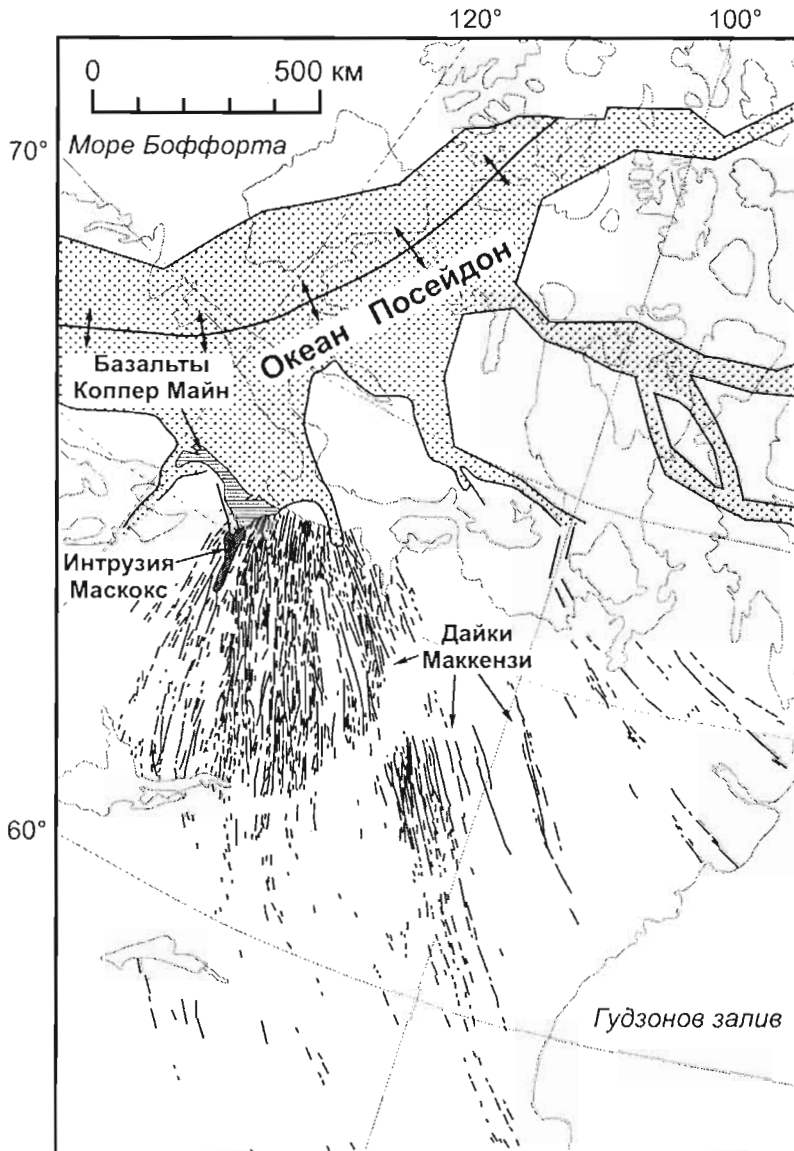


Рис 10.3.

Позднепротерозойские магматические образования северной Канады (дайковое поле Маккензи, интрузия Маскок и платобазальты Коппер Майн), связанные со слабо развитой ветвью рифтовой системы при открытии океана Посейдон

Примером магматизма, связанного со слаборазвитой ветвью рифтовой системы при открытии океана, является магматизм, относящийся к образованию позднепротерозойского океана Посейдон на севере Канады (рис. 10.3). Здесь развито обширное дайковое поле Маккензи, в северной части которого находится интрузия Маскок. В современном эрозионном срезе она представляет собой дайкообразное тело, которое расширяется к северу и переходит в воронкообразную расслоенную интрузию. Еще далее к северу интрузия погружается под платобазальты Коппер Майн. В месте, где дайкообразная часть интрузии Маскок переходит в воронкообразное тело, в основании последнего развиты сульфидные руды. Они бедны никелем (содержание Ni в 100% сульфиде составляет 1–2 вес.%), но от рудной зоны, локализованной в интрузии, во вмещающие породы уходят жилы сульфидов, богатых Cu, несущих высокие концентрации ЭПГ. Промышленная значимость этих жил еще не ясна.

#### 10.1.3.4. Месторождения, связанные с рифтингом ранее существовавшей островной дуги

Такой рифтинг (рис. 10.1.Г) развивается в океанических условиях. Единственным примером, известным автору, является аккреционный комплекс Врангелия, расположенный у западного побережья Северной Америки, простирающийся от Аляски через территорию Юкон в Канаде до северной части Британской Колумбии. Находящееся здесь оруденение в настоящее время не является промышленным, но оно упоминается в связи с уникальностью обстановки его нахождения. Островная дуга, существовавшая на месте современного аккреционного комплекса, в позднепалеозойское время была перекрыта глубоководными сульфидосодержащими осадками и затем, в среднем триасе, испытала рифтинг. В зоне рифтинга накопилась серия субаэральных и подводных платобазальтов (рис. 10.4). Интрузии, питавшие базальтовые извержения, взаимодействовали с осадочной серой; их магма достигла сульфидного насыщения и сегрегировала сульфиды (Hulbert, 1997).

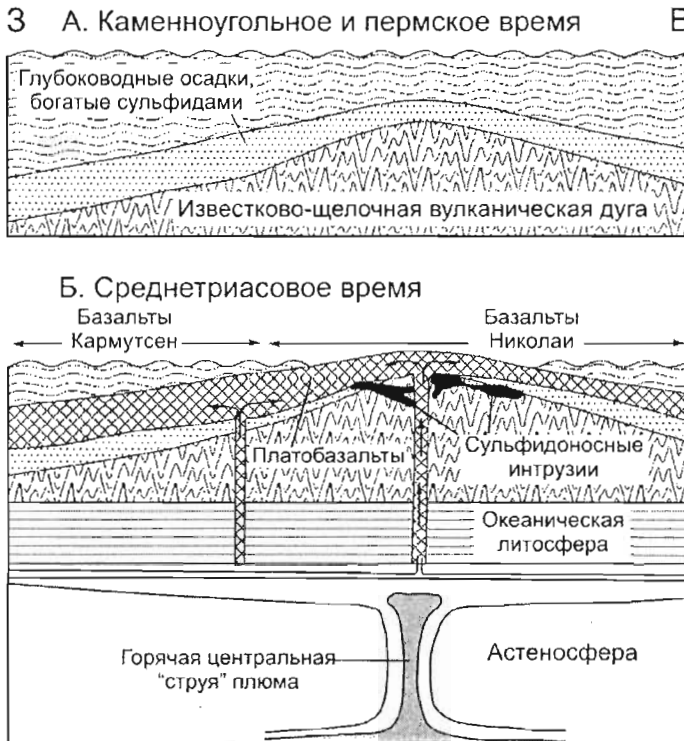


Рис. 10.4.

Модель развития Cu-Ni оруденения в аккреционном комплексе Врангелия (по Hulbert, 1997). Вулканическая дуга, сложенная известково-щелочными породами, испытала поднятие и рифтинг под воздействием мантийного плюма, что привело к развитию платобазальтового вулканизма. В платобазальтовых силлах, внедрившихся в глубоководные сульфидосодержащие осадочные породы, при взаимодействии магмы с коровой серой образовались Cu-Ni-содержащие сульфиды

#### **10.1.4. Методы, позволяющие определить развитие сульфидной несмесимости при формировании изверженных пород**

Когда возникает вопрос, проводить или не проводить геологоразведочные работы в пределах некоторого магматического тела, нужно попытаться установить, была ли образовавшая его магма когда-либо насыщена серой. Во-первых, поскольку известно, что многие крупные месторождения образовались при поглощении магмой внешней серы, необходимо исследовать, могла ли магма данного тела войти в контакт с породами, содержащими сульфиды или сульфаты. Во-вторых, экспериментально и теоретически показано, что выделение несмесимых сульфидов может быть обусловлено окислением или фельзификацией магмы. Нужно исследовать, проходил ли этот процесс при развитии магмы.

При положительном ответе на тот или другой вопрос можно сделать вывод, что сульфидное насыщение при развитии магматического тела могло произойти, но получить однозначное решение нельзя.

В последнее время разработан ряд методик, нацеленных на выявление конкретных признаков, свидетельствующих о прохождении магмы через стадию сульфидного насыщения. Как кажется на первый взгляд, для достижения этой цели лучше всего определить вероятное начальное содержание серы в магме и сравнить его с экспериментальными оценками уровня насыщения в условиях, при которых образовывалось магматическое тело. Автор пытался использовать такой подход для коматитовых лав зеленокаменного пояса Абитибби в Канаде, но безуспешно, поскольку сульфиды исключительно подвижны при метаморфизме, даже при метаморфизме цеолитовой фации, который развивался в зоне Манро Тавнишп пояса Абитибби. Сера может быть также потеряна при субэвральном извержении лав (Naldrett and Goodwin, 1977). Так что наилучшим способом будет моделирование, основанное на составе силикатного вещества лав или интрузий.

##### **10.1.4.1. Количественное моделирование сульфидной сегрегации на основе валового химического состава пород**

Понимание количественного распределения металлов между сульфидной жидкостью и силикатным расплавом достигло стадии, когда моделирование может помочь определить районы, благоприятные для поисков, и разделить развитые там магматические тела на перспективные и менее перспективные. При определенных условиях можно даже выделить наиболее благоприятные зоны внутри данного магматического тела (Naldrett et al., 1984a). Кроме того, моделирование дает возможность оценить вероятное содержание Ni в ожидаемых сульфидах.

Прежде всего, надо попытаться определить, кристаллизовалось ли изучаемое тело из магмы, которая испытала сульфидную сегрегацию. Поскольку халькофильные элементы входят в сульфид в значительно большей степени, чем в силикатный расплав или в силикатные минералы, магмы, из которых сегрегировались сульфиды, обеднены халькофильными элементами. Степень обеднения конкретными элементами зависит от их коэффициентов разделения между сульфидным и силикатным расплавами, от количества выделившегося сульфида и способа его сегрегации.

Наиболее четкими индикаторами сульфидной сегрегации являются рудные элементы, достаточно обильные в силикатном расплаве. На практике установлено, что особенно удобен Ni, не только потому, что он имеет высокий коэффициент разделения, но и потому, что он представлен в породах в количестве, легко определяемом стандартными аналитическими методами (в противоположность Pt), и является относительно малоподвижным при вторичном изменении (в противоположность Cu). По этой причине в данном разделе обсуждается никель.

##### **Типы сульфидной сегрегации**

Сульфиды могут реагировать с магмой и сегрегироваться из нее разными способами. Два крайних из них - это разовое уравнивание (batch equilibration) и фракционная сегрегация (fractional segregation). Остальные пути являются промежуточными.

**Разовое уравнивание** развивается тогда, когда, по некоторой причине, значительное количество сульфида, растворенного в магме, сразу переходит в состояние несмесимости и одновременно выпадает из силикатного расплава. Несмесимость может быть вызвана значительным добавлением внешней серы. Главная особенность процесса состоит в том, что происходит только одна стадия сульфидной сегрегации и уравнивания состава сульфидов с магмой. Сульфиды выпадают из всего объема магмы. Они образуют капельки, состав которых уравнивается с силикатной жидкостью. Сульфиды оседают и аккумулируются, и только после этого магма начинает кристаллизовать оливин. Иногда сульфидное

насыщение происходит только в небольшой порции магмы, в этом случае процесс называется **локальным разовым уравниванием**. Очевидно, что степень обеднения магмы никелем (и другими халькофильными элементами) зависит от отношения массы магмы, которая реагировала с сульфидами, к массе сульфида (отношение "R", которое характеризовалось в главе 2). Если пропорция сульфида мала, сульфид удаляет лишь незначительное количество Ni из силикатной магмы; содержание Ni в магме остается практически таким же, как до выделения сульфида и его уравнивания с магмой. Однако, если пропорция сульфида велика, сульфид забирает значительную часть имеющегося Ni, и концентрация металла в силикатной магме снижается весьма заметно.

На рис 10.5 показаны вариации содержания Ni в базальтовой магме (которая первоначально содержала 300 ppm Ni) и в оливине, равновесном магме, в случаях разового уравнивания магмы с сульфидом при различных значениях R. Видно, что обеднение Ni почти неощутимо, когда значение R велико, но быстро нарастает, когда R уменьшается до 1000. Итак, чтобы обеднение никелем в процессе разового уравнивания в базальтовой магме стало заметным, требуется значение R = 1000 или меньше.

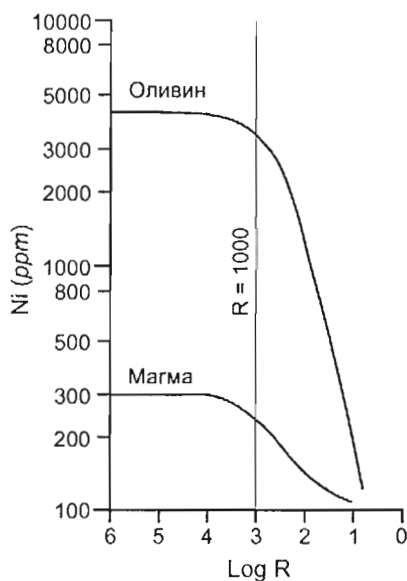


Рис. 10.5.

Вариации содержания Ni в базальтовой магме и в оливине, равновесном магме, в результате разового уравнивания магмы с сульфидом при различных величинах отношения R. Принятые значения коэффициентов разделения:  $D_{Ni}^{сульфид/магма} = 275$ ,  $D_{Ni}^{оливин/магма} = 7.23$

При **фракционной сегрегации** шаг за шагом, в течение длительного времени, сегрегируется небольшое количество сульфидов. Они уравниваются с силикатной магмой, затем оседают или удаляются иным путем, что позволяет следующей порции сегрегирующихся сульфидов снова эффективно взаимодействовать с магмой. В типичном случае фракционная сегрегация проявляется совместно с фракционной кристаллизацией силикатных минералов, как показано на рис. 10.6Б. Поскольку на каждой стадии фракционной сегрегации силикатный расплав содержит максимально возможное количество растворенного сульфида, кристаллизация даже небольшого объема оливина (или другого бессульфидного минерала) увеличивает концентрацию сульфида в остаточной жидкости, что, в большинстве случаев, ведет к выпадению следующей порции сульфидов.

На рис. 10.7А показаны тренды составов силикатных магм, образованных при фракционировании коматитовой жидкости, первоначально содержащей 1750 ppm Ni и 32 вес.% MgO. Верхняя кривая отображает фракционирование магмы, недосыщенной сульфидом, изменение состава которой происходит только за счет кристаллизации оливина. Кривые, проходящие ниже, представляют фракционирование насыщенных сульфидом магм, где идет одновременная кристаллизация оливина и сегрегация несмесимой сульфидной жидкости. Цифры на кривых обозначают весовое отношение удаляемого оливина к удаляемому сульфиду. С увеличением пропорции удаляемого сульфида, кривые фракционирования насыщенных магм все более и более удаляются от кривой фракционирования недосыщенной магмы.

**Поисковые критерии и методы  
распознавания перспективных магматических образований**

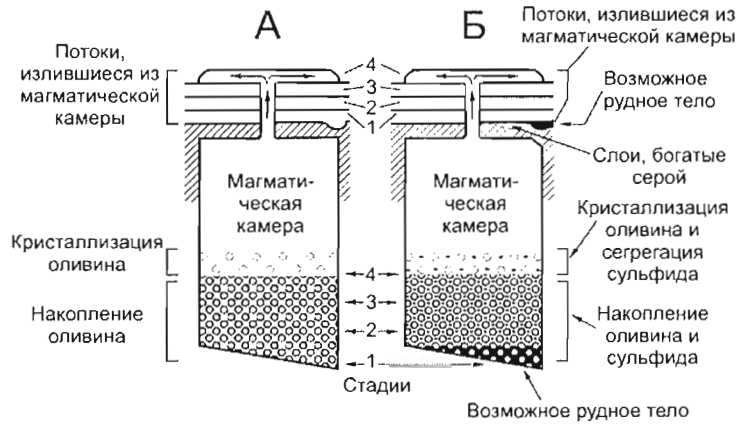


Рис. 10.6.

Фракционная кристаллизация оливина и фракционная сегрегация сульфида из остывающей коматитовой магмы (по Naldrett et al., 1984a).

А - случай, когда магма недосыщена сульфидом; Б - случай магмы, насыщенной сульфидом. Предполагается, что магма периодически извергается, образуя серно коматитовых потоков с последовательно снижающимся содержанием MgO

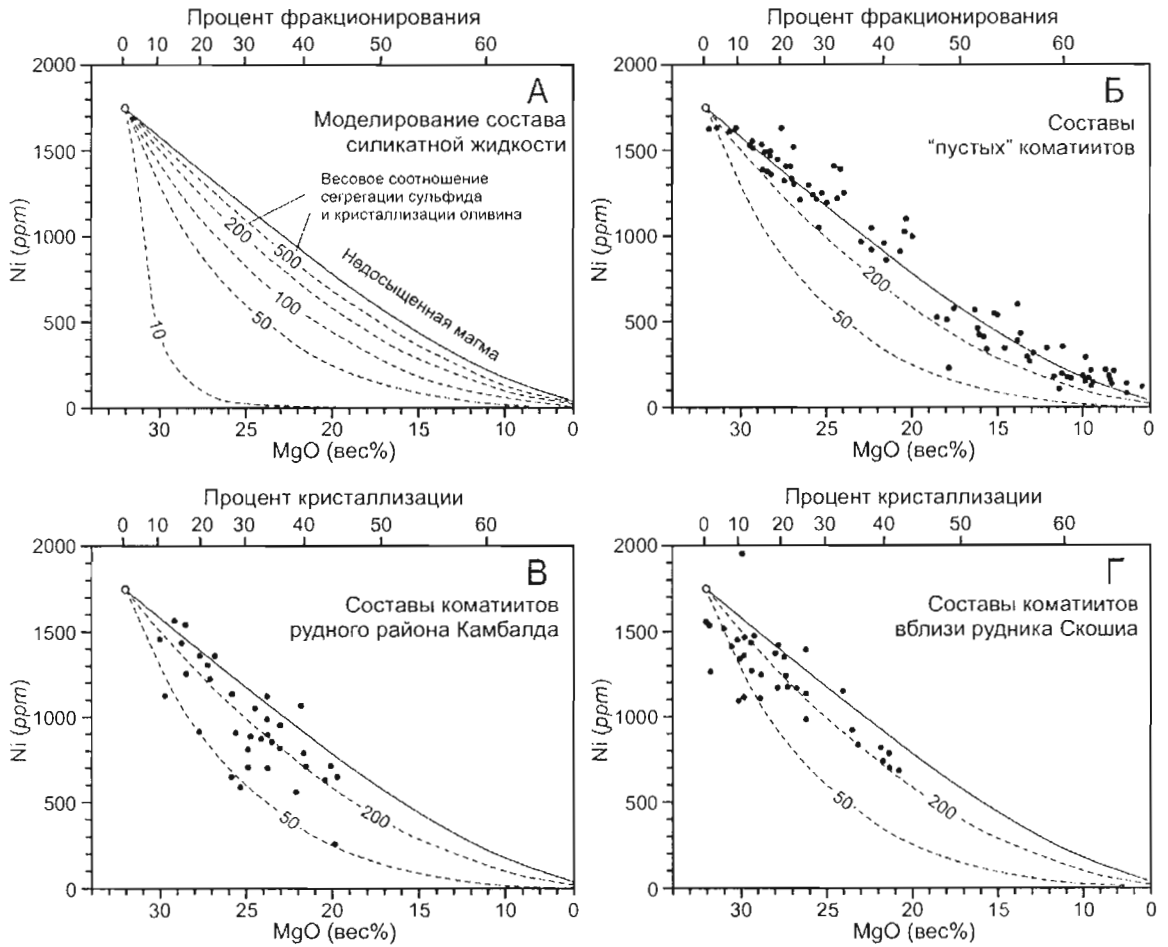


Рис. 10.7.

Валовые составы спинифексных коматитов различных регионов мира в сравнении с модельными кривыми фракционирования коматитовой магмы на диаграммах Ni – MgO (по Naldrett et al., 1984a).

А - компьютерное моделирование фракционирования коматинитовой магмы, содержащей 32 вес% MgO, при кристаллизации оливина (для магмы, недосыщенной сульфидом) и при совместном выделении оливина и сульфида (для насыщенных магм). Цифры на кривых фракционирования насыщенных магм показывают весовое отношение удаляемого оливина к сульфиду (по Duke and Naldrett, 1978, с изменениями). Б - составы "пустых" спинифексных коматинитовых перидотитов и базальтов из зеленокаменных поясов Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия), Белингве (Зимбабве), Абитибиди (Канада), Барбертон (Южная Африка) и коматинитовых толщ Финляндии (по Naldrett et al., 1984a). В, Г - составы спинифексных перидотитовых коматинитов рудоносных площадей Западной Австралии (В - рудного района Камбалда, по Lisher et al, 1981; Г - окрестностей рудника Скошиа, по Stolz and Nesbitt, 1981)

### **Примеры приложения модели к природным объектам**

Никелевые сульфидные месторождения ассоциируют с лавовыми потоками и интрузиями коматинитовой магмы в Западной Австралии, Зимбабве и Канаде, но месторождения встречаются далеко не во всех районах развития коматинитового магматизма. Таким образом, важно установить критерии, позволяющие различить коматинитовые толщи, перспективные и неперспективные на оруденение.

Накопление коматинитовых лав сопровождается циклическим изменением их состава, потоки каждого цикла вверх по разрезу становятся все менее и менее магнезиальными. Было показано (Naldrett and Smith, 1981; Arndt and Nisbet, 1982), что эта цикличность связана с фракционной кристаллизацией оливина при низких давлениях (см. рис. 10.6А). По мере того, как оливин кристаллизуется и накапливается у основания неглубоких коровых магматических камер, остаточная жидкость, которая становится все менее магнезиальной, периодически изливается на поверхность, образуя лавовые потоки. Если первоначальная магма была насыщена серой, при ее эволюции в промежуточной камере совместно с кристаллизацией оливина происходит сегрегация сульфида (рис. 10.6Б). В обоих случаях, показанных на рис. 10.6, состав излившихся на поверхность спинифексных, лишенных фенокристаллов коматинитовых лав представляет состав остаточной магмы, образованной в промежуточной камере на определенной стадии ее фракционирования.

"Пустые" коматиниты. На рис. 10.7Б показан состав спинифексных перидотитовых и базальтовых коматинитов из очевидно безрудных толщ зеленокаменных поясов Канады, Австралии, Зимбабве и Финляндии. Составы всех пород из этих удаленных друг от друга регионов ложатся вдоль тренда, рассчитанного для фракционирования недосыщенной сульфидом коматинитовой жидкости. Такая согласованность свидетельствует, что компьютерные модельные кривые могут быть использованы как эталон для исследования природных "жидкостных эквивалентов" коматинитов.

Коматиниты рудного района Камбалда, Западная Австралия. В месторождениях рудного района Камбалда, описанных в главе 3, представлены типичные никелевые сульфидные руды коматинитовой ассоциации. Многочисленные, небольшие по запасам, но имеющие высокие содержания Ni месторождения развиты здесь преимущественно в основании коматинитовых потоков, и предполагается, что сульфиды были отсажены именно из этих потоков. Коматинитовая толща имеет здесь мощность около 500 м; составляющие ее потоки становятся все менее и менее магнезиальными снизу вверх по разрезу. Lisher et al. (1981) проанализировали серию образцов спинифексных коматинитов и сравнили их состав с модельными кривыми фракционирования, полученными Duke (1979). Эти данные представлены на рис. 10.7В. Образцы Камбалды явно обеднены Ni по сравнению с "пустыми" коматинитами.

Коматиниты месторождения Скошиа, Западная Австралия. Месторождение Скошиа, расположенное в 120 км к ССЗ от Камбалды, было описано в работе Stolz and Nesbitt (1981) как другой типичный пример коматинитовых руд. Анализы спинифексных пород из этого месторождения представлены на рис. 10.7Г. Их составы очень близки составу пород рудного района Камбалда. Они существенно обеднены Ni по сравнению с "пустыми" коматинитами и удалены от модельной кривой фракционирования недосыщенной сульфидом магмы.

#### **10.1.4.2. Количественное моделирование сульфидной сегрегации на основе состава оливинов**

Породы, валовый состав которых может предоставить достоверную оценку состава жидкости, образующейся на различных стадиях кристаллизации мафит-ультрамафитовых магм, редки в природе. Однако, некоторая информация может быть получена, исходя из состава кумулатных минералов, в частности, оливинов. Поскольку Ni в силикатных расплавах является рассеянным элементом, его поведение при кристаллизации твердых минеральных фаз в основном следует закону Хенри, т.е. подчиняется линейной зависимости. Таким образом, содержания Ni в силикатных минералах дают возможность оценить его содержание в магме. Закон Хенри неприменим к главным элементам, таким как Mg и Fe, но Roeder and Emslie (1970) показали, что при кристаллизации оливина из базальтовой магмы молекулярное отношение  $(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{магма}}/(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{оливин}}$

является постоянным, равным 3.0. Итак, содержание форстерита в оливине, с некоторыми оговорками, отображает отношение  $FeO/MgO$  в магме, из которой оливин кристаллизовался. Оговорки касаются возможности изменения первоначального состава оливина, что может происходить при его взаимодействии с захваченной интеркумулатной силикатной жидкостью и с соседними кумулатными фазами (такими, как хромит), а также при взаимодействии с сульфидной жидкостью.

В этом разделе рассматривается использование оливинов мафит-ультрамафитовых интрузий как индикатора процессов, происходивших на разных стадиях кристаллизации интрузивных тел, в частности, - процесса сульфидного насыщения. Важность такого исследования для оценки перспективности интрузий очевидна.

Магмы, которые пришли непосредственно из мантии, не подвергаясь фракционированию или окислению (первичные магмы), будут иметь отношения  $MgO/FeO$  и содержания  $Ni$ , которые, в общем, равновесны оливину, оставшемуся в мантийном источнике. Мантийные источники магм, если они не подверглись обогащению железом, обычно включают оливин  $Fo_{89-94}$ , содержащий 3000–5000 ppm  $Ni$ . По мере кристаллизации примитивной магмы, содержания  $MgO$  и  $Ni$ , отношения  $MgO/FeO$  в магме и в оливинах, выделяющихся из нее, последовательно снижаются.

Совершенная фракционная кристаллизация (сегрегация) происходит тогда, когда кристаллы или капельки несмешиваемой жидкости удаляются из магмы сразу же, как только они образуются. Именно такой процесс обеспечивает наибольшее изменение состава остаточной магмы. Однако, во многих случаях, некоторое количество магмы остается захваченным между аккумуляющимися кристаллическими фазами. Это ведет к двум последствиям: (1) фракционирование, взятое в целом, не является столь значительным, как в случае совершенной фракционной кристаллизации; (2) захваченная жидкость реагирует с ранее сформированными минеральными фазами, изменяя их состав.

В некоторых случаях жидкость, неравновесная с кумулатными фазами, просачивается в толщу кумулула (возможно, потому, что она является более плотной, чем захваченная интеркумулатная жидкость), реагирует с кумулулом и изменяет состав кумулатных фаз (Tait et al., 1984). Один из вариантов этого процесса, когда кристаллы оливина обволакиваются неравновесной сульфидной жидкостью, рассматривается ниже. В оливинах, которые контактируют со значительным (>10 %) количеством сульфида, может измениться содержание  $Ni$ . Такие случаи должны исключаться при моделировании начального состава магмы.

### **Подход к моделированию**

Кристаллизация магмы представляет собой сложный процесс. Здесь рассматриваются только те аспекты процесса, которые относятся к поставленной цели - определить критерии, позволяющие выявить магматические системы, где произошло обеднение халькофильными элементами, обусловленное реакцией магмы с сульфидной жидкостью. Поэтому здесь моделируется совершенная фракционная кристаллизация силикатов, которая приводит к максимальному изменению состава компонентов системы. Если наблюдаемые изменения состава еще более значительны, тогда следует подозревать проявление дополнительных процессов таких, как реакция магмы с сульфидом.

Моделирование выполнено числовым методом по следующей схеме. Из состава магмы удалялась очень небольшая фракция (обычно 0.1 вес.%), представленная  $OI$ ,  $OI+PI$ ,  $OI+PI+Cpx$ ,  $OI+Sul$  или  $OI+PI+Sul$ . Затем расчеты повторялись для оставшегося состава магмы. Соотношения фаз, удаляемых на каждой стадии расчета, основывались на минералогии магматических тел, для которых проводится моделирование.

При моделировании оливина интрузий, развитых в районе Войсис Бэй (см. статьи Naldrett et al., 1996b; Li and Naldrett, 1999; Li et al., 2000), отношение  $FeO/MgO$  в первоначальной магме принималось исходя из состава наиболее примитивных оливинов, встречающихся в интрузиях (на основе зависимости Roeder and Emslie, 1970). Содержание  $FeO$  в магме было принято 11 вес% (на основе анализа закаленных эндоконтактовых пород), содержание  $MgO$  - 7.4 вес% (исходя из отношения  $FeO/MgO$ ). Коэффициент разделения  $Ni$  между оливином и силикатной жидкостью рассчитывался, предполагая, что он линейно изменяется от 3 при 28 вес%  $MgO$  до 9 при 2 вес%  $MgO$  (Arndt, 1977; Duke, 1979; Snyder and Carmichael, 1992). Первоначальное содержание  $Ni$  в магме было принято 350 ppm. Предполагалось, что отношение  $FeO/MgO$  в клинопироксене является таким же, как в сосуществующем оливине (это не совсем точно, но возможные отклонения мало влияют на конфигурацию модельных кривых). Коэффициент разделения  $Ni$  между клинопироксеном и магмой был принят равным 1. Согласно литературным данным (см. Kennedy et al., 1993), он варьирует, но для нашего моделирования, в основном учитывающего фракционирование оливина, плагиоклаза и сульфидной жидкости, эти вариации не являются важными.



## Поисковые критерии и методы распознавания перспективных магматических образований

В тех случаях, когда моделировалась сегрегация сульфидной жидкости, коэффициент разделения Ni между сульфидом и силикатной магмой был принят 500 (Peach and Mathez, 1993). Содержание Ni в сульфидной жидкости рассчитывалось исходя из этого коэффициента и содержания Ni в магме. Содержание Fe в сульфиде рассчитывалось на основе предположения, что содержание Fe+Ni в сульфидной жидкости составляет 60 вес%, что типично для сульфидов, образующихся из мафитовых магм (см. Naldrett et al., 2000a). Железо, удаляемое в сульфид, вычиталось в виде FeO (вместе с FeO удаляемых силикатных фаз) из FeO магмы на каждой ступени расчета.

Серия кривых изменения состава оливина, полученных при моделировании, представлена на рис. 10.8, где эти кривые наложены на поле составов оливинов Симкина и Смита (Simkin and Smith, 1970). На первый взгляд кажется странным, что фракционирование, например, Ol + Crx + Pl обедняет магму никелем быстрее, чем фракционирование одного оливина. Это связано с количеством материала, удаленного при фракционировании (каждая метка на кривых соответствует 10 вес% фракционной кристаллизации магмы). Крутизна кривых, представленных на рис. 10.8, является как функцией снижения содержания Ni, так и функцией изменения отношения FeO/MgO в магме, что зависит от комбинации удаляемых кумулатных фаз. Результаты моделирования, представленные на рис. 10.8, обсуждаются ниже применительно к конкретным магматическим телам.

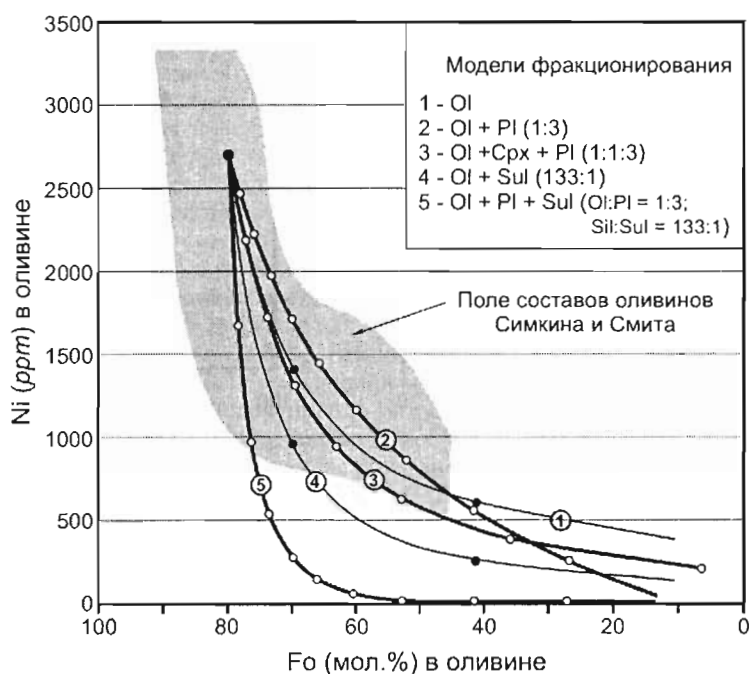


Рис. 10.8.

Модельные кривые, показывающие изменение содержаний Ni и Fo в оливине при совершенном фракционировании магмы, содержащей 7.4 вес% MgO, 11 вес% FeO и 350 ppm Ni.

При характеристике моделей фракционирования в скобках приведено весовое соотношение удаляемых фаз. Метки на кривых отвечают 10% фракционирования первоначальной жидкости. Модельные кривые наложены на поле составов оливинов Симкина и Смита (Simkin and Smith, 1970)

### Моделирование интрузии Войсис Бэй

Интрузия Войсис Бэй, вмещающая одноименное месторождение, описана в главе 6. Согласно представленной там модели, образовавшая интрузию мантийная пикритовая магма в процессе подъема реагировала с породами средней коры и приобрела их некоторые геохимические и изотопные черты. Далее магма внедрилась в сульфид- и графитсодержащие раннепротерозойские парагнейсы Тасуизк, где образовала нижнюю интрузивную камеру (камера Рид Брук). Здесь произошло фракционирование расплава с образованием оливиновых кумулатов перидотитового и мелатроктолитового состава (мелатроктолиты состоят из оливинового кумулуса и интеркумулатного плагиоклаза). Затем, в результате реакции с вмещающими гнейсами, магма достигла сульфидного насыщения и сегрегировала сульфидную жидкость,

что обеднило магматический расплав халькофильными элементами. Далее в интрузивную систему вошла свежая магма, которая вытесняла деплетированную магму (вместе с содержащимися в ней сульфидами) в дайкообразный магматический проводник, а из него - в магматическую камеру верхнего уровня. Из деплетированной магмы "первой волны" образовались лейкотроктолиты нижней интрузивной камеры, оливиновые габбро проводника и оливиновые габбро верхней камеры. Свежая недеплетированная магма "второй волны" обогатила сульфиды, находившиеся в проводнике, халькофильными элементами. Ее динамическое действие привело к концентрированию сульфидов в расширениях проводника и в месте вхождения проводника в приподошвенную часть верхней магматической камеры. Кроме того, магма "второй волны" взламывала оливиновые кумулаты нижней интрузии. Обломки этих пород, в которых сохранилась запись ранней истории кристаллизации, образовали ультрамафитовые включения, находящиеся в магматических брекчиях проводника и верхней интрузивной камеры. При кристаллизации магмы "второй волны" образовывались леопардовые троктолиты проводника, такситовые и нормальные троктолиты верхней интрузивной камеры. Последние породы представляют собой плагноклаз-оливиновые кумулаты с соотношением плагноклаза и оливина 3:1.

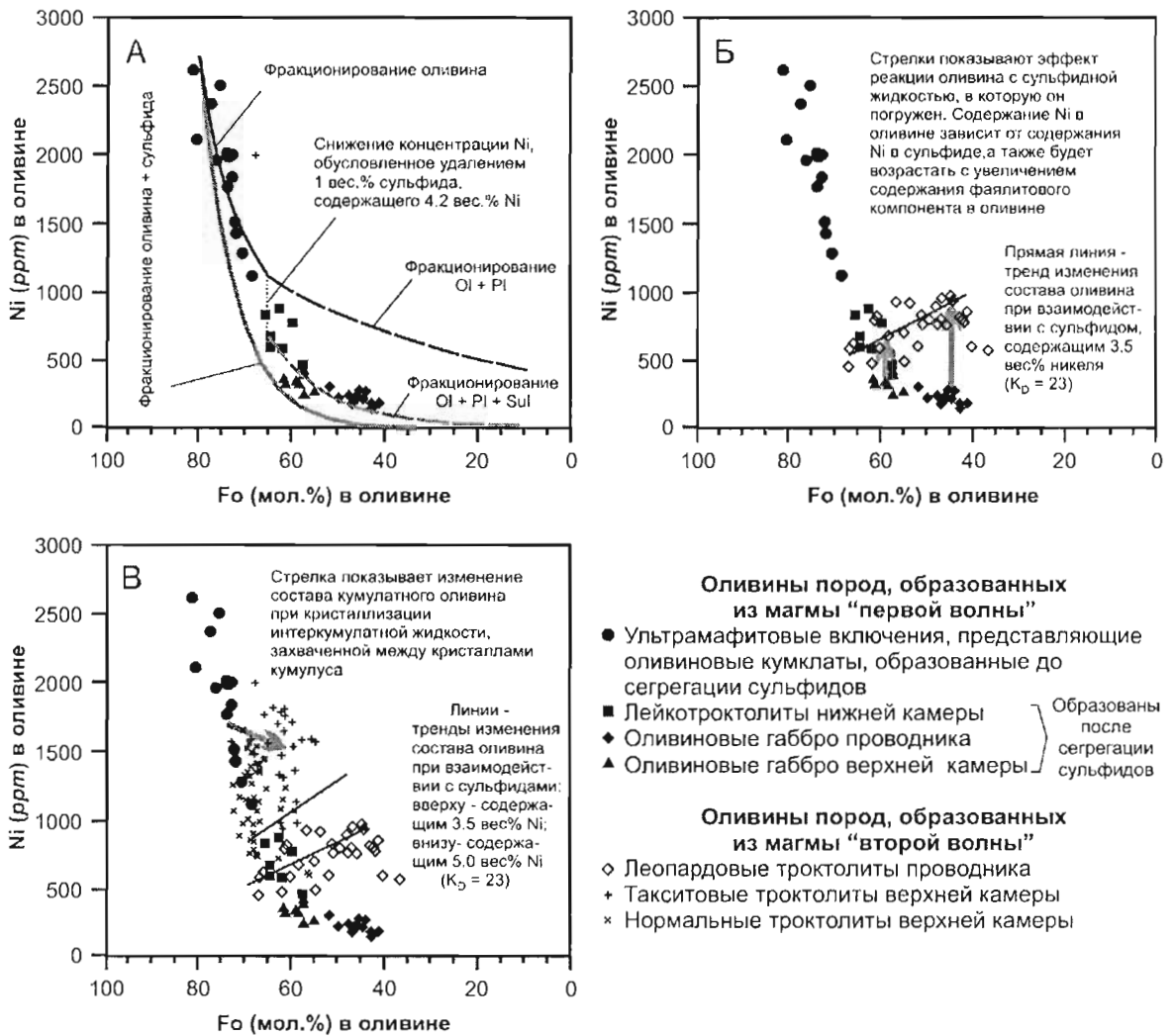


Рис 10.9.

Ковариации содержаний Ni и форстерита в оливинах интрузии Войсис Бэй и их моделирование (по материалам Li and Naldrett, 1999).

А - данные для пород, образованных из магмы "первой волны". Б - те же данные совместно с данными для леопардовых троктолитов. В - все данные по оливинам интрузии Войсис Бэй

## Поисковые критерии и методы распознавания перспективных магматических образований

На рис. 10.9 представлена серия диаграмм, где показаны ковариации содержаний Ni и Fo в оливинах интрузии Войсис Бэй. На первой диаграмме (рис. 10.9А) отображены данные для пород, которые кристаллизовались из магмы "первой волны". Здесь приведены также четыре модельные кривые. Первая из них, охватывающая составы  $>Fo_{65}$ , отвечает кристаллизации одного оливина. Вторая, учитывающая составы  $<Fo_{65}$ , соответствует кристаллизации оливина + плагиоклаза в пропорции 1:3 (эта пропорция является модальной для троктолитов и габбро). Третья кривая представляет модель фракционирования оливина и сульфида в пропорции 133:1. Это отношение выбрано потому, что оно является наиболее ожидаемым для случая, когда сульфиды сегрегируются в результате выпадения из магмы силикатных минералов (в данном случае оливина), без изменения растворимости сульфида вследствие изменения состава магмы. Такое предположение является простейшим, мы остановились на нем потому, что не имеем достаточных данных, чтобы моделировать изменения растворимости сульфида с изменением состава магмы. Четвертая кривая, рассчитанная для составов  $<Fo_{65}$ , представляет кристаллизацию плагиоклаза и оливина в соотношении 3:1 совместно с сегрегацией сульфидной жидкости (пропорция силикат/сульфид сохранена прежней - 133:1).

Из рис. 10.9А видно, что тренд составов оливинов ультрамафитовых включений, имеющих магнезиальность  $>Fo_{65}$ , исключительно хорошо отвечает модели фракционирования одного оливина. Составы оливинов лейкотроктолитов, оливиновых габбро и оливиновых габбро проводника, магнезиальность которых  $<Fo_{65}$ , ложатся вдоль модельной кривой, представляющей совместное фракционирование оливина + плагиоклаза (в пропорции 1:3) и сульфидной жидкости. Соответственно, можно предположить, что эти оливины кристаллизовались из магмы, обедненной халькофильными элементами. Итак, мы полагаем, что при фракционировании магмы "первой волны" сначала из нее кристаллизовался только оливин. Затем, когда содержание Fo в оливине достигло 65 мол%, магма насытилась сульфидом, возможно, в результате контаминации внешней серой. Фактические данные объясняются лучше всего, если предположить, что в период между формированием материала ультрамафитовых включений и лейкотроктолитов из магмы сегрегировался 1 вес% сульфида (содержащего 4.2 вес% Ni) без кристаллизации силикатных минералов. Этот процесс резко снизит содержание Ni в магме и в последующем кумулатном оливине. Скачок в содержании Ni в оливине при  $Fo_{65}$  (которому соответствует разрыв между модельными кривыми фракционирования оливина и  $OI + PI + Sul$  на рис. 10.9А) составляет около 400 ppm.

Представленная модель хорошо объясняет составы оливинов, кристаллизовавшихся из магмы "первой волны", но не составы оливинов леопардовых, нормальных и такситовых троктолитов, которые, как видно из рис. 10.9Б,В, имеют широкий разброс. Рассмотрим леопардовые троктолиты, которые развиты в магматическом проводнике, соединяющем нижнюю и верхнюю интрузивные камеры. Породы состоят из кристаллов оливина и плагиоклаза, заключенных в матрицу, содержащую более 20% сульфида. Из рис. 10.9Б видно, что содержание Ni в оливинах леопардовых троктолитов увеличивается с уменьшением Fo. Li and Naldrett (1999), обсуждая эту особенность, пришли к выводу, что она обусловлена переуравновешиванием Ni и Fe между оливином и сульфидом. В реакциях между двумя названными фазами соотношение Ni/Fe управляется постоянным  $K_D$ . Обменные реакции будут сильно влиять на содержание Ni и Fe в оливине, когда в сульфидах, находящихся на расстоянии, доступном для диффузии при высоких температурах, содержится сопоставимое или большее количество Ni, чем в соседнем оливине. Не вполне ясно, на каком расстоянии может происходить диффузионный обмен. Мы наблюдали изменение состава оливина, находящегося на расстоянии 1 см от сульфидного агрегата, имеющего размер  $>1$  см в диаметре, на расстоянии, доступном для диффузии, может быть и большим. Li and Naldrett (1999) показали (рис. 10.9Б), что тренд леопардовых троктолитов объясним при реакции оливинов, имевших начальный состав, подобный оливинам лейкотроктолитов, оливиновых габбро и оливиновых габбро проводника, с сульфидами, содержащими 3.5 вес.% Ni (многие из сульфидов проводника имеют подобное содержание Ni), при  $K_D^{Su/OI} = 23$  (согласно Brenan and Caciagli, 2000, именно такое значение является наиболее вероятным для интрузии Войсис Бэй). Когда оливины будут реагировать с сульфидной жидкостью, содержащей 5 вес.% Ni, их состав будет изменяться вдоль соответствующей линии, показанной на рис. 10.9В. Более высокое содержание Ni в сульфиде приведет еще к большему обогащению оливинов никелем. Сульфиды такситовых троктолитов местами содержат до 8 вес.% Ni, и содержание Ni в оливинах этих пород является очень высоким - до 2000 ppm (см рис. 10.9В). Логично предположить, что высокие концентрации Ni и разброс составов оливинов в такситовых троктолитах тоже, как и в леопардовых троктолитах, в основном объясняются взаимодействием с сульфидами.

Возможно также (Barnes, 1986), что состав кумулатного оливина и плагиоклаза будет изменяться при кристаллизации интеркумулатной жидкости, захваченной между кристаллами кумулула. Li and Naldrett (1999) обсудили этот аспект применительно к интрузии Войсис Бэй и показали, что в кумулатах, содержащих 30–50% захваченной жидкости, где соотношение оливина и плагиоклаза составляет 1:3, снижение содержания Fo в кумулатном оливине может достичь 10–15 мол% Fo вместе с сильным уменьшением содержания Ni. Влияние этого процесса показано стрелкой на рис. 10.9В. Породы, содержащие больше оливина и меньше захваченной жидкости, будут менее подвержены действию такого процесса. Возможно, это объясняет меньший разброс составов оливинов в ультрамафитовых включениях.

**Моделирование интрузий Пэнтс Лэйк, расположенных к югу от месторождения Войсис Бэй**

В 80 километрах к югу от месторождения Войсис Бэй находится серия пластообразных интрузивных тел, образованных 1.322 млрд лет назад (Smith et al., 1999). Они пререзают протерозойские пелит-саммитовые породы и кварц-полевошпатовые ортогнейсы, а также, частично, северную часть анортозитового комплекса Харп Лэйк, имеющего возраст 1.45 млрд лет. Интрузии развиты на площади 20x30 км, центр которой находится у озера Пэнтс, примерно в 10 км к западу от границы между провинциями Черчилл и Нэйн. Мощность тел варьирует от десятков до сотен метров. Обычно эти тела называются интрузиями оливинового габбро, так как их главными кумулатными фазами являются оливин и плагиоклаз. Однако, в интрузиях отмечается расслоенность. В основании некоторых тел залегает минерализованная базальная зона (мощностью до 2.2 м), которая содержит ультрамафитовые включения, выше лежит маломощный (примерно 10 м) слой перидотита, затем, как правило, среднезернистые оливинные габбро (кумуляс представлен оливином и плагиоклазом в соотношении 1:3). Эти габбро выделяются как породы типа 1. Верхняя часть разреза интрузий, в основном, образована породами типа 2 – крупнозернистыми габбро с кумулатным плагиоклазом и интеркумулясом оливина и клинопироксена. В меньшей степени развиты породы типа 3 (встреченные некоторыми буровыми скважинами), которые образованы очень крупными (3–20 см), часто трещиноватыми кристаллами плагиоклаза, помещенными в матрицу, сложенную плагиоклазом, биотитом, клинопироксеном и оливином (богатым фаялитовым компонентом), с большим количеством ильменита. Геология, петрология и оруденение интрузий Пэнтс Лэйк описаны в работах Kerr (1999), MacDonald (1999) и Kerr and Ryan (2000). В 1996 году оруденение интрузий разведывалось компанией Donner Minerals Ltd. с партнерами, в 1997 и 1998 годах разведка осуществлялась теми же компаниями совместно с Teck Corporation. Методика работ включала анализ оливина во многих образцах. Автор исключительно благодарен Харви Китсу (Harvey Keats), президенту компании Donner Minerals Ltd., за разрешение использовать полученные при разведке данные. Эти данные представлены на рис. 10.10.

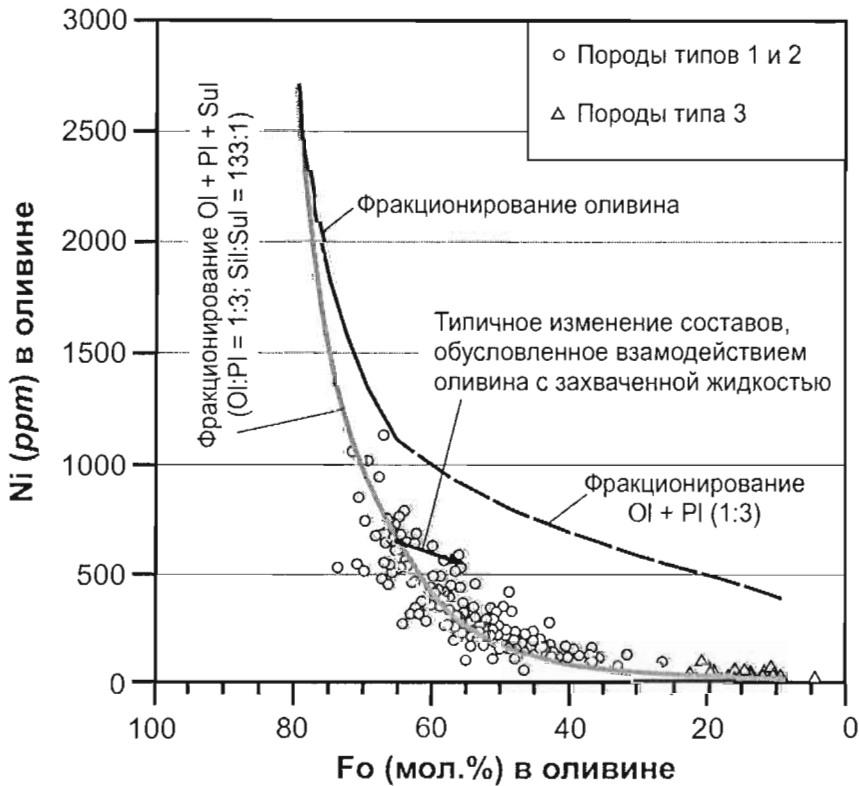


Рис. 10.10.

Составы оливинов интрузивных тел Пэнтс Лэйк и модельные кривые фракционирования

Ультрамафитовые включения не были встречены в разрезах буровых скважин и остались неизученными. Но, в целом, интрузии Пэнтс Лэйк имеют большое сходство с интрузией Войсис Бэй, так что мы выбрали для моделирования те же самые исходные параметры.

## Поисковые критерии и методы распознавания перспективных магматических образований

Из рис. 10.10 видно, что составы оливинов Пэнтс Лэйк лежат значительно ниже кривой фракционирования оливина и кривой фракционирования  $O1 + P1$  в пропорции 1:3, продолжающей первую линию при составе оливина  $<Fo_{65}$ . Тренд составов хорошо описывается кривой фракционирования  $O1 + P1$  совместно с сульфидом (отношение сульфида к силикатам составляет 1:133). Отсюда мы заключаем, что, в противоположность интрузии Войсис Бэй, магма, образовавшая интрузивные тела Пэнтс Лэйк, насытилась сульфидом на ранней стадии эволюции и сегрегировала сульфид на протяжении большей части своего развития. Этот процесс привел к сильному обеднению магмы халькофильными элементами, и в результате образованные сульфиды имеют низкие содержания Ni. Данные, полученные для интрузий Пэнтс Лэйк, не представляют свидетельств вхождения в интрузивную систему новой порции необедненной магмы, которая, как предполагается, увеличила содержание Ni в рудах интрузии Войсис Бэй.

Если исходить из того, что в промышленных рудах содержание Ni в 100-процентном сульфиде должно быть не менее 2.75 вес%, и применять коэффициенты разделения, использованные при нашем моделировании, магма, образующая такие руды, должна кристаллизовать оливин с содержанием никеля 500 ppm или больше (рис. 10.11). Таким образом, в интрузиях Пэнтс Лэйк сульфиды с приемлемым содержанием Ni могут быть найдены только в телах, которые содержат оливин состава  $Fo_{60}$  или более магнезиальный.

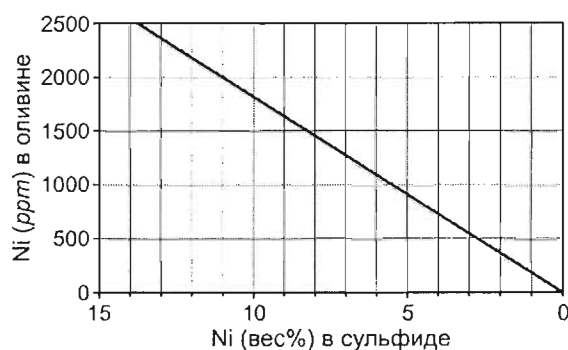


Рис. 10.11.

Ковариации содержаний никеля в оливине и сульфиде, образующихся из одной и той же силикатной магмы в условиях равновесия при  $D_{Ni}^{Sul/Ol}=55$

### Моделирование интрузий Мокси и Катадин (штат Мэн, США)

Интрузии Мокси и Катадин находятся в горах Аппалачи, в центральной части штата Мэн (США). Они имеют девонский возраст (внедрены в течение акадской орогении) и залегают в силурійско-девонских метасадочных породах. Обе интрузии включают сульфидные никелевые месторождения, которые не являются промышленными, но интересны с генетической точки зрения.

Интрузия Мокси в плане представляет собой удлиненное тело (длиной около 70 км при ширине 2-8 км), вытянутое с юго-запада на северо-восток. Она образована породами, варьирующими по составу от дунитов и перидотитов до оливиновых габбро. Расслоенность является беспорядочной, что характерно для синорогенных интрузий. Представляется, что когда происходило фракционирование, магма находилась в движении, так что более примитивные оливиновые кумулаты развиты на юго-западе интрузии, а более фракционированные оливин-плагноклазовые и плагноклазовые кумулаты тяготеют к северо-восточной части тела. В западной части интрузии практически повсеместно развита сульфидная вкрапленность, а там, где интрузия близко граничит с сульфидсодержащими породами формации Хилдретс, выделяются три небольших рудных тела (рис. 10.12), содержание сульфидов в которых составляет 10-50 %. Согласно данным Thompson and Naldrett (1984), изотопный состав серы в сульфидах ( $\delta^{34}S$  от -8 до -23) и отношение S/Se (100 000-40 000) оставляют мало сомнений, что сера происходит из формации Хилдретс, где среднее значение  $\delta^{34}S$  составляет -26, а отношение S/Se варьирует от 27 000 до 50 000.

Интрузия Катадин представляет собой небольшой шток (размером 1.5x4.5 км), расположенный в 15 км к югу от интрузии Мокси. Она образована оливиновыми габбро, которые, по сумме петрографических и геохимических данных, произошли из магмы того же состава, что и интрузия Мокси. В южной части интрузии Катадин имеется месторождение сульфидных руд, близких массивным. Запасы руд составляют более 200 млн т, но руды содержат всего 0.2 вес% Ni, 0.1 вес% Cu и 0.17 вес% Co. Изотопный состав серы и отношение S/Se ( $\delta^{34}S$  варьирует от -11 до -22; S/Se = 23 000-33 000) подобны сульфидам Мокси. Основная часть серы здесь, очевидно, тоже вошла в интрузию из вмещающих пород.

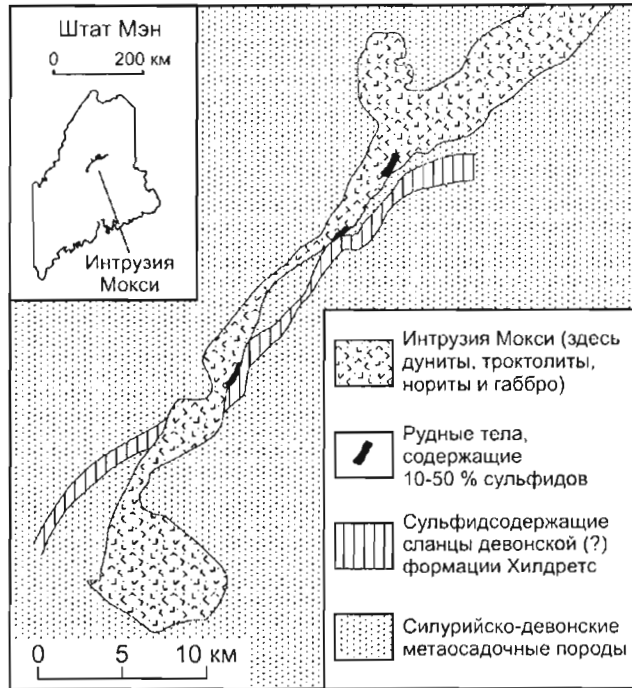


Рис. 10.12.

Схематическая карта, показывающая расположение рудных тел в юго-западной части интрузии Мокси (по Thompson and Naldrett, 1984)

Thompson and Naldrett (1984) изучили состав оливинов интрузий Мокси и Катадин. В интрузии Мокси их работы были сконцентрированы на юго-западе интрузивного тела, в частности, в окрестностях рудных залежей.

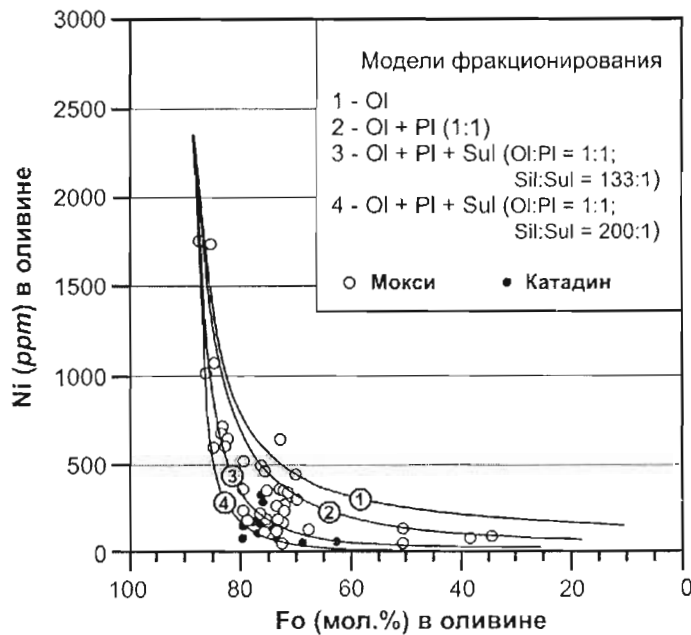


Рис. 10.13.

Составы оливинов интрузий Мокси и Катадин и модельные кривые фракционирования магмы (составы оливинов по Thompson and Naldrett, 1984)

Оливины обеих интрузий (рис. 10.13) содержат больше форстеритового компонента, чем в интрузии Войсис Бэй, так что для моделирования нужно было выбрать иной начальный состав магмы с более высоким отношением  $MgO/FeO$ . Мы остановились на магме, содержащей 9 вес%  $FeO$ , 12 вес%  $MgO$  и 350 *ppm*  $Ni$ . Ввиду сложной расслоенности интрузии Мокси, которая практически не откартирована, мы не смогли установить значение  $F_0$ , при котором фракционирование оливина сменяется фракционированием  $OI + Pl$ , так что мы рассчитали обе кривые, начиная их от точки начального состава магмы. В соответствии с модальным составом пород, соотношение фракционирования оливина и плагиоклаза было принято 1:1. Из рис. 10.13 видно, что некоторые образцы Мокси ложатся вблизи кривых фракционирования оливина и  $OI + Pl$ , но другие находятся ниже. Как было указано в работе Thompson and Naldrett (1984), оливины интрузии Катадин много беднее никелем, по сравнению с Мокси, и ложатся вблизи кривых фракционирования  $OI+Pl+Sul$ . Многие образцы Мокси располагаются вдоль кривой фракционирования сульфидов + силикатов (в пропорции 1:133) или непосредственно правее кривой (это смещение может быть обусловлено взаимодействием кумулуса с захваченной сульфидной жидкостью, что обсуждалось выше). Образцы интрузии Катадин не показывают какого-либо тренда вообще. Причиной может быть добавление сульфида вмещающих осадочных пород на некоторой поздней стадии развития магмы, когда ее состав находился на кривой фракционирования либо оливина, либо  $OI+Pl$ , либо  $OI+Pl+Sul$ .

### **Моделирование интрузий Инсизва и Табанкулу (Южная Африка)**

Интрузии Инсизва, Ингели, Тонти и Табанкулу, которые относятся к магматизму Кару, характеризовались в главе 4. Они содержат значительно больше оливина, чем другие магматические образования Кару. Существуют разные мнения о природе первичной магмы, образовавшей интрузии: либо она представляла высокомагнезиальный базальт (Cawthorn, 1980), либо типичный базальт Кару, который был обогащен  $MgO$  в результате аккумуляции оливина (Lightfoot and Naldrett, 1984b; Lightfoot et al., 1984). При изучении интрузий Табанкулу (Lightfoot and Naldrett, 1984a) и Инсизва (Lightfoot et al., 1984) значительное внимание уделялось исследованию состава оливина. Полученные данные обсуждаются ниже.

Интрузия Инсизва представляет собой пластообразное тело мощностью несколько сотен метров, тогда как интрузия Табанкулу является желобообразной, вытянутой вдоль питающего проводника. В обоих телах представлен базальный горизонт оливинового габбро, который перекрывается пикритами (их мощность составляет 50 м в разрезе Уотерфолл Годж интрузии Инсизва и 200 м на севере интрузии Табанкулу). Выше в интрузии Инсизва залегают слои габбро и оливиновых габбро, а в интрузии Табанкулу - слои троктолитов и оливиновых габбро. Отсутствие непрерывности в составе минералов свидетельствует, что обе интрузии формировались в результате нескольких эпизодов поступления магмы.

Lightfoot et al. (1984) и Naldrett et al. (1984a), сравнив составы оливинов интрузий Инсизва и Табанкулу с полем оливинов Симкина и Смита (Simkin and Smith, 1970), пришли к выводу, что в обеих интрузиях присутствуют оливины бедные никелем, и это указывает, что магма реагировала с сульфидами до того, как она внедрилась в конечные камеры. Для поисков этих предполагаемых сульфидов выполнялись геологоразведочные работы, но они не привели к успеху.

На рис. 10.14 представлены данные по составу оливинов интрузий Инсизва и Табанкулу и модельные кривые фракционирования. Для моделирования, исходя из состава наиболее примитивных оливинов и разумного содержания  $FeO$  в магме (9 вес%), было принято, что первоначальная магма содержала 14 вес%  $MgO$  и 450 *ppm*  $Ni$ . При эволюции такой магмы фракционирование одного оливина быстро обеднит магму (и соответственно никелем). Все составы, относящиеся к интрузии Инсизва, лежат выше линии фракционирования оливина. Такие составы могут быть получены, если за фракционированием 3.5 вес% оливина (это снизит содержание форстерита в оливине от 90 до 89.3 мол % и содержание никеля в жидкости от 450 до 367 *ppm*) последует фракционирование  $OI + Crx$  (соотношение 1:1) плюс плагиоклаза (57.5 вес% кумулуса). Эта пропорция отвечает соотношению кумулатных минералов в породах.

Многие составы базальных габбро и пикритов интрузии Табанкулу лежат ниже кривой фракционирования оливина, что может быть объяснено фракционированием оливина и сульфида в соотношении 133:1. Если предположить, что сегрегировалась несколько большая пропорция сульфидов или наступило равновесие сульфида с силикатной магмой (как это предполагалось для интрузий Войсис Бэй и Катадин), то будет даже большее совпадение модельных и природных данных.

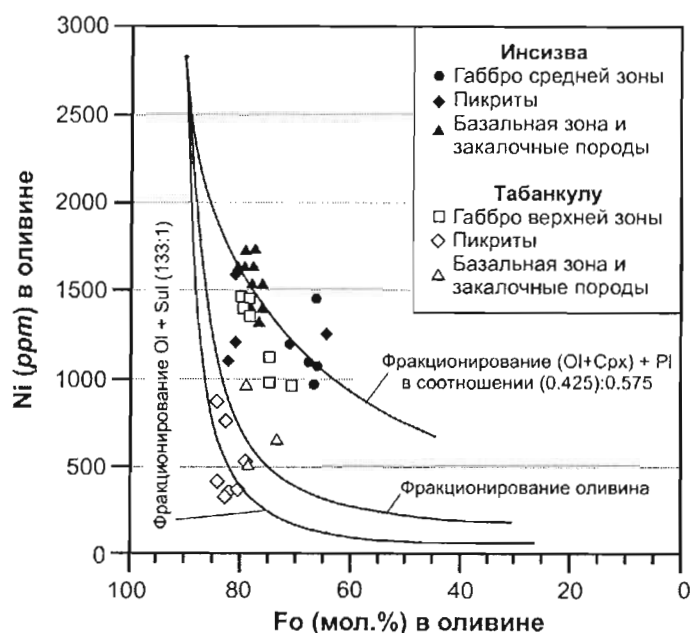


Рис. 10.14.

Составы оливинов интрузий Инсизва и Табанкулу и модельные кривые фракционирования (составы оливинов по Lightfoot and Naldrett, 1984a, и Lightfoot et al., 1984)

#### Заключительные заметки

Итак, моделирование Рэлеевского фракционирования дает возможность получить кривые вариаций Ni и Fo в оливинах с учетом и без учета сегрегации сульфида. Сравнение реального состава оливинов с модельными кривыми позволяет понять, выделялась ли из магмы несмешиваемая сульфидная жидкость. Для проведения моделирования необходимо разумно оценить коэффициенты разделения химических элементов между минеральными фазами и некоторые параметры исходного состава магмы. Моделируя фракционирование силикатных минералов, нужно основываться на пропорциях кумулатных фаз, представленных в данном магматическом теле. Чтобы получить разумную оценку состава начальной магмы и рассчитать кривые, наиболее правдоподобно представляющие историю кристаллизации, необходимо изучать минералогию кумулуса интрузий и пытаться найти другие ключи для выяснения хода эволюции магмы. Например, при изучении интрузии Войсис Бэй очень помогло исследование ультрамафитовых включений. Заметим, что некоторые неточности в оценке состава первоначальной магмы не особенно сильно сказываются на результатах моделирования.

Проведенные исследования показали, что метод Симкина и Смита (Simkin and Smith, 1970) не является удовлетворительным для распознавания пород, обедненных и необедненных халькофильными элементами. Как видно из рис. 10.9 и 10.13, фракционирование оливина или Ol + Pl может привести к очень резкому снижению Ni со снижением Fo без участия сульфидной сегрегации. Магма Инсизвы, например, не обязательно реагировала с сульфидами (хотя представляется вероятным, что такая реакция проходила в магме Табанкулу).

Интрузивные тела, как правило, формируются в результате нескольких поступлений магматического материала. В наших исследованиях мы не пытались развить детальные модели, где учитывается каждая отдельная инъекция магмы. В будущем могут быть получены лучшие модели, но необходимо помнить о главном: точность моделирования в первую очередь зависит от точности коэффициентов разделения химических элементов. В наших исследованиях мы выбрали линейную корреляцию между  $MgO$  и  $D_{Ni}^{Olivин/Магма}$ . Мы игнорировали отклонения, которые, как известно, связаны с вариациями  $fO_2$  (Snyder and Carmichael, 1992; Gaetani and Grove, 1997), - в связи с трудностью определения фугитивности кислорода при формировании интрузий. Мы использовали постоянный коэффициент разделения Ni между сульфидом и силикатной магмой (500), несмотря на свидетельства (Brenan and Caciagli, 2000), что данный коэффициент будет варьировать при изменении как  $fO_2$ , так и содержания NiS в сульфиде. Мы приняли все эти условности потому, что хотели начать дискуссию, представив предварительную попытку моделирования, не дожидаясь дальнейших экспериментальных данных.



**10.1.5. Использование отношения Cu/Zr в вулканических и интрузивных породах**

В главе 6 при описании геохимии интрузии Войсис Бэй говорилось, что как Cu, так и Zr, являются несовместимыми элементами на протяжении большей части фракционной кристаллизации недосыщенных сульфидом мафит-ультрамафитовых магм. По мере кристаллизации происходит увеличение содержаний обоих элементов, но отношение Cu/Zr остается постоянным. Когда произойдет сульфидное насыщение, медь больше не будет несовместимой, она будет удаляться с сульфидами. Первыми обратили внимание на важность отношения Cu/Zr Lightfoot et al. (1994). Они указали, что в базальтах Норильского района, которые не реагировали с сульфидами (туклонских, верхнеморонговских и мокулаевских), это отношение имеет величину 1–3, тогда как в базальтах, реагировавших с сульфидами (нижне-средненадеждинских, верхненадеждинских и нижнеморонговских), величина Cu/Zr составляет менее 1 (рис. 10.15А).

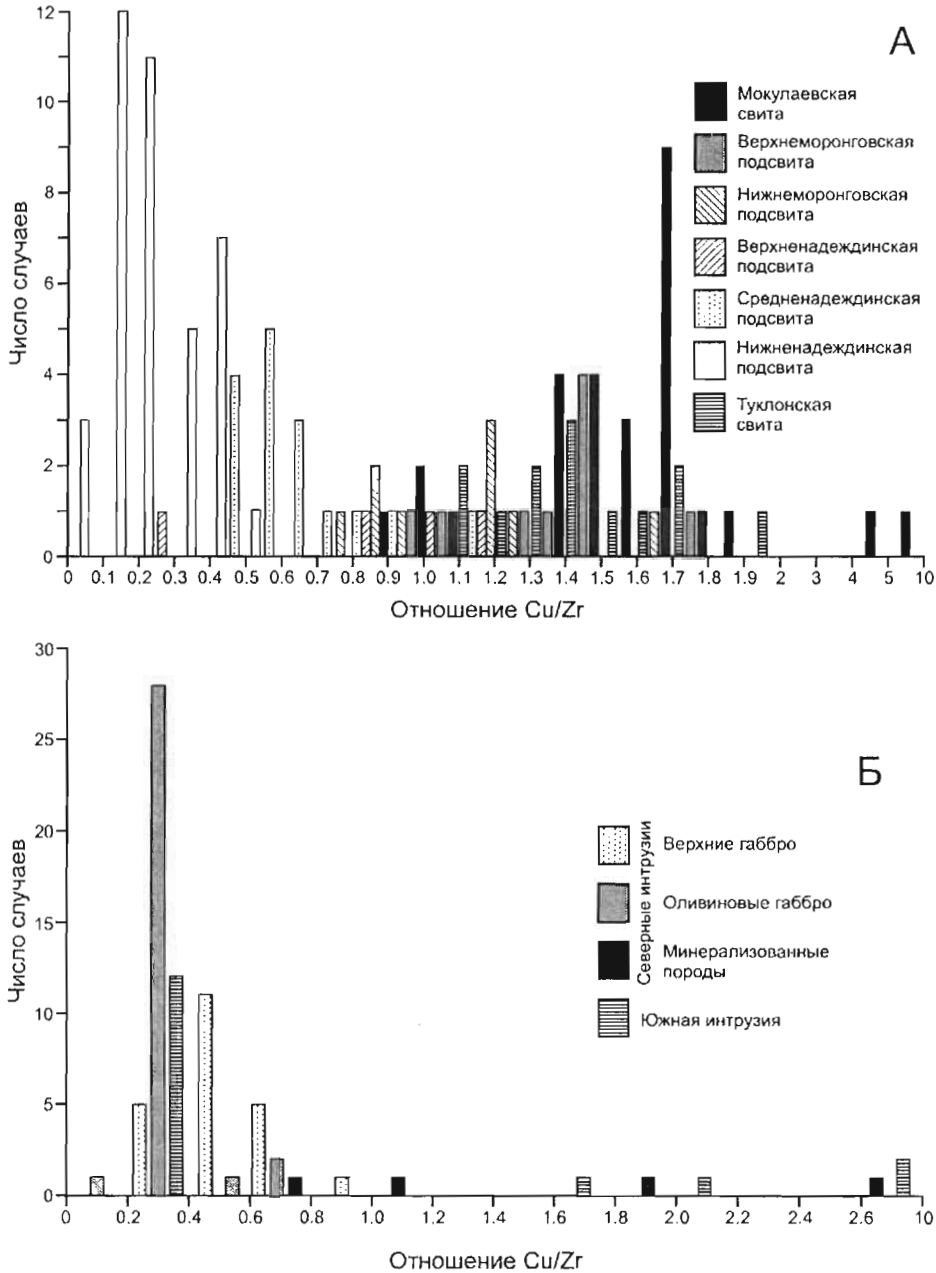


Рис. 10.15.  
Отношение Cu/Zr в базальтах Норильского района, по данным Lightfoot et al., 1994 (А),  
и в интрузивных породах района Пэнтс Лэйк, по данным MacDonald, 1999 (Б)

Поскольку в интрузивных кумулатных породах соотношение несовместимых элементов определяется составом расплава, захваченного между кристаллами кумулуса, отношение  $Cu/Zr$  в каждом образце будет отражать отношение в магме, образовавшей кумулус. Отношение  $Cu/Zr$  может быть использовано для интрузивных пород с той же эффективностью, что и для вулканических.

Выше было показано, что состав оливинов интрузии Пэнтс Лэйк как в северных телах, так и в южной части интрузии, отвечает тренду, указывающему на обедненность халькофильными элементами. На рис. 10.15Б представлены отношения  $Cu/Zr$  в этих породах. Как для северных интрузий, так и для южного тела, большая часть значений, исключая образцы минерализованных пород, имеет величину менее 1. Это согласуется с выводом, что магмы обеих частей интрузии реагировали с достаточным количеством сульфида. Li and Naldrett (1999) показали, что в месторождении Войсис Бэй существует корреляция между обеднением Ni, установленным по составу оливина, и отношением  $Cu/Zr$  в породах, включающих этот оливин (см. рис. 6.17). Итак, накапливается все больше и больше данных, что отношение  $Cu/Zr$  служит очень полезным индикатором пород, которые формировались из магмы, взаимодействовавшей с сульфидной жидкостью, и испытали обеднение халькофильными элементами. Пограничным значением, которое разделяет магмы, реагировавшие и не реагировавшие с сульфидами в породах Норильского района и интрузии Войсис Бэй, является величина  $Cu/Zr = 1$ . По-видимому, это простое совпадение. Пограничное значение может меняться от места к месту в зависимости от начального содержания Zr и Cu.

Очевидно, что, помимо отношения  $Cu/Zr$ , с той же целью могут использоваться отношения Cu к другим несовместимым элементам таким, как Y или Yb. Важно только, чтобы литофильные элементы, соотносимые с медью, оставались несовместимыми вплоть до поздней стадии кристаллизации.

### **10.1.6. Применение Норильской модели для выбора перспективных площадей**

Модель формирования Норильских руд, представленная в главе 4, может быть использована для оценки перспективности других площадей, где развиты платобазальтовые образования.

#### **10.1.6.1. Главные металлогенические особенности Норильского района**

По мнению автора, главными особенностями, определившими специфику магматизма и рудоносности Норильского района, являются следующие:

1. Район находился у "горячей точки" мантии, что определило излияние огромного объема платобазальтов.
2. Здесь проявился крупномасштабный континентальный рифтинг, последовавший за развитием "горячей точки".
3. В районе существовали крупные разломы, проникавшие в мантию, которые возникли или были реактивированы в течение рифтинга и служили проводниками магмы.
4. Некоторые порции магмы были контаминированы коровым материалом.
5. Некоторые контаминированные вулканические образования, почти одновозрастные рудоносным интрузиям, обеднены халькофильными элементами, что, наиболее вероятно, свидетельствует о сегрегации сульфидов.
6. Сульфиды сконцентрировались в подводных каналах магматической системы, что позволяло им реагировать с поздними магмами, проходящими через каналы, и вело к обогащению сульфидов цветными и благородными металлами.
7. В разрезе осадочных пород ниже интервала локализации рудоносных интрузий присутствуют сульфатсодержащие эвапориты.

#### **10.1.6.2. Распознавание коровой контаминации**

Хорошим простым инструментом для разделения контаминированных и неконтаминированных магматических пород является диаграмма  $La/Sm - SiO_2$ : оба показателя возрастают при загрязнении магмы коровым материалом. На рис. 10.16А представлена диаграмма  $La/Sm - SiO_2$  для базальтовых лав четырех свит средней части вулканической толщи Норильского района. Контаминированные нижне-средненадеединские базальты четко отличаются от слабоконтаминированных верхненадеединских и нижнеморонговских, а последние - от неконтаминированных туклонских, верхнеморонговских и мокулаевских пород. Однако, заметим, что как  $La/Sm$ , так и  $SiO_2$ , могут увеличиваться не только при добавлении корового материала, но и в связи с другими процессами. Диаграмма не представляет окончательного доказательства контаминации.

**Поисковые критерии и методы  
распознавания перспективных магматических образований**

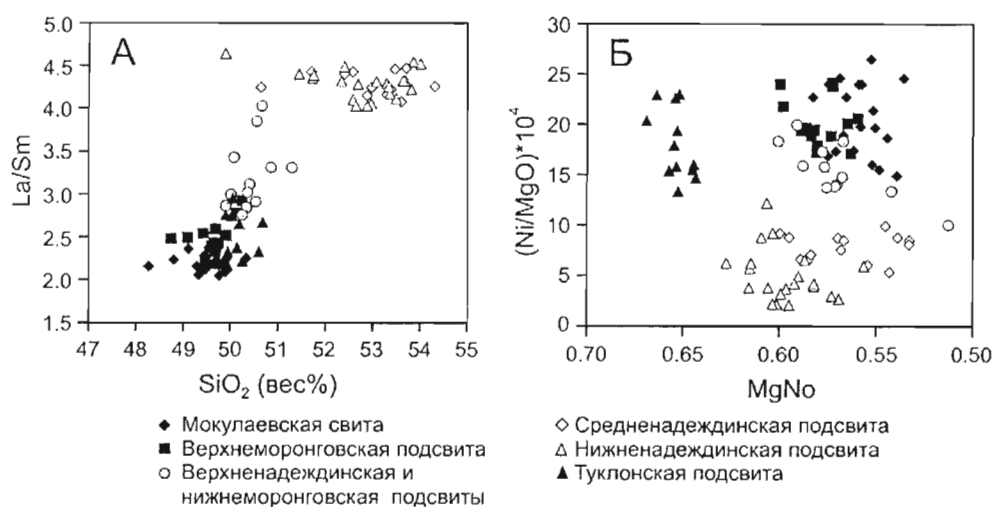


Рис. 10.16.

Диаграммы  $La/Sm - SiO_2$  (А) и  $(Ni/MgO) \cdot 10^4 - MgNo$  (Б) для базальтов туклонской, надеждинской, моронговской и мокулаевской свит Норильского района.

$MgNo$  (магний-номер) в данном случае рассчитывался как молекулярное отношение  $MgO/[MgO+(0.85 \cdot FeOT)]$  в породе

### 10.1.6.3. Распознавание обеднения халькофильными элементами

Наиболее надежным и дешевым методом распознавания обедненности халькофильными элементами будет исследование деплетированности никелем. Ni входит в структуру силикатных пород, и, следовательно, он менее мобилен, чем Cu, Pt и Pd, которые обычно ассоциируют с сульфидной примесью. Удобным способом изучения поведения Ni в серии магматических пород будет рассмотрение диаграммы Ni/MgO – MgNo для валового состава пород. MgNo (магний-номер) представляет собой молекулярное соотношение магния и железа в породе, он снижается в ходе дифференциации. Содержание Ni в процессе дифференциации тоже снижается, причем значительно быстрее. Чтобы в какой-то мере сгладить резкость снижения Ni с уменьшением MgNo, мы используем отношение Ni/MgO. На рис. 10.16Б представлена диаграмма Ni/MgO – MgNo для тех же пород, которые показаны на рис. 10.16А. Видно, что наиболее контаминированные породы (нижне- и средненадеждинские) в наибольшей степени обеднены никелем. Степень обедненности, в общем, снижается от нижне-средненадеждинских до верхнеморонговских и мокулаевских базальтов.

Обеднение никелем указывает, что соответствующая магма взаимодействовала с сульфидами. Однако, такое обеднение может не проявиться в интрузиях, которые вмещают сульфиды с очень высоким содержанием халькофильных элементов. Это вытекает из наблюдения, представленного в главе 4. В Норильском районе оливины рудоносной Талнахской интрузии являются нормальными по содержанию никеля, тогда как оливины Нижнеталнахской интрузии, содержащие только незначительное непромышленное оруденение, сильно обеднены Ni. Отсюда вытекает, что обеднение халькофильными элементами может служить только региональным критерием - для определения районов, где мафитовая магма сегрегировала сульфиды. В локальном масштабе, при выборе конкретных поисковых целей, обеднение Ni должно быть использовано очень осторожно, на основе понимания геологической эволюции района в целом. Очень непросто предсказать наилучший объект для поисков. В Норильском районе, например, обеднение никелем в первую очередь указало бы на интрузии нижнеталнахского типа, далеко не столь интересные, как интрузии норильского типа.

### 10.1.6.4. Анализ геологической обстановки района озера Верхнее в сравнении с Норильским районом

Интенсивный континентальный платобазальтовый магматизм широко проявлен в различных регионах мира. Помимо Сибирской платформы он развивался в провинциях Кару (Южная Африка), Декан (Индия), Парана (Южная Америка) и в районе озера Верхнее (Северная Америка). В районе озера Верхнее платобазальтовые образования содержат значительные запасы Cu-Ni сульфидов (Listerud and Meineke, 1977). Этот район, как говорилось в главе 4, находится в пределах гравитационного максимума

Мидконтинент, который на юге (от штата Канзас до границы США и Канады) протягивается в северо-восточном направлении, затем в районе озера Верхнее разворачивается на юго-восток и теряется южнее бассейна Мичиган. В пределах гравитационного максимума развита серия аэромагнитных аномалий, которые позволяют предполагать, что на значительном протяжении структуры развиты мафитовые изверженные породы. Это подтверждается буровыми скважинами, которые пересекли палеозойский чехол и достигли докембрия (см. рис. 4.44). Предполагается, что в районе озера Верхнее находится тройное сочленение рифтовых структур, что и объясняет изменение простирания гравитационного максимума. Как говорилось выше, слабообразованная ветвь рифтовой системы может уходить к северу от озера Верхнее в район озера Нипигон.

Геология района озера Верхнее показана на рис. 4.45, 4.46 и 4.48. На северном побережье вулканиты Северного Берега и их эквиваленты (группа Ослер) слабо погружаются и омолаживаются в направлении с севера на юг. На южном берегу озера развиты осадочные образования позднего Кивинована – отложения группы Бэйфилд, группы Оронто и песчаники Джэкобсвилл, которые погружаются в северном направлении. Эти породы перекрыты лавами Портэдж Лэйк, более молодыми по сравнению с развитыми севернее вулканитами группы Ослер. К озеру Верхнее приурочен центральный грабен рифтовой структуры, ограниченный крупными разломами, внутри которого архейская кора сильно утоняется и составляет менее одной четверти своей мощности на окружающих площадях. Архейский фундамент в центральном грабене перекрыт вулканическими и осадочными образованиями Кивинован, имеющими мощность более 26 км. В пределах северной слабообразованной ветви рифтовой системы, в районе озера Нипигон, распространены осадочные образования группы Сибли, приуроченные к грабену, контролируемому серией разломов субмеридионального простирания. Они интродуцированы силлами, субпластовыми телами и дайками диабазов (Sutcliffe, 1987). Эти силлы, которые в районе озера Нипигон образуют возвышенности, к югу погружаются под вулканиты Ослер.

В работе Lightfoot et al. (1991) охарактеризована геохимия вулканитов Ослер. Они подразделены на три толщи - нижнюю, среднюю и верхнюю. В нижних частях средней и верхней толщ установлены признаки коровой контаминации (рис. 10.17А). Неконтаминированные лавы вулканитов Ослер содержат около 49-50 вес.% SiO<sub>2</sub> и имеют отношение La/Sm около 3. В основании средней толщи содержание SiO<sub>2</sub> увеличивается до 54 вес.%, отношение La/Sm - до 6; в основании верхней толщи SiO<sub>2</sub> возрастает до 55 вес.%, La/Sm - до 4.5.

На диаграмме Ni/MgO – MgNo (рис. 10.17Б), где представлены те же образцы, видно, что породы из основания средней и верхней толщ существенно обеднены Ni. Большинство обедненных никелем пород верхней толщи показывают также наиболее низкие значения MgNo. Это свидетельствует, что определенную роль в обеднении Ni могла сыграть дифференциация. Однако, обеднение столь значительно, что дифференциация не может служить единственным объяснением. По разрезу средней толщи MgNo остается постоянным, и это свидетельствует, что наблюдаемое обеднение никелем не связано с фракционированием. Представляется, что важнейшей причиной обеднения было взаимодействие магмы с сульфидами, которые сегрегировались из расплава в результате коровой контаминации. Это особенно ярко проявлено в нижней части средней толщи, в меньшей степени – в основании верхней толщи.

При рассмотрении диаграммы Gd/Yb – La/Sm, показанной на рис. 10.17В, видно, что диабазовые силлы Нипигон напоминают лавы верхней части верхней вулканической толщи. Не исключено, что халькофильные элементы, удаленные из контаминированной магмы, образовавшей нижнюю часть верхней вулканической толщи, могли войти в магму силлов Нипигон. Сходство с Норильским районом представляется весьма заметным. Однако, сульфидная минерализация в силлах Нипигон и интрузивном комплексе Логан, частью которого они являются, не установлена.

Район озера Верхнее благоприятен по своему тектоническому положению (он находится у тройного сочленения рифтовых структур), здесь широко развиты базальтовые лавы, и некоторые из них показывают признаки обеднения халькофильными элементами. Возникает вопрос: что же отсутствует в этой обстановке, предсказывающей образование гигантских месторождений типа Норильских?

Один из очевидных фактов - отсутствие транскорвых разломов, которые контролируют Норильские месторождения. Listerud and Meineke (1977) представили оценку, согласно которой месторождения, развитые вдоль западной границы комплекса Дулут, содержат более 4 млрд тонн руды со средним содержанием 0.66 вес.% Cu и 0.2 вес.% Ni. По-видимому, важным является тот факт, что месторождения локализованы в непосредственной близости от мест, где магма ассимилировала или абсорбировала серу из вмещающих коровых пород, фракционировала и частично кристаллизовалась (Mainwaring and Naldrett, 1977; Ripley, 1986). Если бы оруденение контролировалось глубинными разломами, сульфиды, возможно, были бы сконцентрированы. Второе отличие от обстановки Норильска - в районе озера Верхнее до сих пор не установлена сеть питающих проводников вулканических образований, которые находились бы в толще осадочно-метаморфических пород, содержащих серу. Ближайшим аналогом рудоносных интрузий Норильского района является габбровая интрузия Кристал Лэйк, но она имеет много существенных отличий (см. главу 4).

**Поисковые критерии и методы  
распознавания перспективных магматических образований**

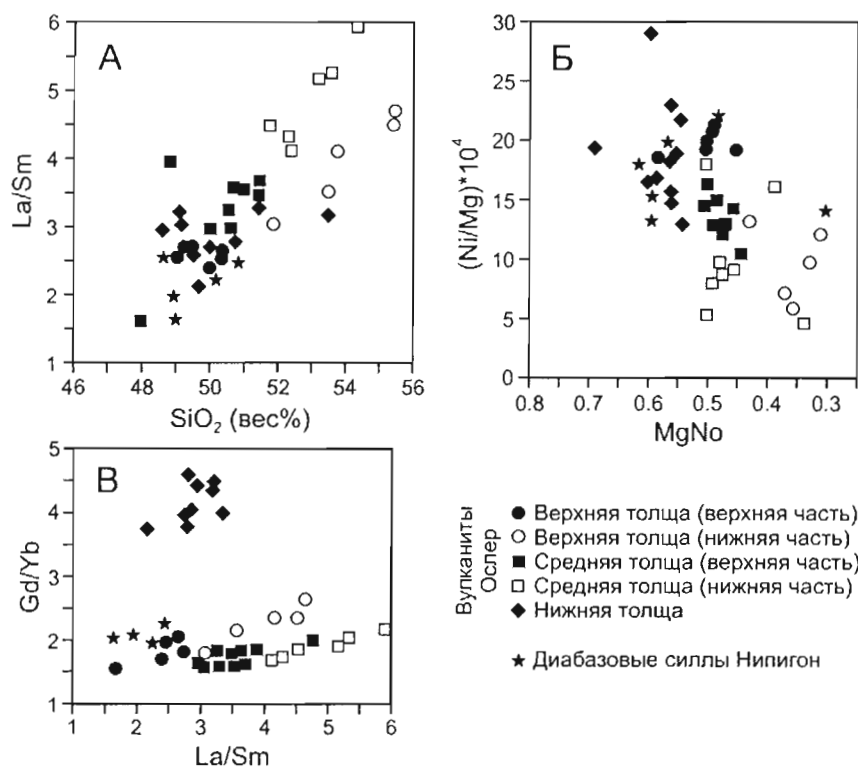


Рис. 10.17.

Диаграммы La/Sm – SiO<sub>2</sub> (А), (Ni/MgO)\*10<sup>4</sup> – MgNo (Б) и Gd/Yb – La/Sm (В) для вулканитов Ослер, развитых к северу от озера Верхнее. По материалам Lightfoot et al. (1991)

Наконец, всегда необходимо помнить, что рудоносные интрузии Норильского района развиты в центре килевой части вулканического бассейна. Они были выведены на поверхность благодаря антиклинальной складке значительной амплитуды, поперечной по отношению к киле бассейна. Руды Норильска были бы до сих пор погребены под 3.5-километровой толщей базальтов, если бы не эта антиклиналь. Не исключено, что месторождения, подобные Норильским, скрытые на глубине многих километров, существуют и под акваторией озера Верхнее.

## 10.2. Критерии поисков месторождений ЭПГ в расслоенных интрузиях

Главные отличия типичных месторождений ЭПГ от медно-никелевых месторождений состоят в следующем:

1. Руды ЭПГ представлены в виде рассеянной вкрапленности сульфидов в силикатной матрице или хромититах, они не образуют рудных тел с высокой концентрацией сульфидного вещества.
2. Многие месторождения приурочены к горизонтам, находящимся внутри разреза расслоенных интрузий, а не у их основания.
3. Оруденение ЭПГ может ассоциировать с хромитом, либо представляя сульфидную вкрапленность внутри массивных хромититов, либо локализуясь в хромитосодержащих силикатных породах, тогда как выше и ниже по разрезу хромит отсутствует.
4. Риф Меренски, хромититы верхней группы Бушвельдского комплекса, риф J–M комплекса Стиллуотер и оруденелые горизонты интрузий Пеникат и Портимо северной Финляндии находятся в близкой ассоциации с плагиоклазсодержащими породами. Они локализованы в нескольких сотнях метров выше появления кумулатного плагиоклаза в разрезах соответствующих интрузий. Однако, сульфидные зоны Великой Дайки Зимбабве образовались до вхождения плагиоклаза в число кумулатных фаз. Хромититовые слои, развитые в расслоенных интрузиях ниже появления плагиоклазового кумулуca, обычно содержат значительно меньше ЭПГ и имеют значительно более низкие отношения (Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os), по сравнению с хромититами, находящимися выше. Исключение представляет хромитит А комплекса Стиллуотер и хромитит 1d Великой Дайки Зимбабве.

5. В комплексах Бушвельд и Стиллуотер изотопные данные, скрытая расслоенность, появление и исчезновение кумулатных фаз в циклических телах позволяют предполагать, что при образовании частей разреза, несущих оруденение, происходило взаимодействие двух магм различного состава. В комплексах Бушвельд и Стиллуотер, в финляндских интрузиях Пенникат и Портимо первая магма имела состав высокомагнезиального андезибазальта (была богата MgO, SiO<sub>2</sub> и Cr, бедна Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), а вторая магма являлась толентовой.
6. В рифах Меренски и J-M присутствуют водные минералы, флюидные включения и графит, отмечаются высокие отношения Cl/F в апатите и высокие содержания Cl в биотите, наблюдается пегматондная перекристаллизация пород. То есть, эти горизонты формировались при большей активности летучих, чем подстилающие и перекрывающие породы.

Автор считает, что содержания халькофильных элементов в магматических сульфидных породах определяются отношением массы магмы, взаимодействовавшей с сульфидом, к массе сульфида (R-фактор). Месторождения ЭПГ представляют наиболее яркий пример роли R-фактора. Находящиеся в них сульфиды имеют очень высокие содержания ЭПГ. Вместе с тем, количество сульфидов в рудных горизонтах незначительно, их удаление не могло сильно обеднить магму медью и никелем. Отсюда вытекает, что подходы, использовавшиеся при прогнозировании Cu-Ni руд (исследование соотношений Ni и MgO в вулканических породах, содержания Ni в оливинах, отношений Cu/Zr), для прогнозирования оруденения ЭПГ неприменимы. В принципе, может быть использовано обеднение силикатов ЭПГ. Эти элементы представляют очень чувствительный индикатор в связи с их высокими коэффициентами разделения между силикатным расплавом и сульфидом. Однако, для анализа силикатных фаз требуется определение ЭПГ на уровне ppm и ниже, подобная техника еще не разработана.

Итак, необходимы другие подходы. В главе 9 было показано, что модель Campbell et al. (1983), предусматривающая смешение магм в турбулентном плюме, может объяснить сульфидную несмешимость, высокий R-фактор и такие особенности рифов Меренски и J-M, как их обогащенность богатыми ЭПГ сульфидными, летучими компонентами и (в случае рифа Меренски) хромитом. Модель требует, чтобы в расслоенных интрузиях в это время кристаллизовался плагноклаз. Таким образом, особое внимание при поисках должно быть уделено плагноклазосодержащим породам. Такой подход был бы эффективным в отношении рифов Меренски и J-M, хромитита UG-2 и значительной части оруденения в интрузиях Пенникат и Портимо, но он бы не был действенным в случае сульфидных зон Великой Дайки.

Что касается количественных методов, появляется все возрастающий объем свидетельств, что оруденелые горизонты в интрузиях могут быть предсказаны при исследовании валового состава пород с использованием существующей аналитической техники. Этот подход обсуждается ниже на примере комплекса Бушвельд и интрузии Фокс Ривер.

### **10.2.1. Использование отношений Cu/Pd и Cu/Pt в валовом составе пород (пример Бушвельдского комплекса)**

Maier et al. (1996) и Li et al. (2001b) изучили изменение отношений Cu/Pd и Cu/Pt по разрезу Бушвельдского комплекса (рис. 10.18). Они исходили из того, что когда Pt, Pd и Cu распределяются в сульфидную фазу, Pt и Pd входят туда в большей степени, поскольку их коэффициенты разделения выше. В результате, содержания Pt и Pd в силикатном расплаве снижаются сильнее, чем содержания Cu. При удалении сульфида отношения Cu/Pd и Cu/Pt в магме увеличиваются. Если бы позиция горизонтов UG-2 и Меренски в разрезе Бушвельдского комплекса была бы неизвестна, резкое увеличение обоих отношений выше по разрезу привлекло бы внимание к этому стратиграфическому уровню (рис. 10.18).

### **10.2.2. Использование вариаций ЭПГ в валовом составе пород (пример силла Фокс Ривер)**

#### **10.2.2.1. Геологическая позиция и строение силла Фокс Ривер**

Силл Фокс Ривер находится в одноименном тектоническом поясе, который входит в зону Циркум-Сьюперииор (Baragar and Scoates, 1981). Этот пояс, совместно с никеленосным поясом Томпсон, окаймляет архейскую провинцию Сьюперииор в ее северо-западной части, в Манитобе, Канада (рис. 10.19). Протяженность пояса Фокс Ривер составляет около 300 км (учитывая его часть, перекрытую палеозойскими осадочными породами), ширина - 15-20 км. Пояс образован раннепротерозойскими породами (осадочными, вулканическими и дифференцированными мафит-ультрамафитовыми интрузиями), которые мононально падают на север. Вулканические породы составляют около 40% образований пояса, они под

**Поисковые критерии и методы  
распознавания перспективных магматических образований**

разделяются на две толщи, нижнюю и верхнюю. Между ними залегают терригенные осадочные породы (мелкозернистые, богатые кварцем), в которые внедрен силл Фокс Ривер, прослеженный на расстояние 275 км. Верхняя вулканическая толща, лежащая выше силла, состоит из трех зон. Нижняя зона образована дифференцированными мафит-ультрамафитовыми потоками и потоками коматитовых базальтов. Средняя зона представлена подушечными оливиновыми клинопироксенитами, массивными и расслоенными потоками коматитовых базальтов. Верхняя зона сложена массивными и подушечными базальтами. Предполагается, что в трех зонах верхней вулканической толщи представлены магмы различных стадий развития силла Фокс Ривер, который служил тогда промежуточной магматической камерой, питавшей вулканические извержения.

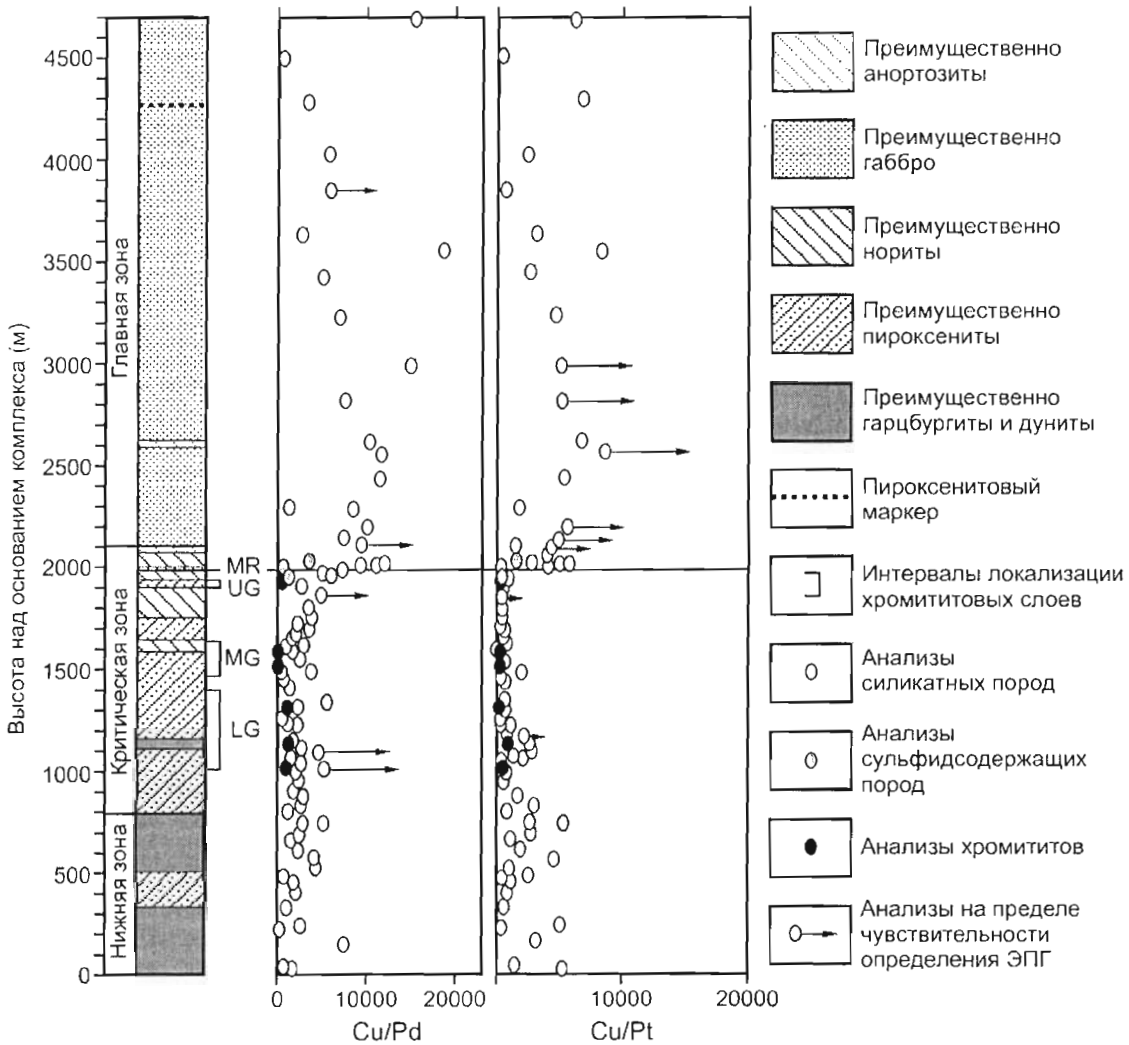


Рис. 10.18.

Вариации отношений  $Cu/Pd$  и  $Cu/Pt$  по разрезу Нижней, Критической и Главной зон Бушвельдского комплекса (по Li et al., 2001b)

Осадочные и вулканические породы пояса Фокс Ривер сходны с породами группы Оспваген никеленосного пояса Томпсон, где с вулканическими фациями ассоциируют ультрамафитовые интрузивные тела, несущие месторождения никелевых сульфидных руд (см. главу 3). До последнего времени образования пояса Фокс Ривер и группы Оспваген пояса Томпсон считались одновозрастными. Однако, Neaman et al. (1986) показали, что силл Фокс Ривер имеет такой же возраст (1.883 млрд лет), что и дайки Молсон пояса Томпсон, прорезающие породы группы Оспваген. Отсюда следует, что породы пояса Фокс Ривер моложе никеленосных и сопутствующих образований пояса Томпсон.

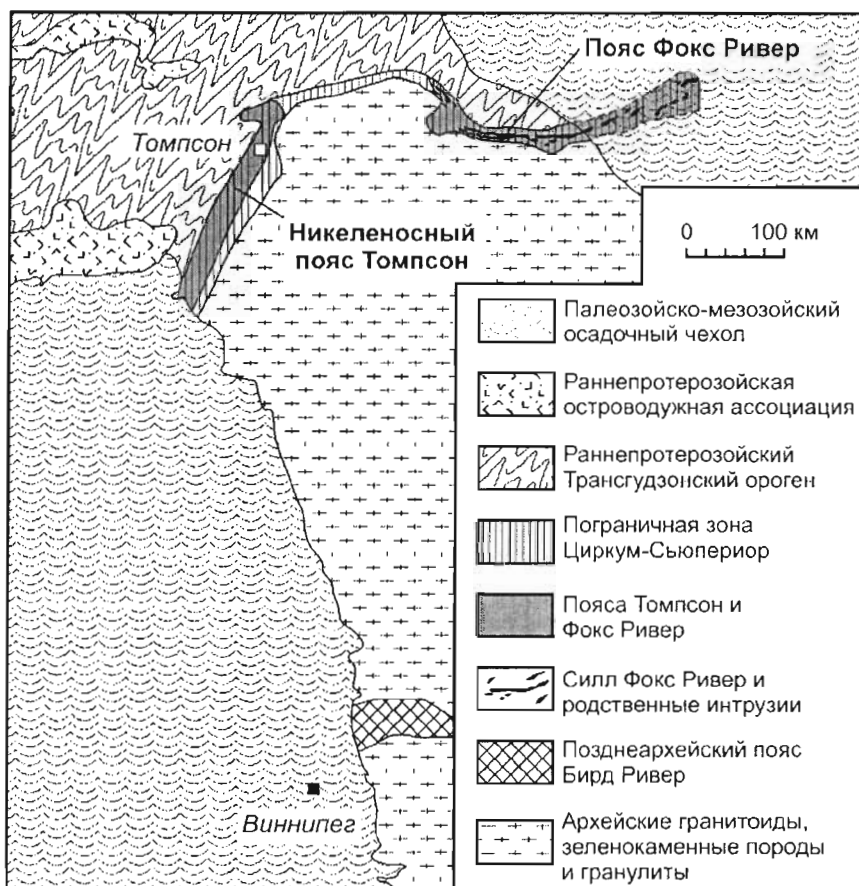


Рис. 10.19.

Геологическая позиция пояса Фокс Ривер, находящегося у границы провинции Сьюпериор в Манитобе, Канада (по Scoates and Eckstrand, 1986 и Peck et al., 2002)

Naldrett et al. (1994b) изучили вариации ЭПГ по разрезам скважин, пробуренных компанией BP Resources у западного окончания обнаженной части силла. В этом районе, как показано на рис. 10.20, разрез силла подразделяется на маргинальную зону, главную расслоенную серию, состоящую из нижней и верхней зон<sup>49</sup>, и зону гибридных пород кровли.

Нижняя расслоенная зона имеет мощность около 900 м и состоит из серии циклических тел, в составе которых внизу залегают мощные оливиновые кумулаты, сверху - относительно маломощные клинопироксеновые кумулаты. Верхняя зона (мощностью около 1000 м) образована циклическими телами, сложенными дунитами, перидотитами, пироксенитами и габбро. Мощность слоев перечисленных пород варьирует от 1 м до нескольких десятков метров.

Naldrett et al. (1994b) исследовали среднюю часть разреза силла (мощностью 610 м) - от верхних образований нижней расслоенной зоны до примерно половины верхней расслоенной зоны. В изученной части верхней зоны они выделили 4 интервала, различавшиеся по режиму кристаллизации (рис. 10.21).

Породы, отвечающие первому режиму кристаллизации, перекрывающие дуниты нижней зоны, развиты в интервале 0–125 м от подошвы верхней зоны. Они представлены переслаиванием перидотитов и оливиновых пироксенитов. Образования режима 2 (интервал 125–245 м) характеризуются появлением кумулатного плагиоклаза. Породы режима 3 (интервал 245–380 м) имеют более грубую расслоенность по сравнению с нижележащими, разрез усложняется интрузиями ильменитового габбро. Образования режима 4 начинаются с 380 м; здесь развита серия циклических тел, представленных перидотитами (или оливиновыми пироксенитами) в основании и габбро в верхней части.

<sup>49</sup> В статье Naldrett et al. (1994) нижняя зона называется "Lower Central Layered Zone (LCLZ)", а верхняя зона - "Upper Central Layered Zone (UCLZ)"





Рис. 10.20.

Геологическая карта (по Scoates and Eckstrand, 1986), показывающая строение силла Фокс Ривер в районе, где находятся буровые скважины компании BP Resources, изученные Naldrett et al. (1994b)

#### 10.2.2.2. Распределение сульфидной минерализации и ЭПГ по разрезу силла

Сульфидсодержащие интервалы изученного разреза отмечены повышенными содержаниями серы (рис. 10.21). Дуниты верхней части нижней зоны содержат 0.2–0.4 вес% серы. В основании верхней зоны, у подошвы пород режима 1, содержания резко падают. На отметке 37 м они возрастают до 0.3–0.5 вес% и, в общем, сохраняются на этом уровне вплоть до отметки 89 м. Выше, до отметки 205 м, на подобном фоне выделяется несколько маломощных интервалов, где содержания серы достигают 1 вес% и более. Далее по разрезу содержания серы в большинстве образцов составляют менее 0.1 вес% и остаются низкими (исключая маломощный горизонт на отметке 310 м) вплоть до отметки 438 м. Вверху отмечается несколько маломощных интервалов с содержаниями серы от 0.2 до 0.6 вес%. Они отвечают породам, залегающим в основании циклических тел.

Рис. 10.22 представляет увеличение нижней части разреза, приведенного на рис. 10.21. Видно, что верхняя часть нижней зоны в основном имеет очень низкие содержания ЭПГ - как в валовом составе пород, так и в пересчете на сульфид (здесь показаны содержания Pt и Rh в сульфиде). Содержания Cu находятся у предела определения или ниже его - около 10 ppm в валовом составе пород, тогда как содержания Ni составляют от 2000 до 3000 ppm. Соответственно, отношения Cu/(Cu+Ni) здесь очень низки.

Породы режима 1 верхней зоны в нижней части своего разреза имеют содержания серы примерно в четыре раза меньше, чем в нижней зоне, но содержат много больше Pt, Pd и Rh - и в валовом составе пород, и в 100-процентном сульфиде. Содержания Cu здесь увеличиваются в 10–30 раз, содержания Ni падают в 3–4 раза, так что отношения Cu/(Cu+Ni) резко повышаются.

Снижение содержаний всех ЭПГ в сульфиде начинается с отметки 37 м над основанием верхней зоны. Оно сопровождается увеличением содержания серы в валовом составе пород. Между отметками 37 и 89 м выделяется зона, обогащенная ЭПГ. Уровень содержаний ЭПГ в сульфидах между 37 и 47 м понижен и затем, имея три осцилляции, продолжает снижаться вплоть до 89 м, где он очень низок. Низкий уровень сохраняется вплоть до 120 м, где сульфиды исчезают из разреза. Отношение Cu/(Cu+Ni) тоже показывает снижение (с соответствующими осцилляциями) и тоже является очень низким между отметками 89 и 120 м.

В нижней части разреза пород, отвечающих режиму 2, начиная с отметки 125 м, концентрации ЭПГ в 100-процентном сульфиде быстро возрастают; возрастание продолжается вплоть до отметки 137 м, где сульфиды исчезают. Выше наблюдается новое увеличение содержания сульфидов при почти полном отсутствии ЭПГ. На отметке 144 м количество сульфидов снижается, а содержания ЭПГ в сульфиде увеличиваются, продолжая возрастать до следующего исчезновения сульфидов на отметке 160 м.

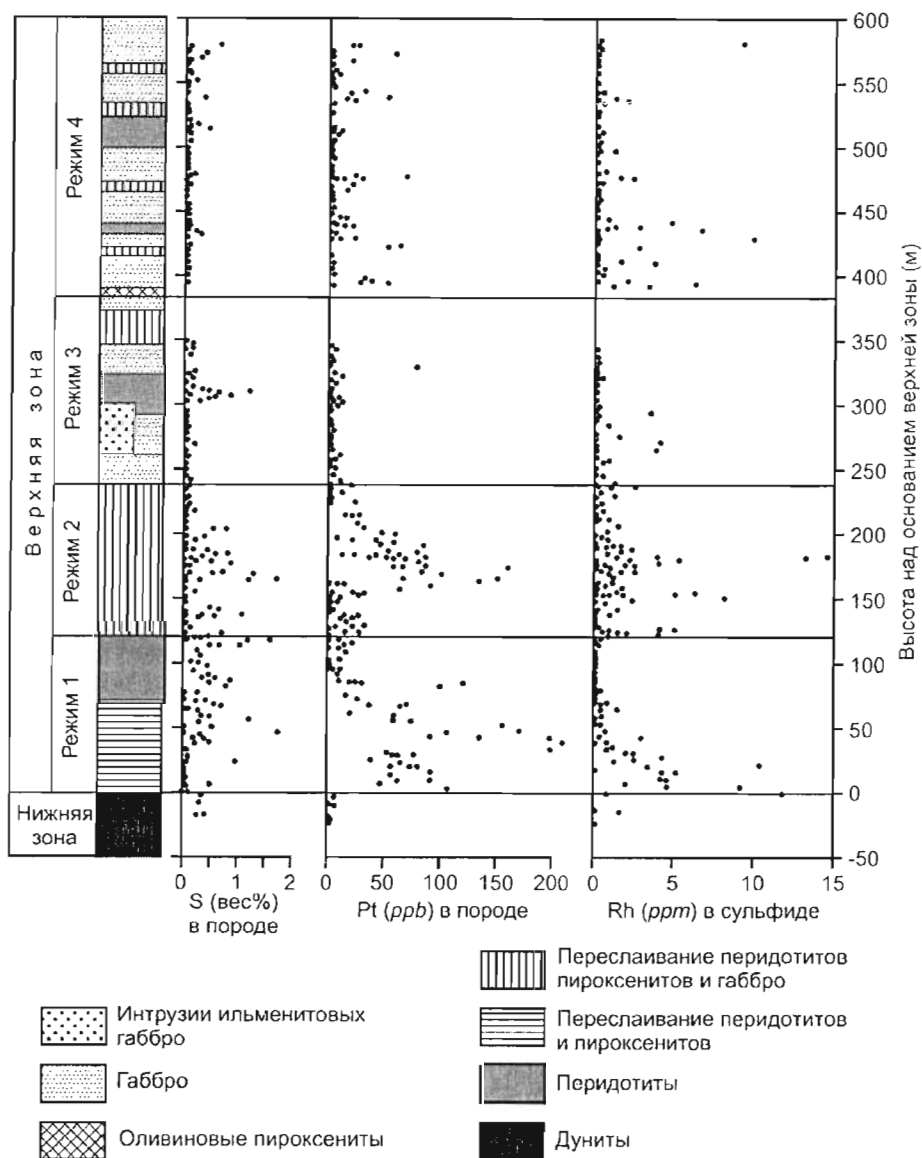


Рис. 10.21.

Вариации содержаний S и Pt в валовом составе пород и содержания Rh в 100-процентном сульфиде в верхней части нижней расслоенной зоны и в нижней половине разреза верхней расслоенной зоны силла Фокс Ривер. По Naldrett et al. (1994b)

Выше 160 м сульфиды появляются снова и сохраняются вплоть до 205 м, причем содержания ЭПГ и в валовом составе пород, и в сульфидах остаются относительно высокими. Предшествующее удаление сульфидов не отразилось на содержании ЭПГ в сульфидах этого интервала. Примечательно также, что если в породах режима 1 изменение отношения  $Cu/(Cu+Ni)$  близко согласуется с поведением ЭПГ, то выше, между отметками 120 и 200 м, такого соответствия нет.

На рис. 10.23 показана часть разреза между отметками 400 и 590 м, где залегают породы, отвечающие режиму 4. Здесь выделяется 7 циклических тел. Большинство из них представлены перидотитами или оливиновыми пироксенитами внизу и габбро в верхней части. В противоположность образованиям предыдущих режимов, сульфиды здесь появляются у основания большинства циклических тел. В телах II, IV и VI содержания ЭПГ в 100-процентном сульфиде достаточно закономерно снижаются к верхней части каждого тела. В циклическом теле III сульфидов нет. Здесь при переходе от перидотита к габбро содержания ЭПГ в породе и отношения  $Cu/(Cu+Ni)$  увеличиваются.

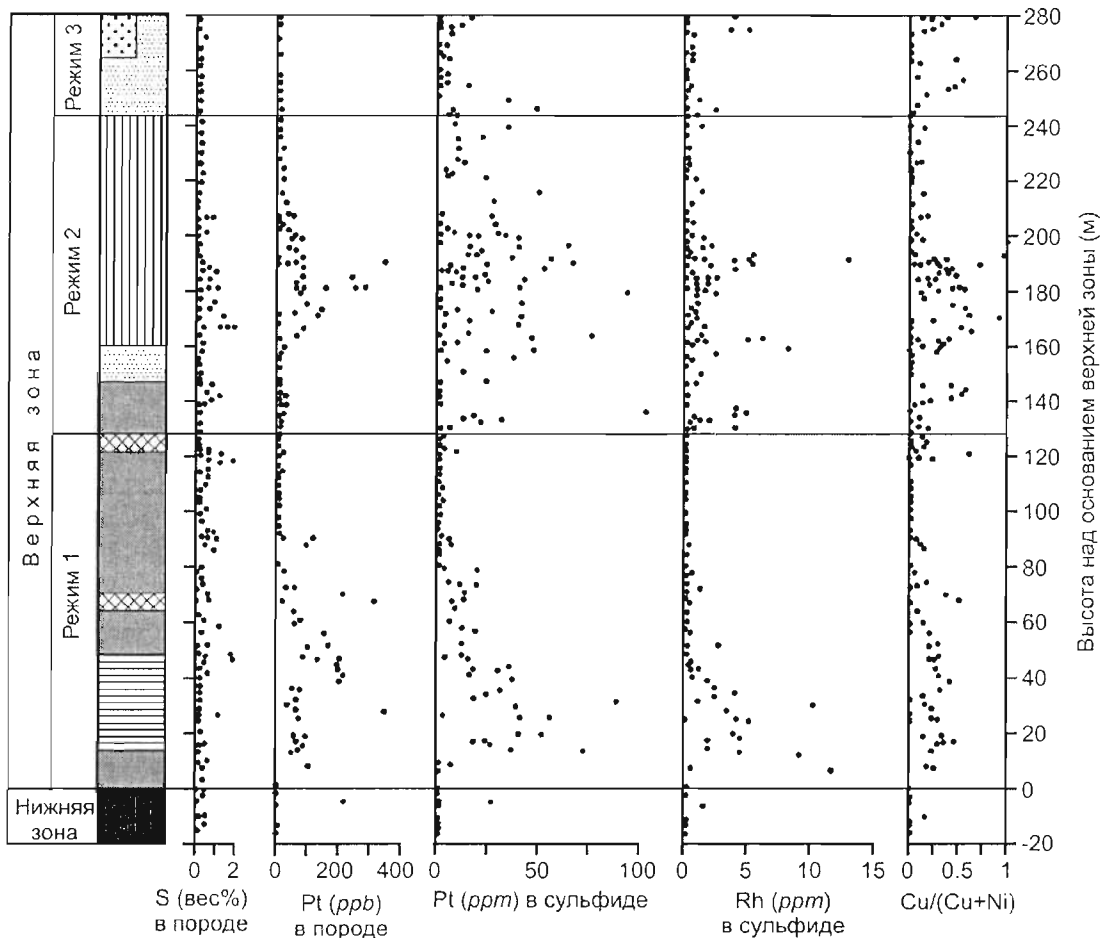


Рис. 10.22.

Вариации содержаний S и Pt в валовом составе пород, Pt и Rh в 100-процентном сульфиде и отношения Cu/(Cu+Ni) в породах на уровне от -16 до 280 м над основанием верхней расслоенной зоны силла Фокс Ривер. По Naldrett et al. (1994b) Условные обозначения приведены на рис. 10.21

### 10.2.2.3. Интерпретация вариаций ЭПГ

При интерпретации изложенных данных автор исходит из следующих посылок:

1. Pt, Pd, Rh и Cu практически несовместимы с минералами исследованных пород, исключая сульфидную фазу.
2. Ni совместим с оливином и сульфидом, но слабо совместим с пироксеном.
3. Слои, обогащенные сульфидами, представляют маркирующие горизонты в разрезе интрузии, они образовались в процессе фракционирования магмы. Материал сульфидов не диффундировал через толщу кумулуса, и химический состав сульфидов на постмагматическом этапе не изменялся.

Породы нижней зоны имеют очень низкие содержания Pt, Pd, Rh и Cu при относительно высоком содержании сульфида. Это свидетельствует, что сульфиды образовывались из магмы, которая уже была обеднена халькофильными элементами в результате предшествующего взаимодействия с сульфидом. У основания верхней зоны сульфиды практически отсутствуют - это указывает на то, что магма была недосыщена сульфидом во время внедрения. Халькофильные элементы такие, как Pt, Pd, Rh и Cu, имеют высокие содержания в валовом составе пород. Это означает, что магма, скорее всего, с сульфидами не реагировала. Резкое увеличение содержания серы до значений более 1 вес% у отметки 37 м позволяет предполагать, что на этой стадии произошло сульфидное насыщение, магма стала терять ЭПГ, и это вызвало снижение содержаний ЭПГ в 100-процентном сульфиде выше по разрезу. Отношение Cu/(Cu+Ni) резко увеличилось на уровне 37 м, что связано с присутствием сульфидного кумулуса. Затем это отношение начало снижаться в связи с удалением Cu из магмы; медь удалялась быстрее, чем никель, и это отразилось на составе сульфидов. На уровне 40–89 м установлены три пика ЭПГ, совпадающие с пиками Cu/(Cu+Ni). Они интерпретируются как результат инъекций свежей магмы, что увеличивало содержание ЭПГ и Cu в зоне кристаллизации.

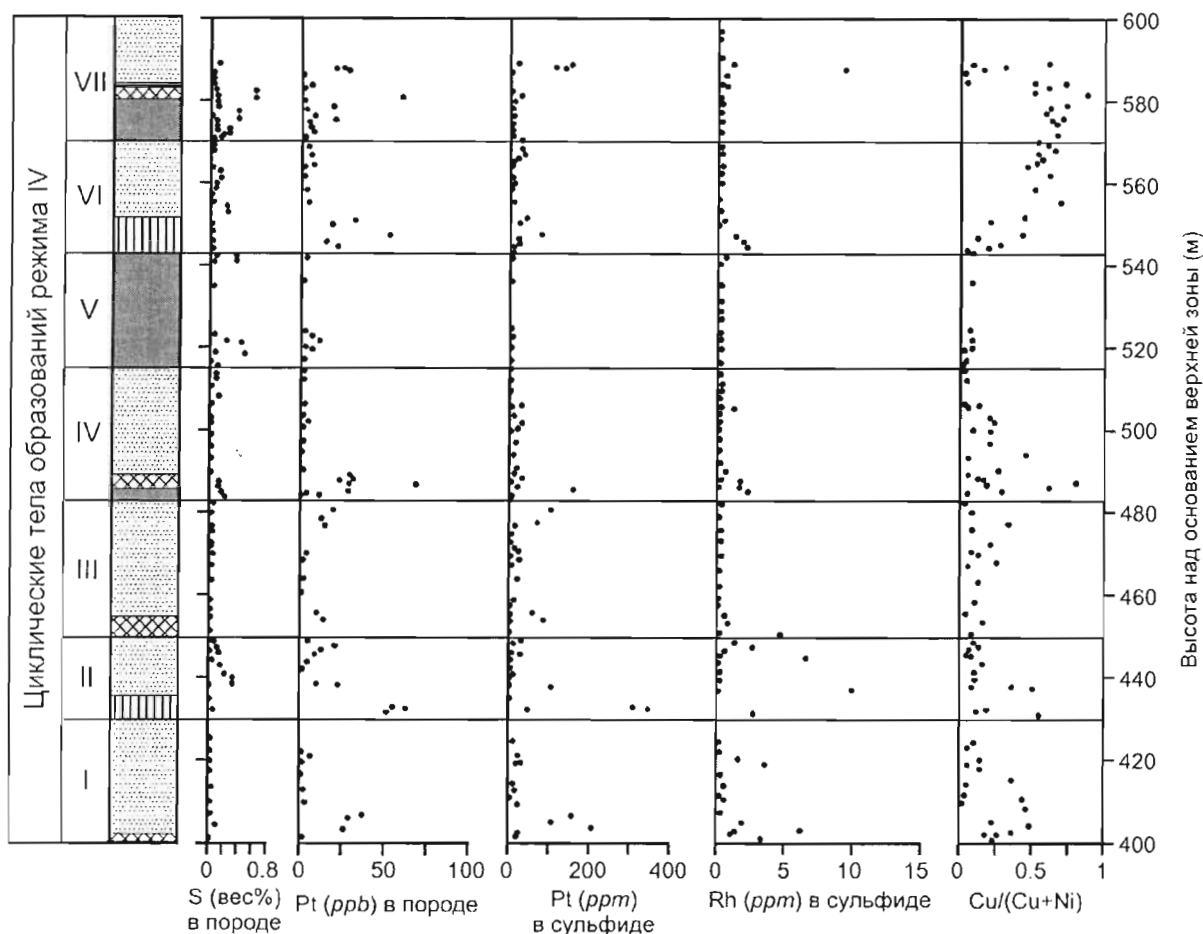


Рис. 10.23.

Вариации содержаний S и Pt в валовом составе пород, Pt и Rh в 100-процентном сульфиде и отношения Cu/(Cu+Ni) в породах на уровне от 400 до 590 м над основанием верхней расслоенной зоны силла Фокс Ривер. По Naldrett et al. (1994b) Условные обозначения приведены на рис. 10.21

Несмотря на присутствие значительного количества сульфидов между 89 и 125 м, сульфиды здесь очень бедны ЭПГ и Cu. Магма, из которой они образовались, была бедна халькофильными элементами, а инъекций свежей магмы в это время не происходило.

Выше 125 м содержания ЭПГ быстро возрастают без существенного выделения сульфидов, отражая вхождение свежей магмы. Затем они резко падают с появлением сульфидного материала в кумулусе, отражая кристаллизацию, насыщение магмы сульфидом и сульфидную сегрегацию с удалением ЭПГ. У отметки 160 м содержания ЭПГ в 100-процентном сульфиде вновь повышаются и остаются достаточно высокими до отметки 205 м, несмотря на присутствие значительного количества сульфидного вещества. Содержания ЭПГ здесь далеко не столь чувствительны к выпадению сульфида из магмы, как в породах режима 1. Отношения Cu/(Cu+Ni) в валовом составе пород изменяются слабо. Эти особенности, вместе с частым чередованием литологических разностей пород в разрезе, интерпретируются как следствие частых поступлений свежей магмы.

Породы режима 3, несмотря на наличие некоторых горизонтов с существенным содержанием сульфидов, характеризуются очень низкими содержаниями Pt, Pd и Rh. Представляется, что это был период стабилизации магматической камеры, когда новые порции магмы не поступали.

При режиме 4 наблюдается совпадающее возрастание количества сульфида и содержаний ЭПГ в 100-процентном сульфиде у основания циклических тел II, IV и VI. Представляется, что это классические циклические тела, образованные в связи с инъекциями свежей магмы, которая привносила новые порции ЭПГ в магматическую камеру.

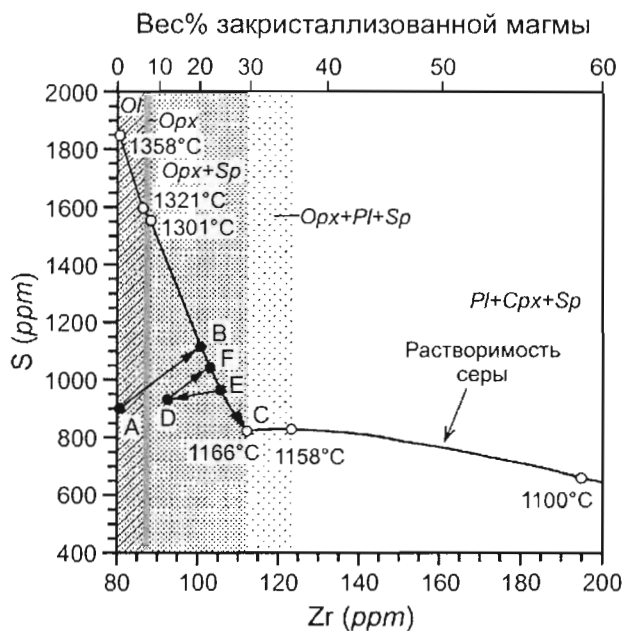


Рис. 10.24.

Модифицированная диаграмма Li et al. (2001a), показывающая вариации растворимости сульфида в магме, приспособленная для объяснения процессов, происходивших в магме силла Фокс Ривер. Содержания Zr в магме используются как показатель степени фракционирования

На рис. 10.24 приведена модифицированная диаграмма Li et al. (2001a), показывающая вариации растворимости сульфида в магме, приспособленная для объяснения процессов, происходивших в магме силла Фокс Ривер. Области диаграммы выше и справа от кривой отвечают полю сульфидного насыщения, ниже и слева - полю недосыщенности. Примитивная магма, имеющая состав А, по мере фракционной кристаллизации будет продвигаться по пути А–В. При инъекции свежей магмы состава А и ее смешении с фракционированной магмой (если последняя не достигла точки В) состав смеси будет возвращаться обратно по направлению к точке А, что вызовет формирование нового циклического тела. Магма остается недосыщенной сульфидом, и сульфидов в породе не будет, исключая незначительное количество образованных впоследствии из захваченной интеркумулатной жидкости. Если в течение кристаллизации циклического тела инъекций новой магмы не происходит, состав резидентной магмы, в конце концов, достигнет точки В, где начнут сегрегироваться сульфиды, и они, вместе с оливином и (или) пироксеном, войдут в ассоциацию кумулуса. По мере того, как состав магмы будет смещаться вниз вдоль кривой по направлению к точке С, сегрегация будет продолжаться. Первоначально будут выделяться сульфиды, богатые ЭПГ. Затем, по мере фракционирования и снижения концентраций ЭПГ в магме, сульфиды прогрессивно обедняются благородными металлами. Инъекция свежей магмы состава А и ее смешение с фракционированной магмой состава Е приведет к целому ряду последствий. Во-первых, состав смеси сместится с кривой сульфидного насыщения, уйдет в область недосыщенности и, возможно, достигнет состава точки D. Во-вторых, в магме, до некоторой степени, увеличатся концентрации ЭПГ. В-третьих, начнет формироваться новое циклическое тело. При последующей кристаллизации состава D магма вновь достигнет кривой насыщения сульфидом где-нибудь в районе точки Е, там начнут сегрегироваться обогащенные ЭПГ сульфиды, и цикл продолжится. Могут появиться многочисленные циклы подобного рода. Заметим, что на этой стадии сульфидное насыщение и развитие обогащенных ЭПГ зон будет происходить в процессе кристаллизации циклического тела, а не при начале его формирования. Минерализация, следовательно, не будет приурочена к подошве тела. Многие черты оруденения в породах режима I верхней зоны силла Фокс Ривер отвечают этой стадии.

Согласно гипотезе, представленной в главе 9, инъекция свежей магмы и ее смешение с резидентной магмой, достигшей поля кристаллизации плагиоклаза, может вызвать сульфидное насыщение. Присутствие сульфидов и повышенных содержаний ЭПГ в низах циклических тел верхней части верхней зоны (режим IV) поддерживает эту идею.

#### 10.2.2.4. Выводы и их поисковое значение

В изученной части разреза верхней расслоенной зоны силла Фокс Ривер могут быть выделены образования четырех различных режимов кристаллизации. При режиме 1 кристаллизация происходила в относительно закрытой системе, было достигнуто сульфидное насыщение, выделялись сульфиды, содержащие сильно фракционированные ЭПГ. При режиме 2 магматическая система была открытой с частыми повторяющимися инъекциями свежей магмы, что затушевывало тренд фракционирования. Режим 3 отвечал периоду стабилизации магматической системы, когда инъекций свежей магмы не происходило. При режиме 4 система вновь открылась, и образовалась серия классических циклических тел.

Изучение силла Фокс Ривер показывает, что действенность исследования вариаций ЭПГ в поисковых целях зависит от того, каким образом развивалась изучаемая интрузия. В породах режима 1, кристаллизовавшихся в закрытой магматической системе, существует яркий контраст между двумя частями разреза. Внизу, до отметки 89 м, наблюдаются высокие содержания Pt (свыше 40 ppm) и Rh (до 5 ppm и выше) в 100-процентном сульфиде. Выше по разрезу содержания ЭПГ в сульфиде крайне низки (<1000 ppb Pt, <200 ppb Rh). Отсюда следует ясный практический вывод: детальное изучение разреза должно неизбежно привести к выявлению зоны оруденения (где-нибудь выше отметки 37, перед отметкой 89 м), где сконцентрированы сульфиды, сегрегация которых вызвала обеднение верхней части разреза. Такой подход не может быть применен к обстановке открытой магматической системы при режиме 2.

При режиме 4 осаждение сульфидов обычно совпадало с инъекциями свежей обогащенной ЭПГ магмы и с началом образования циклического тела. В результате, обеднение ЭПГ начиналось сразу же после пополнения камеры. В породах, подстилающих сульфидсодержащие горизонты, геохимические свидетельства пополнения камеры не представлены.

Итак, используя изложенный подход к прогнозированию, очень важно понять режим кристаллизации при образовании разных частей разреза изучаемой интрузии. Во-первых, нужно установить, была ли магматическая система существенно открытой с почти постоянными инъекциями свежей магмы или кристаллизация протекла в более закрытой обстановке с редкими инъекциями. Во-вторых, следует выяснить, достигала ли магма сульфидного насыщения вследствие кристаллизации силикатных минералов или насыщение было достигнуто немедленно при смешении резидентной магмы со свежей магмой, вошедшей в камеру. В последнем случае сульфиды будут находиться у основания циклических тел, а в подстилающих породах не будет наращивания содержания ЭПГ. Ответы на оба вопроса (об открытости магматической системы и причине сульфидного насыщения) могут быть получены достаточно просто, путем исследования расслоенности интрузии и вариаций главных и рассеянных элементов по ее разрезу.

## Литература

- Арискин А.А., Бармина Г.С., 2000. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм (отв. ред. И.Д.Рябчиков). - М., Наука, МАИК, Наука/Интерпериодика, 363 с.
- Батанова В.Г., Астраханцев О.В., 1992. Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых плутонов севера Олюторской зоны. - Геотектоника, 1992, № 2, с. 87–103.
- Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф., Левкович Н.В., Рюнгенен Г.И., 1999. U–Pb возраст пород расслоенной интрузии г. Генеральской, Кольский полуостров. - Геохимия, 1999, №1, с. 3–13.
- Видик С.В., Толстых Н.Д., Сидоров Е.Г., 1999. Коренная платиновая минерализация в породах Гальмозанского массива. - Уральская летняя минералогическая школа-99, Екатеринбург, 1999, с. 145–152.
- Волченко Ю.А., 1999. Платиновая минерализация Нижнетагильского массива (коренные проявления и россыпи), путеводитель экскурсии. - Уральская государственная горно-геологическая академия, Екатеринбург, 27 с.
- Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Мардиросьян А.Н., Неустроева И.И., 1998. Новые и перспективные типы платинометалльного оруденения Урала. - Геология и металлогения Урала, кн. 1. УГСЭ, Екатеринбург, с. 238–255.
- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л., 1981. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. - Москва, Наука, 234 с.
- Геология СССР, т. XXXII, Мурманская область (ред. Л.Я. Харитонов), 1958. М., ГНТИ, 714 с.
- Гери М., Р.Мак-Афи мл., Вульф К., 1977. Толковый геологический словарь английских геологических терминов, в 3-х томах (перевод с английского под ред. Л.П. Зоненшайна). - Изд. Мир, Москва, 586, 588 и 543 с.
- Годлевский М.Н., 1959а. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. - Геология рудных месторождений, № 2, с. 17–30.
- Годлевский М.Н., 1959б. Трапзы и рудоносные интрузии Норильского района. - Госгеолтехиздат, М., 68 с.
- Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н., 1963. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильских месторождений. - Геохимия, № 1, с. 35–40.
- Горбачев Н.С., Гриненко Л.Н., 1973. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского медно-никелевого месторождения (Норильский район) и некоторые вопросы его генезиса. - Геохимия, № 8, с. 1127–1136.
- Горбунов Г.И., 1968. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. - М., Недра, 352 с.
- Горбунов Г.И., Папунен Л. (ред.), 1985. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. - Л., Наука, 330 с.
- Горбунов Г.И., Корчагин А.У., Медников А.И., 1989. О рудоносности пикритов. - ДАН СССР, т. 103, № 5, с. 1205–1208.
- Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В., Корчагин А.У., Нерадовский Ю.Н., Смолькин В.Ф., Соколов С.В., Шаров Н.В., Яковлев Ю.Н., 1999. Медно-никелевые месторождения Печенги. - М., ГЕОС, 236 с.
- Гриненко Л.Н., 1985. Источники серы никеленосных и безрудных интрузий габбродолеритов на северо-западе Сибирской платформы. - Геология рудных месторождений, № 1, с. 3–15.
- Гриненко Л.Н., Смолькин В.Ф., 1991. Изотопный состав и содержание серы в ферропикритах и габброверлитах Печенгской зоны. - Геохимия, № 9, с. 1250–1261.
- Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Ляхницкая И.В., 1967. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. - Геология рудных месторождений, № 4, с. 3–17.
- Дистлер В.В., Кунилов В.Е. (ред.), 1994. Геология и рудные месторождения Норильского района, путеводитель. VII Международный симпозиум по платине, со спец. сессией Проекта 336 МПГК "Внутриплитный магматизм и металлогения". - Изд. Моск. контакт, 43 с.

- Дистлер В.В., Филимонова А.А., Гроховская Т.Л., Лапутина И.П., 1989. Платиновые металлы в медно-никелевых рудах Печенгского рудного поля. - Геология рудных месторождений, т. 31, № 6, с. 3–17.
- Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коваленкер В.А., Мохов А.В., Семейкина Л.К., Юдовская М.А., 1996. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия). - Геология рудных месторождений, т. 38, № 6, изд-во Наука, Новосибирск, с. 467–484.
- Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж., Криволицкая Н.А., Туровцев Д.М., Голованова Т.А., Мохов А.В., Кнауф В.В., Олешкевич О.И., 1999. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов. - Геология рудных месторождений, т. 41, № 3, с. 241–265.
- Дистлер В.В., Юдовская М.А., Прокофьев В.А., Служеникин С.Ф., Мохов А.В., Мун Я.В., 2000. Гидротермальное платиновое оруденение месторождения Ватерберг (Трансвааль, Республика Южная Африка). - Геология рудных месторождений, т. 42, № 4, М., изд-во Наука, с. 263–376.
- Дюжиков О.А., Федоренко В.А., Нестеровский В.С., Демидович В.М., 1976. Новый Северо-Хараелахский рудный район и перспективы его никеленосности. - Докл. АН СССР, т. 229, №5, с. 1184–1187.
- Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М., Мкртычян А.К., Шерман М.Л., Служеникин С.Ф., Лурье А.М., 1988. Геология и рудоносность Норильского района. - Москва, Наука.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н., 1964. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. - М., Наука, 208 с.
- Зак С.И., Макаров В.Н., Проскуряков В.В., Кочнев-Первухов В.И., Заскинд Е.С., Баташев Е.В., 1982. Геология, магматизм и оруденение Печенгского рудного поля. - Л., Недра, 112 с.
- Зенько Т.Е., 1983. Механизм формирования Норильских расслоенных рудоносных интрузивов. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, с. 21–39.
- Зенько Т.Е., 1986. Закономерности локализации и строения интрузивов западной части Талнахского района. - Труды ЦНИГРИ, вып. 209, с. 21–28.
- Зенько Т.Е., 1994. Количественные геолого-генетические модели рудного поля и месторождения Норильского типа. - Руды и металлы, № 3-5, с. 57–72.
- Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н., 2001 г. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. - Екатеринбург: Департамент природных ресурсов по Уральскому региону, ОАО "Уральская геологосъемочная экспедиция", Уральское отделение РАН, Институт геологии и геохимии им. А.Н.Заварицкого, Институт геологии и геофизики Уральской государственной горно-геологической академии, 199 с.
- Золотухин В.В., 1964. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. - Наука, М, 192 с.
- Золотухин В.В., 1991. Сульфидная Cu–Ni формация и ее место среди прочих эндогенных рудных формаций как показатель ее генезиса. - Геология и геофизика, № 4, с. 27–36.
- Золотухин В.В., 1997. Базитовые пегматоиды Норильских рудоносных интрузивов и проблема генезиса платиноидно-медно-никелевого оруденения Норильского типа. - СО РАН, НИЦ ОИГТМ, Новосибирск, 89 с.
- Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А., 1975. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. - Наука, Новосибирск, 432 с.
- Зотов И.А., 1979. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. - Наука, М, 156 с.
- Зотов И.А., 1980. О роли трансмагматических флюидов в генезисе магматогенных рудных месторождений. - Сов. Геология, № 1, с. 45–57.
- Иванов М.К., Иванова Т. К., Тарасов А.В., Шатков В.А., 1971. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-1, Норильск-2, горы Черной). - Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий (Труды НИИГА, т. 167), Л., с. 197–305.
- Иванов О. К., 1996. Платиноносность Нижнетагильского концентрически-зонального пироксенит-дуניתового массива. - Известия высших учебных заведений, Горный журнал, № 3-4, с. 63–71.



- Иванов О.К., 1997. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). - Екатеринбург, изд-во Урал., Ун-та, 488 с.
- Корнев Т.Я., Еханин А.Г., 1997. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). Эталоны магматических комплексов Сибири, МПР, Новосибирск, 89 с.
- Коровяков И.А., Нелюбин А. Е., Райкова З. А., Хортова Л. К., 1963. Происхождение Норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные Cu-Ni руды, М., Госгеолтехиздат, 102 с.
- Лихачев А.П., 1965. Роль лейкократового габбро в формировании Норильских дифференцированных интрузий. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, с. 75-88.
- Лихачев А.П., 1978. Об условиях образования рудоносных и безрудных магм базит-гипербазитового состава. - ДАН СССР, т. 338, № 2, с. 447-450.
- Малич К.Н., 1999. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). - изд. Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 296 с.
- Масайтис В.Л., 1983. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций. - Записки ВМО, ч. СХП, вып. 4, с. 412-425.
- Маслов Г.Д., 1963. Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры. - Тектоника Сибири, т. 2. Недра, Новосибирск, с. 336-350.
- Милиц Н.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.П., Ступак В.М., Фонарев В.И., 1996. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. - М., Научный мир, 287 с.
- Негруца В.З., 1984. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. - Л., Недра, 270 с.
- Папушис Б.И., 1952. К вопросу о дифференциации ультраосновных и основных интрузий Печенги. - Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. Л., изд. АН СССР, с. 17-35.
- Перегаевова А.В., Федорова Ж.К., Синякова Е.Ф., 1995. Физико-химические условия образования пентландита в медьсодержащих сульфидных парагенезисах (по экспериментальным данным). - Геология и геофизика, т. 36, № 3, изд-во Наука, Новосибирск, с.98-105.
- Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Шаров Н.В., 1997. Сейсмогеологические модели земной коры Лапландско-Печенгского района. - Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район (отв. ред. Н.В. Шаров), Апатиты, изд. Кольского научного центра РАН, с. 181-208.
- Предовский А. А., Жангуров А. А., Федотов Ж.А., 1971. Эволюция состава базит-ультрабазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги. - Проблемы магматизма Балтийского щита, Л., Наука, с. 166-175.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М., 1974. Геохимия Печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканыты). - Л., Наука, 139 с.
- Радько В.А., 1991. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы. - Геология и геофизика, № 11, изд-во Наука, Новосибирск, с. 19-26.
- Рябов В.В., 1982. О концентрации хрома и платиноидов в кровле расслоенных интрузивов норильского типа - ДАН СССР, т. 266, № 2, с. 466-469.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П., 2000. Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. - Изд. Нонпарель, Новосибирск, 408 с.
- Самонов И.З., Пожариский И.Ф., 1974. Месторождения меди. - Рудные месторождения СССР, т. 2, Недра, М, с. 99-168.
- Скуфьин П.К., Федотов Ж.А., 1989. Пикритовые шаровые лавы в разрезе раннедокембрийских вулкани-тов Печенгской структуры. ДАН СССР, 305, № 4, стр. 956-962.
- Служеникин С.Ф., 2000. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. ИГЕМ РАН, М., 26 с.
- Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., 1998. Вкрапленные руды Талнахского рудного узла как источник платиновых металлов. - Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. Санкт-Петербургский горный институт, С-Пб, 1998, с. 247-256.

- Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф., Кунилов В.Е., Лапутина Н.П., Туровцев Д.М., 1994. Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузивах. - Геология рудных месторождений, т. 36, №3, с. 195–217.
- Смолькин В.Ф., 1977. Петрология Пильгуярвинского рудоносного интрузива (Печенга). - Деп. рук. ВИНТИ, № 2114-77. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 261 с.
- Смолькин В.Ф., 1992. Коматинитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. - С-Пб. Наука, 278 с.
- Смолькин В.Ф., 1993. Кольская (Печенгско-Варзугская) рифтогенная система. - Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита (штв. ред. А.Д. Щеглов), С-Пб. Недра, с. 24–63.
- Смолькин В.Ф., 1997. Магматизм раннепротерозойской (2.5–1.7 млрд. лет) палео-рифтогенной системы. Северо-запад Балтийского щита. - Петрология, т.5, № 4, с. 394–411.
- Смолькин В.Ф., Абзалов М.З., 1990. Родингиты и серпентиновые жилы из рудоносного габбро-верлитового массива Пильгуярви (Печенга). - Геология рудных месторождений, № 5, с. 70–79.
- Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., 1999. Происхождение и возраст габбро Ждановского месторождения Cu–Ni руд (Печенга). - Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. М-лы международной конференции. Петрозаводск, изд. Карельского НЦ РАН, с.147–148.
- Смолькин В.Ф., Данн А.Д., 1985. Габбро-верлитовая формация Имандра-Варзугской зоны карелид. – Советская геология, № 12, с. 94–105.
- Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Авдисян А.А., Балашов Ю.А., Балаганский В.В., Борисов А.Е., Борисова В.В., Волошина З.М., Козлова Н.Е., Кравцов Н.А., Негруца В.З., Мокроусов В.А., Петров В.П., Радченко А.Т., Скуфьин П.К., Федотов Ж.А., 1995. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Изд. Кольского научного центра РАН, Апатиты, 256 с.
- Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др., 2001. Мантийный плюмовый магматизм в раннем протерозое (2.5 млрд. лет), Кольский регион. - Тезисы докл., XVI симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. 20–23 ноября 2001, Москва, с. 230–231.
- Урванцев Н.Н., 1972. Некоторые вопросы формирования рудоносных интрузий и руд Норильска. – Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. НИИГА, Л., с. 100–105.
- Федоренко В. А., 1979. Палеотектоника позднепалеозойско-раннемезозойского вулканизма Норильского района и палеотектонический контроль никеленосных интрузий. – Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. Л., изд. НИИГА, с. 16–23.
- Федоренко В. А., 1981. Петрохимические серии эффузивных пород Норильского района. - Геология и геофизика, № 6, с. 78–88.
- Федорова Ж.Н., Сняжкова Е.Ф., 1993. Экспериментальные исследования физико-химических условий образования пентландита. – Геология и геофизика, т. 34, № 2, изд-во Наука, с. 84–92.
- Фершгатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф., 1999. Новые данные по геохимии платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса. – Геохимия, №4, с. 352–370.
- Шалагинов В.В. (ред.), 1999. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XVIII. Объяснительная записка. Министерство природных ресурсов РФ, Екатеринбург, 100 с.
- Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н., Осокин А.С., Балабонин Н.Л., Докучасва В.С., Орсов Д.А., Дистлер В.В., Филмонова Ф.Ф., 1981. Минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова., Л., 352 с.
- Abel, M.K., 1981. The Structure of the Strathcona Mine Copper Zone. Bulletin Canadian Institute Min.-Metall., v. 14, p. 89–97.
- Abel, M.K., Buchan, R., Coats, C.J.A. and Penstone, M.E., 1979. Copper mineralization in the footwall complex, Strathcona mine, Sudbury, Ontario. Canadian Mineralogist, v. 17, p. 275–286.
- Abraham, K.P., Davies, M.W. and Richardson, F.D., 1960. Sulfide capacities of silicate melts, pt. I. Journal Iron and Steel Institute, v. 196, p.309-312.
- Abzalov M.Z. and Both R.A., 1997. The Pechenga Ni–Cu deposits, Russia: data on PGE and Au distribution and sulphur isotope compositions. Mineralogy and Petrology, v. 61, p. 119–143.

- Absalov, M.Z., Both, R.A. and Brewer, T.S., 1995. Geochemistry and sulfur isotope characteristics of the sulfidic black shales from the Pechenga Group, Kola Peninsula, Russia: Implications for genesis of the sulfide mineralisation. In *Geology of the eastern Finmark-western Kola Peninsula region* (eds. D. Roberts and O. Nordgulen). Proceedings of the 1st International Barents Symposium, *Geology and Minerals of the Barents Region, Norske Geologiske Undersokelse Special Publication No. 7*, p. 357–369.
- Alapicti, T.T. and Lahtinen, J.J., 1986. Stratigraphy, petrology and platinum-group element mineralization of the early Proterozoic Penikat layered intrusion, northern Finland. *Economic Geology*, v. 81, No. 5, p.1126–1136.
- Alapicti, T.T. and Lahtinen, J.J., 2002. Platinum-Group Element Mineralization in Layered intrusives of Northern Finland and the Kola Peninsula, Russia. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (ed. L.J. Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 54, p. 507–546.
- Albino, G.V., 1984. Petrology, geochemistry, and mineralization of the Boundary ultramafic complex, Quebec, Canada. Unpublished M.Sc. thesis, Colorado State University, 220 p.
- Amelin, Yu.V., Heaman, L.M. and Semenov, V.S., 1995. U–Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Research*, v. 75, p. 31–46.
- Amelin, Yu.V., Li, C. and Naldrett, A.J., 1999. Geochronology of the Voisey's Bay complex, Labrador, Canada, by precise U–Pb dating of co-existing baddeleyite, zircon and apatite. *Lithos*, v. 47, p. 33–51.
- Amelin, Yu.V., Li, C., Valeyev, O. and Naldrett, A.J., 2000. Nd–Pb–Sr isotope systematics of crustal assimilation in the Voisey's Bay and Mushuau intrusions, Labrador, Canada. *Economic Geology*, v. 94, p. 815–830.
- Amsden, A.A., Ruppel, H.M. and Hirt, C.W., 1980. SALE: A simplified ALE computer program for fluid flow at all speeds. Los Alamos, New Mexico, Los Alamos National Laboratory Report LA-8095, 101 p.
- Andersen, J.C.O., Power, M.R. and Monnne, P., 2002. Platinum-Group Elements in the Paleogene North Atlantic Igneous Province. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (ed. L.J. Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 54, p. 637–667.
- Anderson, D.L., 1994. The sub-lithospheric mantle as the source of continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs. *Earth Planetetary Science Letters*, v. 123, p. 269–280.
- Archibald, N.J., Bettenay, L.F., Binns, R.A., Groves, D.I. and Gunthorpe, R.J., 1978. The evolution of Archean greenstone terrains, Eastern Goldfields province, Western Australia. *Precambrian Research*, v. 6, p. 89–91.
- Ariskin, A.A., Deutsch, A. and Ostermann, M., 1999. Sudbury Igneous Complex: Simulating phase equilibria and in situ differentiation for two proposed parental magmas. In *Large meteorite impacts and planetary evolution II* (eds. B.O. Dressler and V.L. Sharpton), Geological Society of America Special Paper No. 339, p. 373–388.
- Armstrong, R. and Wilson, A.H., 2000. A SHRIMP U–Pb study of zircons from the layered sequence of the Great Dyke, Zimbabwe and a granitoid anatectic dyke. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 180, p. 1–12.
- Arason, J.G. and Bird, D.K., 2000. A gold and platinum mineralized layer in gabbros of the Kap Edvard Holm Complex: Field, petrologic, and geochemical relations. *Economic Geology*, v. 95, p. 945–970.
- Arndt, N.T., 1977. Partitioning of nickel between olivine and ultrabasic and basic komatiite liquids. *Carnegie Institution Washington Yearbook*, v. 76, p. 553–557.
- Arndt, N.T. and Genner, G.A., 1986. Crustally contaminated komatiites from Kambalda, Western Australia. *Chemical Geology*, v. 56, p. 229–256.
- Arndt, N.T. and Leshner, C.M., 1992. Fractionation of REEs by olivine and the origin of Kambalda komatiites, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 4191–4204.
- Arndt, N.T. and Nesbitt, R.W., 1982. Geochemistry of Munro Township basalts. In *Komatiites* (eds. N.T. Arndt and E.G. Nisbet), Allen and Unwin, London, p. 309–330.
- Arndt, N.T. and Nisbet, E.G., (eds.), 1982. *Komatiites*: Allen and Unwin, London, 526 p.
- Arndt, N.T., Naldrett, A.J. and Pyke, D.R., 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Twp., north-east Ontario. *Journal Petrology*, v. 18, p. 319–369.
- Avermann, M.E., 1999. The green member of the Onaping formation, the collapsed fireball layer of the Sudbury impact structure, Ontario, Canada. In *Large meteorite impacts and planetary evolution II* (eds. B.O. Dressler and V.L. Sharpton), Geological Society of America Special Paper No. 339, p. 323–330.

- Bacuta, G.C., Lipin, B.R., Gibbs, A.K. and Kay, R.W., 1987. Platinum-group element abundances in chromite deposits of the Acoje ophiolite block, Zimbales ophiolite complex, Philippines. Abstract Geo-platinum '87 Symposium, Open University U.K., p. 381–382.
- Balashov Y.A., Bayanova T.B. and Mitrofanov F.P., 1993. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield. *Precambrian Research*, v. 64, No. 14, p. 197–205.
- Ballhaus, C., 1999. A liquid miscibility gap in the system Fe–Ni–Cu–S? Abstract volume 24, Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, 1999, p. 5–6.
- Ballhaus, C.G. and Stumpfl, E.F., 1986. Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef: evidence from hydrous silicates and fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 94, p. 193–204.
- Baragar, W.R.A. and Scoates, R.F.J., 1981. The Circum-Superior belt: a Proterozoic plate margin? In *Precambrian Plate Tectonics* (ed. A. Kroner), Elsevier, Amsterdam, p. 297–330.
- Barker, D. S., 1983. *Igneous Rocks*. Prentice-Hall Inc. Englewood Cliff, New Jersey, p. 132–133.
- Barker, W.W., 1983. The Fe–Ni–S system (Co, Cu). CSIRO Aust. FP Report 26, 23 p.
- Barnes, S.J., 1993. Partitioning of the platinum group elements and gold between silicate and sulfide magma in the Munni Munni Complex, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 1277–1290.
- Barnes, S.J. and Barnes, S.-J., 1990. A new interpretation of the Katinniq nickel deposit, Ungava, northern Quebec. *Economic Geology*, v. 85, p. 1269–1272.
- Barnes, S.J. and Hoatson, D.M., 1994. The Munni Munni Complex, Western Australia: stratigraphy, structure and petrogenesis. *Journal of Petrology*, v. 35, p. 715–751.
- Barnes, S.J., Coats, C.J.A. and Naldrett A.J., 1982. Petrogenesis of a Proterozoic Nickel Sulfide-Komatiite Association: the Katinniq Sill Ungava, Quebec. *Economic Geology*, v. 77, p. 413–429.
- Barnes, S.J., Gole, M.J. and Hill, R.E.T., 1988a. The Agnew nickel deposit, Western Australia: Part I. Structure and stratigraphy. *Economic Geology*, v. 83, p. 524–536.
- Barnes, S.J., Gole, M.J. and Hill, R.E.T., 1988b. The Agnew nickel deposit, Western Australia: Part II. Sulfide geochemistry, with emphasis on the Platinum-group elements. *Economic Geology*, v. 83, p. 537–550.
- Barnes, S.J., McIntyre, J.R., Nisbet, B.W. and Williams, C.R., 1990. Platinum-group Element mineralisation in the Munni Munni Complex, Western Australia, *Mineralogy and Petrology*, v. 42, p. 141–164.
- Barnes, S.J., Hoatson, D.M. and McIntyre, J.R., 1991. The Munni Munni Complex. In *Mafic-Ultramafic Complexes of Western Australia* (eds. S.J. Barnes and R.E.T. Hill). Geological Society of Australia, WA Division, Perth, Excursion Guide Book 3, p. 77–96.
- Barnes, S.J., Keays, R.R., Reid R. and Hoatson, Dean M., 1992. Distribution of sulfides and PGE within the porphyritic websterite zone of the Munni Munni Complex, Western Australia, *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 39, p. 289–302.
- Barnes, S.-J., 1985. The petrography and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi greenstone belt, Canada, and a model for their formation. *Lithos*, v.18, p. 241–270.
- Barnes, S.-J. and Maier, W.D., 2002. Platinum-Group Element Distributions in the Rustenberg Layered Suite of the Bushveld Complex, South Africa. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (ed. L.J. Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 54, p. 431–458.
- Barnes, S.-J. and Naldrett, A.J., 1986. Variations in platinum-group element concentrations in the Alexo mine komatiite Abitibi greenstone belt, northern Ontario. *Geological Mag.*, v. 123, No. 5, p. 515–524.
- Barnes, S.-J. and Naldrett, A.J., 1987. Fractionation of the Platinum-Group Elements and Gold in Some Komatiites of the Abitibi Greenstone Belt, Northern Ontario. *Economic Geology*, v. 82, p. 165–183.
- Barnes, S.-J., and Picard, C.P., 1993. The behavior of platinum-group elements during partial melting, crystal fractionation, and sulphide segregation: An example from the Cape Smith fold belt, northern Quebec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 79–87.
- Barnes, S.-J., Makovicky, E., Makovicky, M., Rose-Hansen, J. and Karup-Moller, S., 1997. Partition coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh and Ir between monosulfide solid solution and sulfide liquid and the formation of compositionally zoned Ni–Cu sulfide bodies by fractional crystallization of sulfide liquid. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 34, p. 366–374.

- Barrett, F.M., Binns, R.A., Groves, D.I., Marston, R.J. and McQueen, K.G., 1977. Structural history and metamorphic modification of Archean volcanic type nickel deposits, Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology*, v. 72, p. 1195-1224.
- Barrie, C.T. and Naldrett, A.J., 1988. The geology and tectonic setting of the Montcalm Gabbroic Complex and Ni-Cu deposit, Western Abitibi Subprovince, Ontario, Canada. Proc. of the 5<sup>th</sup> Magmatic Sulfides Conference, Harare, Zimbabwe, Special Publication Institution of Mining and Metallurgy, p.151-164.
- Barrie, C.T., MacTavish, A.D., Walford, P.C., Chataway, R. and Middaugh, R., 2002. Contact-type and Magnetite Reef-type Pd-Cu Mineralization in Ferroan Olivine Gabbros of the Coldwell Complex, Ontario. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (ed. L.J. Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 54, p. 321-337.
- Barton, P.B.Jr., 1973. Solid solutions in system Cu-Fe-S Part I. The Cu-S and Cu Fe-S join. *Economic Geology*, v. 68, p. 455-465.
- Bavington, O.A., 1979. Interflow sedimentary rocks from the Kambalda ultramafic sequence: Their geochemistry, metamorphism and genesis. Unpub. Ph.D. thesis, Australian National Univ.
- Bavington, O.A., 1981. The nature of sulfidic metasediments at Kambalda and their broad relationship with associated ultramafic rocks and nickel ores. *Economic Geology*, v. 76, p. 1606-1628.
- Bell, C.K., 1966. Churchill-Superior boundary in northeastern Manitoba. *Geological Survey Canada, Paper 66-1*, p. 133-136.
- Bell, C.K., 1971. Boundary geology, upper Nelson River area, Manitoba and northwestern Ontario. In *Geoscience studies in Manitoba* (ed. A.C.Turnock). Geological Association of Canada, Special Paper No.9, pp. 11-39.
- Bell, P.M., England, J.W. and Kullerud, G., 1964. Pentlandite: Pressure effect on breakdown. *Carnegie Institution Wash. Yr. Book 63*, p. 206-207.
- Bezmen, N.I., 1997. Influence of fO<sub>2</sub> on the solubility of Pd and Pt in hydrous silicate melts. Abstract in supplement to *Eos, Transactions, AGU*, v. 78, No. 46, p. F781.
- Bezmen, N.I., Asif, M., Brugmann, G.E., Romanenko, I.M. and Naldrett, A.J., 1994. Distribution of Pd, Rh, Ru, Ir, Os and Au between sulfide and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 1251-1260.
- Billington, L.G., 1984. Geological review of the Agnew nickel deposit, Western Australia. In 'Sulfide Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks' (eds. D.L. Buchanan and M.J. Jones). Special Publication of the Institution of Mining and Metallurgy, p. 43-54.
- Bird, D.K., Arnason, J.G., Brandriss, M.E., Nevle, R.J., Radford, G., Bernstein, S., Gannicott, R.A. and Kelemen, P.B., 1995. A gold-bearing horizon in the Kap Edvard Holm Complex, East G Greenland. *Economic Geology*, v. 90, p. 1288-1300.
- Bleeker, W., 1989a. Litho- structural map of the Thompson Open Pit, Thompson Nickel Belt, Manitoba, scale 1:1200, with accompanying map description. *Geological Survey Of Canada Open File 2089*.
- Bleeker, W., 1989b. New structural -metamorphic constraints on Early Proterozoic oblique collision along the Thompson Nickel Belt, northern Manitoba, Canada. In *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America* (eds. J.F. Lawry and M.R.Staufferads), Geological Association of Canada Special Paper 37, p. 57-74.
- Bleeker, W., 1990. Evolution of the Thompson nickel belt and its nickel deposits. Manitoba, Canada, Unpublished Ph.D. thesis, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, 356 p.
- Bleeker, W. and J.J. Macek, 1988. Thompson Nickel Belt Project: Pipe Pit Mine. Report of Field Activities 1988, Manitoba Energy and Mines, p. 111-115.
- Boctor, N.Z. and Yoder, H.S., Jr., 1983. Partitioning of nickel between silicate and iron sulfide melts. *Carnegie Institution Washington, Yr. Book 82*, p. 275-277.
- Bog, S. and Rosenqvist, T., 1958. A thermodynamic study of the iron sulfide-oxide melts. In *Meddelebse Nr 12 fra Metallurgisk Konite, Trondheim, Norway*.
- Bonnichsen, B., 1970. Geologic map of the Allen, Babbitt, Babbitt NE, Babbitt SE, and Babbitt SW 7 1/2 minute quadrangles. *Minnesota Geological Survey Open File Maps*.
- Bonnichsen, W., 1972. Southern part of the Duluth complex. In *Geology of Minnesota* (eds. P.K. Sims and G.B. Morey). A centennial volume: St. Paul, Minnesota Geological Survey, p. 361-387.
- Borisov A. and Palme H., 1997. Experimental determination of the solubility of platinum in silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 61, p. 4349-4351.

- Borisov A., Palme H. and Spettel B., 1994. Solubility of Pd in silicate melts: Implications for core formation in the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 58, p. 705–716.
- Boudreau, A.E., Mathez, E.A. and McCallum, I.S., 1986. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: Evidence for transport of the platinum group elements by Cl-rich fluids: *J. Petrology*, v. 27, p. 967–986.
- Bowring, S.A., Erwin, D.H., Jin, Y.G., Martin, M.W., Davidek, K. and Wang, W., 1998. The age of the Permian-Triassic boundary at Meishan, southern China. *Science*, v. 280, p. 1039–1045.
- Boyd, R. and Mathiesen, C.O., 1979. The nickel mineralization of the Rana mafic intrusion, Nordland, Norway. *Canadian Mineralogist*, 17, p. 287–298.
- Brenan, J.M. and Caciagli, N.C., 2000. Fe-Ni exchange between olivine and sulfide liquid: Implications for oxygen barometry in sulfide-saturated magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, p. 307–320.
- Brugmann, G.E., Naldrett, A.J. and Macdonald, A.J., 1989. Magma mixing and constitutional zone refining in the Lac des Iles complex, Ontario: genesis of platinum-group element mineralization. *Economic Geology*, v. 84, p. 1557–1573.
- Brugmann, G.E., Naldrett, A.J. and Duke, J.M., 1990. The Platinum-Group Element Distribution in the Dumont Sill, Quebec. Implications for the formation of Ni-Sulfide Mineralization. *Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 97–119.
- Brugmann, G.E., Naldrett, A.J., Asif, M., Lightfoot, P.C., Gorbachev, N.S. and Fedorenko, V.A., 1993. Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of the Siberian trap in the Noril'sk region, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 2001–2018
- Brugmann, G.E., Hanski, E.J., Naldrett, A.J. and Smolkin, V.F., 2000, Sulfide segregation in ferropicrites from the Pechenga complex, Kola peninsula, Russia. *Journal of Petrology*, v. 41, p. 1721–1742.
- Bruynzyl, D., 1957. A petrographic study of the Waterfall Gorge profile at Insizwa. *Annals. Univ. Stellenbosch*, 33, p. 434–535.
- Buchanan, D.L. and Nolan, J., 1979. Solubility of sulfur and sulfide immiscibility in synthetic tholeiitic melts and their relevance to Bushveld-complex rocks. *Canadian Mineralogist*, v. 17, p. 483–494.
- Buchanan, D.L. and Rouse, J.E., 1984. Role of contamination in the precipitation of sulphides in the Platreef of the Bushveld Complex. In *Sulfide Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks* (eds. D.L. Buchanan and M.J. Jones). Special Publication of the Institution of Mining and Metallurgy, p. 141–146.
- Buchanan, D.L., Nolan, J., Wilkinson, N. and de Villiers, J.P.R., 1983. An experimental investigation of sulfur solubility as a function of temperatures in synthetic silicate melts. *Geol. Soc. S. Africa, Special Publication 7*, p. 383–391.
- Burnham, O.M., Leshner, C.M. and Keays, R.R., 1999. Geochemistry and Petrogenesis of Mafic-Ultramafic Complexes and Associated Basalts in the Raglan Block Chapter 16, In *Komatiitic Peridotite-Hosted Ni-Cu-(PGE) Deposits of the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Quebec* (ed. C.M. Leshner), Guidebook Series, v. 2, Mineral Exploration Research Centre, Laurentian University, Sudbury, p. 159–173.
- Burrows, A.J. and Rickaby, H.C., 1930. Sudbury Basin Area; Ontario Department of Mines, Annual Report for 1929, v. 38, part 3, 55 p.
- Burt, D.R.L. and Sheppy, N.R., 1975. Mount Keith nickel sulfide deposit. In *Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals* (ed. C.L. Knight), Australasian Institute Mining Metal., Mon., 5, p. 159–168.
- Cabri, L.J., 1973. New Data on Phase relations in the Cu-Fe-S System. *Economic Geology*, v. 68, p. 443–454.
- Cabri, L.J. and Laflamme, J.H.J., 1974. Rhodium, Platinum, and gold alloys from the Stillwater complex. *Canadian Mineralogist*, v. 12, p. 399–403.
- Cabri, L.J. and Laflamme, J.H.J., 1976. The mineralogy of the platinum-group elements from some Cu-Ni deposits in the Sudbury area, Ontario. *Economic Geology*, v. 71, p. 1159–1195.
- Cabri, L.J. and Laflamme, J.H.G., 1979. Mineralogy of Samples from the Lac des Iles Area, Ontario. *CANMET Report*, 79-27, 20 p.
- Cabri L.J and Laflamme J.H.G., 1984. Mineralogy and distribution of platinum-group elements in mill products from Sudbury. In: *Applied Mineralogy* (eds. W. Park, D.M. Hausen and R. Hagni). Proceedings, 2<sup>nd</sup> International Congress on Applied Mineralogy in the Mineral Industries. The Mineralogical Society, AIME, p. 911–922.
- Cabri, L.J. and Naldrett, A.J., 1984. The nature of the distribution and concentration of platinum-group elements in various geological environments. *Proc., 27<sup>th</sup> International Geological Congress*, 10, Mineralogy, p. 17–46.

- Cabri, L.J., Blank, H., El Goresy, A., Laflamme, J.H.G., Nobile, R., Sizgoric, M.B. and Trasca, K. 1983. Quantitative Proton Microprobe Analyses of Major Sulfides in Ore Deposits of the Sudbury Area; Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Programme with Abstracts.
- Cameron, E.N., 1978. The lower zone of the eastern Bushveld complex in the Olifants river trough. *Journal Petrology*, v. 19, p. 437-462.
- Cameron, E.N., 1980. Evolution of the Lower Critical Zone, Central Sector, eastern Bushveld Complex and its chromite deposits. *Economic Geology*, v. 75, p. 845-871.
- Cameron, E.N., 1982. The Upper Critical Zone of the eastern Bushveld Complex - precursor to the Merensky Reef. *Economic Geology*, v. 77, p. 1307-1327.
- Cameron, G.H., 1988. A geochemical investigation into the origin of the Upper Critical Zone of the Eastern Bushveld Complex, South Africa. Unpub. M.Sc. Thesis, Univ. of Toronto.
- Cameron, E.N. and Desborough, G.A., 1964. Origin of certain magnetite-bearing pegmatites in the eastern part of the Bushveld Complex, South Africa. *Economic Geology*, v. 59, p. 197-225.
- Campbell, I.H. and Barnes, S.J., 1984. Partition coefficients for platinum and palladium between immiscible sulfide and silicate liquids. *Canadian Mineralogist*, v. 22, p. 151-160.
- Campbell, I.H. and Griffiths, R.W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 99, p. 79-93.
- Campbell, I.H. and Naldrett, A.J., 1979. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Economic Geology*, v. 74, p. 1503-1505.
- Campbell, I.H. and Turner, J.S., 1986. The role of convection in the formation of platinum and chromite deposits in layered intrusions. In *Short Course on Silicate Melts* (ed. C.M. Scarfe), Mineralogical Assoc. Canada, 12, p. 236-278.
- Campbell, I.H., Naldrett, A.J. and Roeder, P.L., 1979. Nickel activity in silicate liquids: Some preliminary results, *Canadian Mineralogist*, 17, p. 495-506.
- Campbell, I.H., Naldrett, A.J. and Barnes, S.J. 1983. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes. *Journal Petrology*, v. 24, p. 133-165.
- Card, K.D., Gupta, V.K., McGrath, P.H. and Grant, F.S., 1984. The Sudbury Structure: Its Regional Geological and Geophysical Setting. In *The Geology and Ore deposits of the Sudbury Structure*. (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey. Special Vol., №1, p. 25-44.
- Cawthorn, R.G., 1980. High-MgO Karoo tholeiite and the formation of Ni-Cu mineralization in the Lusizwa intrusion. *Transkei, South African Journal of Science*, v. 76, p. 467-470.
- Cawthorn, R.G., 2002. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralisation in the Bushveld Complex. Thermodynamic calculations and new interpretations – a discussion. *Economic Geology*, v. 97, p. 663-666.
- Cawthorn, R.G. and Davies, G., 1983. Experimental data at 3 K bars pressure on parental magma to the Bushveld Complex. *Contrib. Mineralogy Petrology*, v. 83, p. 128-135.
- Cawthorn, R.G. and Webb, S.J., 2001. Connectivity between the western and eastern limbs of the Bushveld Complex. *Tectonophysics*, 330, p. 195-209.
- Cawthorn, R.G., Merkle, R.K. and Viljoen, M.J., 2002. Platinum-Group Element Deposits in the Bushveld Complex, South Africa. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (ed. L.J. Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Vol. 54, p.389-429.
- Celmer, R.S., 1987. The distribution of minor elements in nickel matte smelting. Unpub. Ph.D. Thesis, Univ. of Toronto, 341 p.
- Chai, G. and Eckstrand, O.R., 1994. Origin of the Sudbury Igneous Complex, Ontario - differentiation of two separate magmas. *Geological Survey of Canada Paper 93-17*, p. 219-230.
- Chai, G. and Eckstrand, O.R., 1996. Rare Earth Element characteristics of the Sudbury Igneous Complex and its country rocks: New constraints on genesis. *Chemical Geology*, v. 102, p. 303-325.
- Chai, G. and Naldrett, A.J., 1992a. Petrology and geochemistry of the Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a high-Mg basaltic magma. *Journal of Petrology*, v. 33, p. 1-27.

- Chai, G. and Naldrett, A.J., 1992b. PGE mineralization of the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, N.W. China. *Economic Geology*, v. 87, p. 1475-1495.
- Chalokwu, C. I. and Grant, N. K., 1987. Reequilibration of olivine with trapped liquid in the Duluth complex, Minnesota. *Geology*, v. 15, p. 71-74.
- Chang, Y.A. and Hsieh, K.-C., 1986. Thermochemical description of the ternary iron-nickel-sulfur system in *Nickel Metallurgy: volume 1. Extraction and Refining of Nickel* (eds. E. Ozberk and S.W. Marcuson), Proceedings of the 25<sup>th</sup> Annual Conference of Metallurgists, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, p. 248-277.
- Chauvel, C., Dupre, B. and Jenner, G.A., 1985. The Sm-Nd age of Kambalda volcanics is 500 Ma too old! *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 74, p. 314-324.
- Childs, John F., Evans, Jody R., Wood, Keith Y., Koski, Michael S. and Evans, Jeffrey, D., 2002. Some preliminary descriptive aspects of ballroom mineralisation at the Stillwater Palladium-Platinum mine, Stillwater Mining Company, Nye, Montana. In *Extended Abstracts, 9<sup>th</sup> International Platinum Symposium* (ed. A. Boudreau), p. 91-92.
- Chuang, Y.-Y., Hsieh, K.-C. and Chang, Y.A., 1985. Thermodynamics and phase relationships of transition metal sulfur systems: Part V. A re-evaluation of the Fe-S system using an associated solution model for the liquid phase. *Metall. Trans.*, v. 16B, p.277-285.
- Clark, T. and Naldrett, A.J., 1972. The distribution of Fe and Ni between synthetic olivine and sulfide at 900°C. *Economic Geology*, v. 67, p. 939-952.
- Coats, C.J.A. and J.J. Brummer, 1971. Geology of the Manibridge nickel deposit, Wabowden, Manitoba. In *Geoscience studies in Manitoba* (ed. A.C. Turnock). Geological Association of Canada, Special Paper No. 9, p. 155-165.
- Coats, C.J.A., Quirke, T.T., Jr., Bell, C.K., Cranstone, D.A. and Campbell, F.H.A., 1972. Geology and mineral deposits of the Flin Flon, Lynn Lake and Thompson areas, Manitoba, and the Churchill-Superior form of the Western Precambrian shield: *Internat. Geol. Cong., 24<sup>th</sup>, Montreal 1982, Guidebook, Field Excursions A31-C31*, p.1-96.
- Cochrane, L.B., 1984. Ore deposits of the Copper Cliff Offset. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure* (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey Special Vol. No.1, p.97-138.
- Cogulu, E.H., 1990. Mineralogical and petrological studies of the Crystal Lake intrusion, Thunder Bay, Ontario. Geological Survey of Canada, Open File Report 2277, 67p.
- Coleman, A.P., 1913. The nickel industry, with special reference to the Sudbury region, Ontario; Canada Department of Mines, Mines Branch, No. 170, 206 p.
- Collins, W.H., 1934. Life history of the Sudbury nickel irruptive (i) *Roy. Soc. Canada Trans.*, sec. IV., 28, p.123-177.
- Compston, W., Williams, I.S., Campbell, I.H. and Gresham, J.J., 1986. Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 76, p. 299-311.
- Connolly, J.W.D. and Haughton, D.R., 1972. The volume of sulfur in glass of basaltic composition formed under conditions of low oxidation potential. *American Mineralogist* v. 57, p. 1515-1517.
- Corfu, F. and Lightfoot, P.C., 1997. U-Pb geochronology of the Sublayer environment, Sudbury Igneous Complex, Ontario. *Economic Geology*, v. 91, p.1263-1269.
- Corlett, Mabel, 1971. Minor element variation in pyrrhotite from Falconbridge mine; an aid in geological interpretation, Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada joint Annual Meeting, Abstracts of papers, p. 15-16.
- Corson, Samuel R., Childs, John F., Daly, James P., Keith, Douglas W., Koski, Michael S. and LeRoy, Lynn W., 2002. The Reef Package Stratigraphy that contains the J-M Platinum-Palladium Reef of the Stillwater Complex, Montana. In *Extended Abstracts, 9<sup>th</sup> International Platinum Symposium* (ed. A. Boudreau), p. 101-102.
- Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny R., Jaeger, J.J. and Capetta, H., 1986. Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? *Earth Planetary Science Letters*, v. 80, p. 361-374.
- Courtillot, V., Feraud, G., Maluski, H., Vandamme, D., Moreau, M.G. and Besse, J., 1988. Deccan flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary, *Nature*, v. 333, p. 843-846.
- Cowan, J.C., 1968. The Geology of the Strathcona ore deposit, district, Ontario. *Canadian Institute of Mining and metallurgy Bulletin*, v. 61, p.38-54.



- Cowan, E.J., Riller, U. and Schwerdtner, W.M., 1999. Emplacement geometry of the Sudbury Igneous Complex: Structural examination of a proposed impact melt sheet. In Large meteorite impacts and planetary evolution II (eds. B.O. Dressler and V.L. Sharpton), Geological Society of America Special Paper No. 339, p. 399–418.
- Cowden, A., Donaldson, M.J., Naldrett, A.J. and Campbell, I.H., 1986. Platinum-group elements in the komatiite-hosted Fe–Ni–Cu sulfide deposits at Kambalda, Western Australia. *Economic Geology*, v. 81, p. 1226–1235.
- Cowden, A., Ruddock, R., Reay, A., Nicolson, P., Waterman, P. and Banks, M.J., 1990. Platinum mineralisation potential of the Longwood Igneous Complex, New Zealand. *Mineralogy and Petrology*, v. 42, No. 1-4, p. 181–195.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, London, 450 p.
- Craig, J.R., 1971. Violarite stability relations. *American Mineralogist*, v. 56, p. 1303–1311.
- Craig, J.R., 1973. Pentlandite-pyrrhotite and other low-temperature relations in the Fe–Ni–S systems. *American Journal of Science*, v. 273-A, p. 496–510.
- Craig, J.R. and Kullerud, G., 1969. Phase relations in the Cu–Fe–Ni–S system and their application to magmatic ore deposits. *Economic Geology Monograph*, v. 4, p. 344–358.
- Craig, J.R. and Naldrett, A.J., 1967. Minimum melting of nickel ferrous pyrrhotite ores. *Ann. Rep. Dir. of Geophys. Lab., Carnegie Institution of Washington Year Book*, v. 66, p. 417–419.
- Craig, J.R. and Scott, S.D., 1974. Sulfide phase equilibria. *Mineralogical Soc. of America Short Course Notes*, v.1 (ed. P.H. Ribbe), Sulfide Mineralogy, CS1-CS110.
- Cranstone, D.A. and Turek, A., 1976. Geological and geochronological relationships of the Thompson Nickel Belt, Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 13, p. 1058–1069.
- Crocket, J.H., 2002. Platinum-Group Element Geochemistry of Mafic and Ultramafic Rocks. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (ed. L.J. Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Vol. 54, p.177–210.
- Crocket, J.H., Fleet, M.E. and Stone, W.E., 1992. Experimental partitioning of osmium, iridium and gold between basalt melt and sulfide liquid at 1300°C. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 39, p. 427–432.
- Czamanske, G.K. and Moore, J.G., 1977. Composition and phase chemistry of sulfide globules in basalt from the mid-Atlantic Ridge rift valley near 37° N. Lat. *Geological Society America Bulletin*, v. 88, p. 587–599.
- Czamanske, G.K. and Zientek, M.L., (eds.), 1985. *The Stillwater Complex, Montana: Geology and Guide*. Montana Bureau of Mines and Geology, Special Publication, v. 92, 396 p.
- Czamanske, G.K., Kunilov, V.Ye, Zientek, M.L., Cabri, L. J., Likhachev, A.P., Calk, L.C. and Oscarson, R.L., 1992. A proton-microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk-Talnakh district, Siberia. *Canadian Mineralogist*, v. 30, p. 249–287.
- Czamanske, G.K., Zeniko, T.E., Fedorenko, V.A., Calk, L.C., Budalyn, J.R., Bullock, J.H., Jr., Fries, T.L., King, B-S. W. and Siems, D.F., 1995. Petrographic and geochemical characterisation of ore-bearing intrusions of the Noril'sk type, Siberia: with discussion of their origin. *Resource Geology Special Issue*, No. 18, p.1–48.
- Czamanske, G. K., Gurevich, A. B., Fedorenko, V. and Simonov, O., 1998. Demise of the Siberian plume: paleogeographic and paleotectonic reconstruction from the prevolcanic and volcanic records, North-Central Siberia. *International Geology Review*, v. 40, p. 95–115.
- Deutsch, A., Lakomy, R. and Buhl, D., 1989. Strontium and neodymium characteristics of a heterolithic breccia in the basement of the Sudbury impact structure, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 93, p. 359–370.
- Deutsch, A., Brockmeyer, J.M. and Buhl, D., 1990. Sudbury again: New and old isotope data (Abstract). *Lunar and Planetary Science*, v. 21, p. 282–283.
- Deutsch, A., Buhl, D., Brockmeyer, P., Lakomy, R. and Flucks, M., 1992. Isotope systematics support the impact origin. Volume of abstracts, *International Conference on Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution*, Lunar and Planetary Institute Contribution, No. 790, p. 21–22.
- De Witt, M.J., Hart, R.A. and Hart, R.J., 1987. The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt: A section through the 3.5Ga oceanic crust. *Journal of African Earth Science*, v. 6, p. 681–730
- Dickin, A.P., Richardson, J.M., Crockett, J.H., McNutt, R.H. and Peredery, W.V., 1992. Osmium isotope evidence for a crustal origin of platinum group elements in the Sudbury nickel ore, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.56, p. 3531–3537.
- Dietz, R.S., 1964. Sudbury structure as an astrobleme. *Journal of Geology*, v. 72, p. 412–434.

- Dillon-Leitch, H.C.H., Watkinson, D.H. and Coats, C.J.A., 1986. Distribution of Platinum-Group Elements in the Donaldson West Deposit, Cape Smith Belt, Quebec. *Economic Geology*, v. 81, No. 5, p.1147-1158.
- Donaldson, M.J., 1974. Petrology of the Munni Munni Complex, Roebourne, Western Australia. *Journal Geological Society of Australia*, v. 21, p. 1-16.
- Doyle, C.D. and Naldrett, A.J., 1986. Ideal mixing of divalent cations in mafic magma and its effect on the solution of ferrous oxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 435-443.
- Dressler, B.O., 1984. The effects of the Sudbury event and the intrusion of the Sudbury Igneous Complex on the Footwall of the Sudbury structure. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure* (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey Special Vol. No.1, p.97-138.
- Du Toit, A.L., 1920. The geology of Pondoland and portions of the Alfred and Umzimkulu Counties, Natal. South Africa Geological Survey, Explanation Sheet 28 (Pondoland).
- Duke, J.M., 1979. Computer simulation of the fractionation of olivine and sulfide from mafic and ultramafic magmas. *Canadian Mineralogist*, v. 17, p.507-514.
- Duke, J.M., 1986. The Dumont nickel deposit: a genetic model for disseminated magmatic sulphide deposits of komatiitic affinity. In *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks* (eds. M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary and H.M. Prichard), Special Publication of Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 151-160.
- Duke, J.M. and Naldrett, A.J., 1978. A numerical model of the fractionation of olivine and molten sulfide from komatiite magma. *Earth Planetary Science Letters*, v. 39, p. 255-266.
- Duncan, R.A., Hooper, P.R., Rehacek, J., Marsh, J.S. and Duncan, R., 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research*, v.102, No. B8, p. 18127-18138.
- Dunning, G.R., 1979. The geology and platinum group element mineralization of the Roby Zone, Lac des lies complex, northwestern Ontario. M.Sc. Thesis, Ottawa, Ontario, 129 p.
- Duzlukov, O.A., Distler, V.V., Strunin, B.M., Mkrtychyan, A.K., Shernan, M.L., Sluzhenikin, S.S. and Lurje, A.M., 1992. *Geology and Metallogeny of Sulfide Deposits of Noril'sk Region, USSR*. (English translation of 1988 Russian edition). Society of Economic Geologists, Special Publication No. 1, 242 p.
- Eales, H.V., 1980. Contrasted trace element variations in two Karoo cumulus complexes. *Chemical Geology*, v. 29, p. 39-48.
- Ebel, D. and Naldrett, A.J., 1996. Experimental fractional crystallisation of Cu- and Ni-bearing Fe-sulfide liquids. *Economic Geology*, v. 91, p. 607-621.
- Ebel, D. and Naldrett A.J., 1997. Crystallisation of sulfide liquids and the interpretation of ore composition. In *Proceedings of IGCP Project 336 conference "Intraplate Magmatism and related Mineralisation"*, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 34, No. 4, p. 352-365.
- Eckstrand, O.R., 1975. The Dumont serpentinite: A model for control of opaque nickel ferrous mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Economic Geology*, v. 70, p. 183-201.
- Eckstrand, O.R. and Cogulu, E.H., 1989. The role of sulfur contamination in magmatic Cu-Ni-PGE mineralisation in the Crystal Lake intrusion, Thunder Bay area, Ontario (abs.). *Geological Society Finland Bulletin*, v. 61, p. 6-7.
- Eckstrand, O.R., Grinenko, L.N., H.R. Krouse, Paktunc, A.D., Schwann, P.L. and Scoates, R.F.J., 1989. Preliminary data on sulfur isotopes and Se/S ratios, and the source of Sulfur in magmatic Sulfides from the Fox River Sill, Molson Dykes and Thompson nickel deposits, northern Manitoba. In *Current Research, part C*, Geological Survey, of Canada, Paper 89-1C, p. 235-242.
- Edwards, A.M. and Silk, M.H., 1987. *Platinum in South Africa*. Special Publication, Council of Mineral Technology, v. 12, 55p.
- Evans-Lanswood, D.M., Butt, D.P., Jackson, R.S., Lee, D.V., Muggridge, M.G., Wheeler, R.I. and Wilton, D.H.C., 2000. Physical controls associated with the distribution of sulphides in the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador. *Economic Geology*, v.95, p. 749-770.
- Faggart, B.E., Basu, A.B. and Tatsumoto, M., 1985. Origin of the Sudbury Complex by meteorite impact: Neodymium isotopic evidence. *Science* 230, p. 436-439.
- Farnetani, C. G. and Richards, M. A., 1994. Numerical investigations of the mantle plume initiation model for flood basalt events. *Journal of Geophysical Research*, v. 99 (B7), p. 13813-13833.

- Farquhar, J., 1985. The Geology of Western Platinum Mine. In Bushveld excursion. Some Ore Deposits in Southern Africa; Excursion Guidebook (eds. E. Vermaak and G. von Gruenewaldt), Third International Platinum Symposium, Geological Society of South Africa, p. 16-19.
- Farrow, C.E.G. and Lightfoot, P.C., 2002. Sudbury PGE Revisited: Toward an Integrated Model. In The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements (ed. L. J. Cabri), Ottawa, Ontario, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Vol. 54, p. 273-297.
- Fedorenko, V.A., 1994. Evolution of magmatism as reflected in the volcanic sequence of the Noril'sk region, Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium. Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p. 171-184.
- Fedorenko, V.A., Lightfoot, P.C., Naldrett, A.J., Czamanske, G.K., Hawkesworth, C.J., Wooden, J.L. and Ebel, D.S., 1996. Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia, International Geology Review, 38, p. 99-135.
- Ferreira Filho, C.F., Naldrett, A.J. and Asif, M., 1995. Distribution of Platinum Group Elements in the Niquelandia Layered Mafic Ultramafic Intrusion, Brazil. Canadian Mineralogist, v. 33, No. 1, p. 165-184.
- Fincham, C.J.B. and Richardson, F.D., 1954. The behaviour of sulfur in silicate and aluminate melts. Proceedings of The Royal Society, A223, p.40-62.
- Findlay, D.C., 1969. Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 399-425.
- Fisher, D., 1979. The petrology of the Mt. Edwards nickel sulfide deposit, Widgiemooltha, Western Australia. Unpublished Ph.D. thesis, Univ. of Toronto, 320 p.
- Fleet, M.E. and MacRae, N.D., 1983. Partition of Ni between olivine and sulfide and its application to Ni-Cu sulfide deposits. Contributions to Mineralogy and Petrology, 83, p. 75-81.
- Fleet, M.E. and MacRae, N.D., 1987. Partition of Ni between olivine and sulfide: the effect of temperature,  $FO_2$  and  $FS_2$ . Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 95, p.336-342.
- Fleet, M.E. and Pan, Y., 1994. Fractional crystallisation of anhydrous sulfide liquid in the system Fe-Ni-S, with application to magmatic sulfide deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 58, p. 3369-3377.
- Fleet, M.E. and Stone, M.S., 1990. Nickeliferous sulfides in xenoliths, olivine megacrysts and basaltic glass. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 105, p. 629-636.
- Fleet, M.E., Stone, W.E. and Crocket, J.H., 1991. Partitioning of palladium, iridium and platinum between sulfide liquid and basalt melt: Effects of melt composition, concentration, and oxygen fugacity. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 55, p. 2545-2554.
- Fleet, M.E., Chryssoulis, S.L., Stone, W.E. and Weisener, C.G., 1993. Partitioning of platinum-group elements and Au in the Fe-Ni-Cu-S system: experiments on the fractional crystallisation of sulfide melt. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 115, p. 36-44.
- Fletcher, T.A., 1987. Nickel-copper and precious metal mineralisation in the Caledonian mafic and ultramafic intrusions of north-east Scotland (abs). In Geoplatinum 87 (eds. H.M. Pritchard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles and S.J. Cribb), Elsevir, p. 163.
- Foosc, M. and Wieblen, P., 1986. The Physical and Petrologic Setting and Textural and Compositional Characteristics of Sulfides from the South Kawishiwi Intrusion, Duluth Complex, Minnesota, USA. In Geology and Metallogeny of Copper Deposits (eds. G.H. Freidrich, A.D. Genkin, A.J. Naldrett, J.D. Ridge, R.H. Sillitoe and F.M. Vokes), Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, p.8-24.
- Fraser, H.S., 1985. The Great Thompson Nickel Discovery. Inco Limited, Manitoba, 388 p.
- Frost, K.M. and Groves, D.I., 1989. Ocellar units at Kaumbalda: evidence for sediment assimilation by komatiite lavas. In Magmatic Sulphides - The Zimbabwe Volume (eds. M.D. Prendergast and M.J. Jones), Special Publication, Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 207-214.
- Fudali, R.F., 1965. Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 29, p. 1063-1075.
- Gaetani, G.A. and Grove, T.L., 1997. Partitioning of moderately siderophile elements among olivine, sulfide melt and silicate melt: Constraints on core formation in the Earth and Mars. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 61, p. 1829-1846.
- Gain, S.B., 1980. The geology and PGE distribution in the Upper Group chromitite layers at Maandagshoek 254, K.T., eastern Bushveld Complex. Institute Geological Research on the Bushveld, Research Report, 22, 24 p.

- Gansser, A., Dietrich, V.J. and Cameron, W.E., 1979. Paleogene komatiites for Gorgona Island. *Nature*, v. 278, p. 545-546.
- German, K. and Schmidt, F., 1999. Platinum-group element concentrations in chromitites of the Great Dyke, Zimbabwe, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover. *Berichte zur Lagerstätten- und Rohstoffforschung*, 34, 68p.
- Ghiorso, M.S. and Sack, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquidus-solidus equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressure. *Research Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 119, p. 197-212.
- Gibb, R.A., 1968. A geological interpretation of the Bouguer anomalies adjacent to the Churchill - Superior boundary in northern Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 5, p. 439-453.
- Gillies, S.L., 1993. Physical Volcanology of the Katinniq Peridotite Complex and associated Fe-Ni-Cu-(PGE) mineralization, Cape Smith Belt, Northern Quebec. Unpublished M.Sc. thesis, University of Alabama, 146 p.
- Giovenazzo, D., 1991. Geologie et caractéristiques géochimiques des minéralisations Ni-Cu-EPG de la région de Delta, ceinture de Cape-Smith, Nouveau Québec. Unpubl. PhD thesis, Université du Québec à Chicoutimi.
- Giovenazzo, D., Picard, C. and Guha, J., 1989. Tectonic setting of Ni-Cu-PGE deposits in the central part of the Cape Smith Belt. *Geoscience Canada*, v. 16, No. 3, p. 134-136.
- Gole, M.J., Hill, R.E.T. and Barnes, S.J., 1986. Komatiite Flows and Lava Lakes - Environments for Formation of Spinifex and Accumulate Textures. Volume of Abstracts, Int. Volcanological Congress, New Zealand.
- Golightly, J.P., 1994. The Sudbury Igneous Complex as an impact melt Evolution and ore genesis. In *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* (eds. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Volume No. 5, p. 105-118.
- Good, D.J. and Naldrett, A.J., 1993. Geology and distribution of platinum-group elements, Bucko lake Intrusion, Thompson belt, Manitoba. *Canadian Mineralogist*, v. 31, p. 45-60.
- Gorbunov, G.I., Zagorodny, V.G. and Robonen, W.I., 1985a. Main features of the geological history of the Baltic Shield and the epochs of ore formation. *Geological Survey Finland, Bulletin*, v. 333, p. 17-41.
- Gorbunov, G.I., Yakovlev, Yu. N., Goncharov, Yu. V., Gorelov, V.A. and Tel'nov, V.A., 1985b. The nickel areas of the Kola peninsula. *Geological Survey Finland, Bulletin*, v. 333, p. 42-122.
- Grant, R.W. and Bite, A., 1984. Sudbury quartz diorite offset dikes: In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure* (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey Special Volume No.1, p. 275-301.
- Graterol, M. and Naldrett, A.J., 1971. Mineralogy of the Marbridge No.3 and No.4 deposits with some comments on low temperature equilibration in the Fe-Ni-S system. *Economic Geology*, v. 66, p. 886-900.
- Green, A.H. and Dupras, N., 1999. Exploration Model for Komatiitic Peridotite-Hosted Ni-Cu-(PGE) Mineralization in the Raglan Belt Chapter 20. In *Komatiitic Peridotite-Hosted Ni-Cu-(PGE) Deposits of the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Quebec* (ed. C.M. Leshner), Guidebook Series, v. 2, Mineral Exploration Research Centre, Laurentian University, Sudbury, p. 191-199.
- Green, J.C., Phinney, W.C. and Weiblen, P.W., 1966. Gabbro Lake Quadrangle, Lake County. *Minnesota Geological Survey Miscellaneous Map M2*.
- Green, A.G., Cumming G.L. and Cedarwell D., 1979. Extension of the Superior Churchill boundary zone into southern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 16, p. 1691-1701.
- Green, A.G., Hajnal, Z. and Weber, W., 1985. An evolutionary model of the western Churchill Province and western margin of the Superior Province in Canada and the north-central United States. *Tectonophysics*, v. 116, p. 281-322.
- Gresham, J.J., 1986. Depositional Environments of Volcanic Peridotite-Associated Nickel Sulphide Deposits with Special Reference to the Kambalda Dome. In *Geology and Metallogeny of Copper Deposits* (eds. G.H. Freidrich, A.D. Genkin, A.J. Naldrett, J.D. Ridge, R.H. Sillitoe and F.M. Vokes), Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, p. 63-90.
- Gresham, J.J. and Loftus-Hills, G.D., 1981. The Geology of the Kambalda Nickel Field, Western Australia. *Economic Geology*, v. 76, p. 1373-1416.

- Grieve, R.A.F., 1994. An impact model of the Sudbury Structure. In Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium (eds. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Volume No. 5, p. 119–132.
- Grieve, R.A.E., Stuffer, D. and Deutsch, A., 1991. The Sudbury structure controversial or misunderstood? *Journal Geophysical Research*, v. 96, p. 22753–22764.
- Griffiths, R.W. and Campbell, I.H., 1991. Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 18295–18310.
- Grinenko, L.N., 1985. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the north-west Siberian platform. *International Geology Review*, v. 27, p. 695–708.
- Grout, F.F., 1918. The lopholith; an igneous form exemplified by the Duluth Gabbro. *American Journal Science* 4<sup>th</sup> series, v. 46, p. 516–522.
- Groves, D.I. and Leshner, C.M., 1982. Regional Geology and Nickel deposits of the Norseman-Wiluna belt, Western Australia. Univ. Western Australia Geological Dept. Ext. Service, Publication 7.
- Groves, D.I., Leshner, C.M. and Gee, R.D., 1984. Tectonic setting of the sulphide nickel deposits of the Western Australia Shield. In *Sulfide Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks* (eds. D.L. Buchanan and M.J. Jones), Special Publication of the Institution of Mining and Metallurgy, p. 1–13.
- Gupta, V.K., Grant, F.S. and Card, K.D., 1984. Gravity and Magnetic Characteristics of the Sudbury Structure. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure* (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett, and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey Special Volume No. 1, p. 381–410.
- Hahn, U.F. and Owendale, B., 1994. UG2 chromitite layer potholes at Wildebeestfontein north mine, Impala Platinum Limited. Proceedings, 15<sup>th</sup> CMMI Congress, South African Institute of Mining and Metallurgy, p. 195–200.
- Halkoaho, T.A.A., Alapieti, T.T., Lahtinen, J.J. and Lerssi, J.M., 1990. The Ala-Penikka PGE Reef in the Penikat layered intrusion northern Finland. *Mineralogy and Petrology*, v. 42, p. 23–38.
- Hall, A.L., 1932. The Bushveld Igneous Complex of the central Transvaal. *South Africa Geological Survey Memoir*, v. 28, 560 p.
- Halls, H.C., 1978. The late Precambrian central North American rift system - a survey of recent geological and geophysical investigations. In *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts* (eds. I.B. Ramberg and E.-R. Newmann). NATO Advanced Study Institute, Series C, v. 37, p. 111–123.
- Hamlyn, P.R. and Keays, R.R., 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. In *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, p. 1797–1811.
- Hanski E. J. 1992. Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. *Geological Survey of Finland Bulletin*, 367 p.
- Hanski E.J. and Smolkin V.F., 1989. Pechenga ferropicrites and other Early Proterozoic picrites in the eastern part of the Baltic Shield. *Precambrian Research*, 1989, v. 45, No. 1-3, p. 63–82.
- Hanski E. J. and Smolkin V. F. 1990. Thick, layered ferropicritic flows in the Pechenga area and their relation to associated Ni–Cu deposits. *Volcanological Congress*, 3-8 September, 1990, Mainz (FRG), Abstracts.
- Hanski E.J. and Smolkin V.F., 1995. Iron - and IREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia. *Lithos*, v. 34, p. 107–125.
- Harmer, R.E. and Sharpe, M.R., 1985. Field relations and Sr isotope systematics of the marginal rocks of the eastern Bushveld Complex. *Economic Geology*, v. 80, 813–837.
- Harner, R.E., Auret, J.M. and Eglington, B.M., 1995. Lead isotope variations within the Bushveld Complex, Southern Africa; a reconnaissance study. *Journal of African Earth Sciences*, v. 21, p. 595–606.
- Haughton, D.R., Roeder, P.L. and Skinner, B.J., 1974. Solubility of sulfur in mafic magmas. *Economic Geology*, v. 69, p. 451–467.
- Hawkesworth, C.J., Lightfoot, P.C., Fedorenko, V.A., Blake, S., Naldrett, A.J., Doherty, W. and Gorbachev, N.S., 1995. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts. *Lithos*, v. 34, p. 61–88.
- Hawkesworth, C.J., Cohen, A.S., Cooper, M., Lightfoot, P.C. and Burnham, O.M., 1997. Significant differences in the ore forming processes Sudbury and Noril'sk Constraints from Os isotopes. *Transactions of the American Geophysical Union*, v. 78, p. F 809.
- Hawley, J.E., 1965. Upside-down zoning at Froid, Sudbury, Ontario. *Economic Geology*, v. 60, p. 529–575.

- Hawley, J.E., and Stanton, R.L., 1962. The facts, the ores, their minerals, metals and distribution in the Sudbury Ores: Their Mineralogy and Their Origin. *Canadian Mineralogist*, v. 7, p. 30–145.
- Heaman, L.M., Machado, N., Krogh, T.E. and Weber, W., 1986. Precise U–Pb zircon ages for the Molson dyke swarm and the Fox River Sill: Constraints for early Proterozoic crustal evolution in northeastern Manitoba, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.94, p. 82–89.
- Hearst, R.B., Morris, W.A. and Thomas, M.D., 1994. Magnetic interpretation along the Sudbury structure LITHOPROBE transect. In *Proceedings of the Sudbury Noril'sk Symposium* (eds. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p.33–44.
- Hill, R.E.T., 1984. Experimental study of phase relations at 600C in a portion of the Fe–Ni–Cu–S system and its application to natural sulphide assemblages. In *Sulfide Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks* (eds.D.L. Buchanan and M.J. Jones), Special Publication of the Institution of Mining and Metallurgy, p.14-21.
- Hill, R.E.T., Gole, M.J. and Barnes, S.J., 1989. Olivine adcumulates in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia: implications for the volcanology of komatiites. In *Magmatic Sulfides - The Zimbabwe Volume* (eds M.D. Prendergast and M.J. Jones), Special Publication, Institution Mining and Metallurgy, London, p. 189–206.
- Hill, R.E.T., Barnes, S.J., Gole, M.J. and Dowling, S.E., 1990. Physical volcanology of komatiites, Excursion Guide Book No. 1, Geological Society of Australia (W.A. Division), East Perth, Western Australia.
- Hill, R.E.T., Barnes, S.J., Gole, M.J. and Dowling, S.E., 1995. The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos*, v. 34, 159–188.
- Hiller, J.E. and Probsthain, K., 1956. Thermische und röntgenographische Untersuchungen an Kupferkies: *Zeitschrift für Kristallographie*, 108, p.108-129.
- Hilty, D.C. and Crafts, W., 1952. Liquidus surface of the Fe-S-O system. *Journal of Metals*, 4, p. 1307-1312.
- Hoatson, D.M., 1986. Geology of the Munni Munni layered intrusion, 1:20 000 scale map and explanatory notes. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Canberra, Australia.
- Hoatson, D.M. and Keays, 1989. Formation of platinumiferous sulfide horizons by crystal fractionation and magma mixing in the Munni Munni layered intrusion, West Pilbara Block, Western Australia. *Economic Geology*, v. 84, p. 1775–1804.
- Hochreiter, R., 2000. *Platinum Producers*. Barnard, Jacobs and Mellet, Johannesburg, 140 p.
- Hoffman, P.F., 1985. Is the Cape Smith Belt (northern Quebec) a klippe? *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 1361–1369.
- Hoffman, E.L., Naldrett, A.J., Alcock, R.A. and Hancock, R.G.V., 1979. The noble metal content of ore in the Levack West and Little Stobie mines, Ontario. *Canadian Mineralogist*, v.17, p. 437-452.
- Holzheid, A., Palme, H. and Chakroborty, S., 1997. The activities of NiO, CoO and FeO in silicate melts. *Chemical Geology*, v. 139, p. 451–461.
- Hsieh, K.C., Chang, Y.A. and Zhong, T., 1982. The Fe–Ni–S system above 700°C. *Bulletin of Alloy Phase Diagrams*, 3, p. 165–172.
- Huang, W.-L. and Williams, R.J., 1980. Melting relations of portions of the system Fe–S–Si–O to 32 kb with implication to the nature of the mantle core boundary. (abstract) *Lunar and Planet. Sc. XI*, Lunar and Planetary Institute, Houston, p. 486–488.
- Huhma H., 1986. Sm–Nd, U–Pb and Pb–Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. *Geological Survey Finland. Bulletin*, v. 337. 48 p.
- Huhma H., Clift R.A., Perttunen V. and Sakko M., 1990. Sm–Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: The Perapolia schist belt in Northern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, p. 369–379.
- Huhma H., Smolkin, V.F., Hanski, E.J. and Fedotov, Zh.A., 1996. Sm–Nd isotope study of the Nyasyukka dyke complex in the northern Pechenga area, Kola Peninsula, Russia. Program and Abstracts. IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi, Finland, August 21-23, 1996. University of Turku, Publication 33, p. 57–58.
- Hulbert, L.J., 1983. A petrological investigation of the Rustenburg layered suite and associated mineralisation south of Potgietersrus, Unpublished Ph.D., thesis, University of Pretoria, 511 p.
- Hulbert, L.J., 1997. Geology and Metallogeny of the Kluanic mafic-ultramafic belt, Yukon Territory, Canada: Eastern Wrangellia – a new Ni–Cu–PGE metallogenic terrane. *Geological Survey of Canada Bulletin* 506, 265p.

- Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J., 1985a. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 74, p.371-386.
- Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J., 1985b. Komatiites I: Eruption and flow. *Journal of Petrology*, v. 26, p. 694-725.
- Iljina, M., 1994. The Portimo Layered Igneous Complex – With Emphasis on Diverse Sulphide and Platinum-Group Element Deposits. Department of Geology, University of Oulu, Finland, Ph.D. theses, University of Oulu, Finland, Acta Universitatis Ouluensis, Series A, Scientiae Rerum Naturalium, 258, 158 p.
- Irvine, T.N. 1963. Origin of the ultramafic complex at Duke Island, southeastern Alaska. *Int. Miner. Assoc. Symposium on Layered Intrusions*, Washington; American Mineralogist Special Paper No. 1, p. 36-45.
- Irvine, T.N., 1974. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. *Geological Society America Memoir* 138, 240 p.
- Irvine, T.N., 1975. Crystallization sequences of the Muskox intrusion and other layered intrusions - II. Origin of chromite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 39, p. 991-1020.
- Irvine, T.N., 1977. Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation. *Geology*, v. 5, p. 273-277.
- Irvine, T.N., 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology*, v. 23, p. 127-162.
- Irvine, T.N. and Kushiro, I., 1976. Partitioning of Ni and Mg between olivin and silicate liquids. *Carnegie Institution Washington Year Book*, v. 75, p. 668-675.
- Irvine, T.N. and Sharpe, M.R., 1986. Magma mixing and the origin of stratiform oxide ore zones in the Bushveld and Stillwater Complexes. In *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks* (eds. M.G. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary and H.M. Prichard). Institution of Mining and Metallurgy, London. p. 183-198.
- Ivanov, B.A. and Deutsch, A., 1999. Sudbury impact event: Cratering mechanism and thermal history. In *Large meteorite impacts and planetary evolution II* (eds. B.O. Dressler and V.L. Sharpton), Geological Society of America Special Paper No. 339, p. 389-398.
- Ivanov, S.N., Perfiliev, A.S., Efimov, A.A., Smirnov, G.A., Necheukhin, V.M. and Fershtater, G.B., 1975. Fundamental features in the structure and evolution of the Urals. *American Journal of Science*, v. 275-A, p. 107-130.
- Jalms, R.H. and Bunham, C.W., 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, v. 64, p. 843-864.
- James, R.S. and Dressler, B.O., 1992. Nature and significance of the Levack Gneiss Complex - footwall rocks of the North and East Ranges of the Sudbury Igneous Complex. *Canadian Mineralogist*, v. 30, p. 487.
- James, R.S., Jobin-Bevans, S., Easton, R.M., Wood, P., Hrominichuk, J.L, Keays R.R. and Peck D.C., 2002. Platinum-Group Element Mineralization in Paleoproterozoic Basic Intrusions in Central and Northeastern Ontario, Canada. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (ed. L.J. Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume. 54, p. 339-365.
- Jensen, M.L., 1967. Sulfur isotopes and mineral genesis. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (ed. H.L. Barnes), New York. Holy, Reinhart, Winston, p. 143-165.
- Jia, E. F., 1986. Geological Characteristics of the Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit in Gansu province (in Chinese). *Mineral Deposits*, v.4, p. 27-37.
- Johan, Z., 2002. Alaskan-type Complexes and Their Platinum-Group Element Mineralization. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (ed. L.J. Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 54, p. 669-719.
- Jones, J.H. and Drake, M.J., 1986. Geochemical constraints on core formation in the earth. *Nature*, v. 332, p. 221-228.
- Kamo, S. L., Czamanske, G. K. and Krogh, T. E., 1996. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 3505-3511.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu.V, Fedorenko V.A. and Trofimov V.R. 2000. U-Pb zircon and baddeleyite and U-Th-Pb perovskite ages for Siberian flood volcanism, Maymecha-Kotuy area, Siberia. *Journal of Conference Abstracts*, 2000, v. 5, No. 2, p. 569.
- Karup-Moller, S. and Makovicky, E., 1995. The phase system Fe-Ni-S at 725°C. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte*, p. 1-10.

- Keays, R.R. and Crocket, J.H. 1970. A study of precious metals in the Sudbury Nickel Irruptive ores. *Economic Geology*, v. 65, p. 438-450.
- Keays, R.R. and Davison, R.M., 1976. Palladium, Iridium and Gold in the ores and host rocks of nickel sulfide deposits in Western Australia. *Economic Geology*, v. 71, p. 1214-1228.
- Keays, R.R. and Lightfoot, P.C., 1999. The role of meteorite impact, source rocks, protores and mafic magmas in the genesis of the Sudbury Ni-Cu-PGE Sulfide ore deposits. In *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application in Mineral Exploration* (eds. R.R. Keays, C.M. Leshner, P.C. Lightfoot and C.E. Farrow). Geological Association of Canada, Short Course Notes 13, p. 329-366.
- Keays, R.R. and Scott, R.B., 1976. Precious metals in ocean-rige basalts: Implications for basalts as source rocks for gold mineralization. *Economic Geology*, v. 71, p. 705-720.
- Kennedy, A.K., Lofgren, G.E. and Wasserburg, G.J., 1993. An equilibrium study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrules: equilibrium values and kinetic effects. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 115, p. 177-195.
- Kerr, A., 1999. Mafic rocks of the Pants Lake Intrusion and related Ni-Cu-Co mineralization in north-central Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch, Report 99-1, 215-255
- Kerr, A. and Ryan, B., 2000. Threading the eye of the needle: Lessons from the search for another Voisey's Bay in Northern Labrador. *Economic Geology*, v. 95, p. 725-748.
- Kiersnowski, Dorota, 2000. Experimental determination of the behaviour of sulfide droplets in convecting magmas. Unpublished M.Sc. thesis, University of Toronto, 250 p.
- King, R. W. and Anderson, D. L., 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth Planetary Science Letters*, v. 136, p. 269-279.
- Kleinkopf, M.D., 1985. Regional gravity and magnetic anomalies of the Stillwater Complex area. In *The Stillwater Complex, Montana: Geology and Guide* (eds. G.K. Czamanske and M. L. Zientek), Special Publication 92, Montana Bureau of Mines and Geology, p. 33-38.
- Kornik, L.J. , 1969. An aeromagnetic study of the Moak Lake-Setting Lake structure in northern Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 373-381.
- Kornik, L.J. and A.S. MacLaren, 1966. Aeromagnetic study of the Churchill-Superior boundary in northern Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 3, p. 547-557.
- Kress, Victor, 1997. Thermochemistry of sulfide liquids. 1. The system O-S-Fe at 1 bar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 127, p. 176-186.
- Krogh, T.E., Davis, D.W. and Corfu, F., 1984. Precise U-Pb Zircon and Baddeleyite Ages for the Sudbury Area. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure* (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey Special Volume No. 1, p. 431-447.
- Kullerud, G., 1963. Thermal stability of pentlandite. *Canadian Mineralogist*, v. 7, p. 353-366.
- Kullerud, G., 1967. Sulfide studies, in *Researches in Geochemistry*, 2. John Wiley and Sons, New York.
- Kullerud, G. and Yoder, H.S., 1959. Pyrite stability relations in the Fe-S system. *Economic Geology*, v. 54, p. 533-572.
- Kullerud, G. and Yund, R.A., 1962. The Ni-S system and related minerals. *Journal Petrology*, v. 3, p. 126-175.
- Kullerud, G., Yund, R.A. and Moh, G., 1969. Phase relations in the Fe-Ni-S, Cu-Fe-S and Cu-Ni-S systems. *Economic Geology Monograph* 4, p.323-343.
- Kunilov, V. E., 1994. Geology of the Noril'sk region: The history of the discovery, Prospecting, Exploration and mining of the Noril'sk deposit. In *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium* (eds. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p. 203-216.
- Lambert, D.D., Morgan, J.W., Walker, R.J., Shirey, S.B., Carlson, R.W., Zientek, M.L. and Koski, M.S., 1989. Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics of the Stillwater Complex, Montana: Evidence for the origin of platinum-group element deposits in mafic layered intrusions. *Science*, v. 244, p. 1169-1174.
- Lambert, D.D., Foster, J.G., Frick, L.R., Li, C. and Naldrett, A.J., 1999. Re-Os isotopic systematics of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co magmatic ore system, Labrador, Canada. *Lithos*, v. 47, p. 69-88.
- Lambert, D.D., Frick, L.R., Foster, J.G., Li, C. and Naldrett, A.J., 2000. Re-Os Isotopic Systematics of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Magmatic Sulfide System, Labrador, Canada: II. Implications for Parental Magma Chemistry, Ore Genesis and Metal Redistribution. *Economic Geology*, v. 95, No. 4, p. 867-888.



- Lee, C.A., 1996. A review of mineralisation in the Bushveld Complex and some other layered intrusions. In Layered Intrusions (ed. R.G. Cawthorn), Elsevier, Amsterdam, p. 103–145.
- Lee, C.A. and Butcher, A.R., 1990. Cyclicity in the Sr isotope stratigraphy through the Merensky and Bastard Reef units, Atok section, eastern Bushveld Complex. *Economic Geology*, v. 85, p. 883–891.
- Lenz, J.G., Conard, R.S. and Warner, 1978. The liquidus surface and tie-lines in the iron-nickel-sulfur-system between 1473 and 1673oK. *Metallurgical Transactions B*, 9B, p. 459–462.
- Leroy, L.W., 1985. Tractolite-Anorthosite Zone 1 and the J-M Reef: Frog Pond Adit to the Graham Creek Area. In Stillwater Complex (eds. G.K. Czamanske and M.L. Zientek), Montana Bureau of Mines and Geology, Special Publication, No. 92, p. 325–333.
- Leshner, C.M., 1983. Localization and genesis of komatiite-associated Fe-Ni-Cu sulfide mineralization at Kambalda, Western Australia. Unpub. Ph.D. thesis, Univ. of Western Australia, 318 p.
- Leshner, C.M., 1990. Komatiite-associated nickel sulfide deposits. In *Ore Deposition Associated with Magnas* (eds J.A. Whitney and A.J. Naldrett), *Reviews in Economic Geology* No. 4, Society of Economic Geologists, p. 45–102.
- Leshner, C.M. (ed), 1999. Komatiitic Peridotite-Hosted Ni-Cu-(PGE) Deposits of the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Québec. *Guidebook Series*, v. 2, Mineral Exploration Research Centre, Laurentian University, Sudbury, 212 p.
- Leshner, C.M. and Arndt, N.T., 1995. REE and Nd Isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia, *Lithos*, v. 34, p. 127–157.
- Leshner, C.M. and Burnham, O.M., 1999. Mass balance and mixing in dynamic ore-forming magmatic systems. In *Dynamic processes in magmatic ore deposits and their application in mineral exploration* (eds. R.R. Keays, C.M. Leshner, P.C. Lightfoot and C.E.G. Farrow), *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 13, p. 413–449.
- Leshner, C.M. and Groves, D.I., 1984. Geochemical and Mineralogical criteria for the identification of mineralized komatiites in Archean Greenstone Belts of Australia. In *Petrology: Igneous and Metamorphic rocks, Proceedings of the 27<sup>th</sup> International Geological Congress, Moscow, Volume 9: VNU Science Press, Utrecht*, p. 283–302.
- Leshner, C.M. and Groves, D.I., 1986. Controls on the Formation of Komatiite-Associated Nickel-Copper Sulfide Deposits. In *Geology and Metallogeny of Copper Deposits* (eds. G.H. Freidrich, A.D. Genkin, A.J. Naldrett, J.D. Ridge, R.H. Sillitoe and F.M. Vokes), Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, p. 43–62.
- Leshner, C.M. and Ripley, E.M., 1992. Stable isotope geochemistry of Proterozoic komatiitic peridotite-associated Fe-Ni-Cu sulfide deposits, Raglan block, Cape Smith belt, New Quebec. *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs*, v. 24, No. 7, p. A62.
- Leshner, C.M. and Stone, W.E., 1996. Exploration geochemistry of komatiites. In *Igneous Trace Element Geochemistry: Applications for Massive Sulphide Exploration* (ed. D. Wyman), *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v. 12, p. 153–204.
- Leshner, C.M., Lee, R.F., Groves, D.I., Bickle, M.J. and Donaldson, M.J., 1981. Geochemistry of komatiites at Kambalda: I. Chalcophile element depletion – A consequence of sulfide liquid separation from komatiitic magmas. *Economic Geology*, v. 76, p. 1714–1728.
- Leshner, C.M., Arndt, N.T. and Groves, D.I., 1984. Genesis of komatiite-associated nickel sulfide deposits at Kambalda, Western Australia; a distal volcanic model. In *Sulfide deposits in mafic and ultramafic rocks* (eds. D.L. Buchanan and M.J. Jones), *Institution of Mining and Metallurgy, London*, p. 70–80.
- Leshner, C.M., Burnham, O.M., Keays, R.R., Barnes, S.J. and Hulbert, L., 1999a. Geochemical determination of barren and mineralised komatiites in dynamic ore-forming magmatic systems. In *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their Application in Mineral Exploration* (eds. R. Reid, C. Keays, M. Leshner, P.C. Lightfoot and Catherine E.G. Farrow), *Geological Association of Canada Short Course Notes*, v 13, p.451–477.
- Leshner, C.M., Thibert, F., Gillies, S.L., Stilson, C.M., Thacker, J.L. and Williams, D.A., 1999b. Lithology and Physical Volcanology of Komatiitic Peridotite-Gabbro Complexes in the Raglan Block, Chapter 4. In *Komatiitic Peridotite-Hosted Ni-Cu-(PGE) Deposits of the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Quebec*. (ed. C.M. Leshner), *Guidebook Series*, v. 2, Mineral Exploration Research Centre, Laurentian University, Sudbury, p. 43–60.
- Li, C. and Naldrett, A.J., 1993. Sulfide capacity of magma: a quantitative model and its application to the formation of sulfide ores at Sudbury, Ontario. *Economic Geology*, v. 88, p. 1253–1260.

- Li, C. and Naldrett, A.J., 1999. Geology and petrology of the Voisey's Bay intrusion: reaction of olivine with sulfide and silicate liquids. *Lithos*, v.47, p. 1–31.
- Li, C. and Naldrett, A. J., 2000. Melting reactions of gneissic inclusions with enclosing magma at Voisey's Bay: Implications with respect to ore genesis. *Economic Geology*, v.95, p. 801–814.
- Li, C., Naldrett, A.J., Coats, C.J. and Johannessen, P., 1992. Platinum, palladium, gold and copper-rich stringers at Strathcona Mine, Sudbury: Their enrichment by fractionation of a sulfide liquid. *Economic Geology*, v.87, p. 1584–1596.
- Li, C., Naldrett, A.J., Rucklidge, J.C. and Kilius, L.R., 1993. Partitioning of platinum group elements and gold in sulfides and its application to the ore zonation of the Strathcona mine, Sudbury, Ontario. *Canadian Mineralogist*, v. 30, p. 523–531.
- Li, C., Barnes, S.-J., Makovicky, E., Rose-Hansen, J. and Makovicky, M., 1996a. Partitioning of Ni, Cu, Ir, Rh, Pt and Pd between monosulfide solid solution and sulfide liquid: Effects of composition and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 1231–1238.
- Li, C., Naldrett, A.J. and Krstic, S. 1996b. The Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit: Crustal contamination and petrological variation. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 28, No. 7, p. A92.
- Li, C., Lightfoot, P.C., Amelin, Y. and Naldrett, A.J., 2000. Contrasting petrological and geochemical relationships in the Voisey's Bay and Mushuau intrusions, Labrador, Canada: Implications for ore genesis. *Economic Geology*, v. 95, No. 4, p. 771–800.
- Li, C., Maier, W.D. and de Waal, S.A., 2001a. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralisation in the Bushveld Complex: Thermodynamic calculations and new interpretations. *Economic Geology*, v. 96, p.653–662.
- Li, C., Maier, W.D. and de Waal, S.A., 2001b. Magmatic Ni-Cu versus PGE deposits: Contrasting genetic controls and exploration implications. *South African Journal of Geology*, v. 104, p. 309–318.
- Lightfoot, P.C., 1982. The geology of the Tabankulu section of the Insizwa Complex, Transkei. Unpub. M.Sc. thesis, Univ. Toronto, 247 p.
- Lightfoot, P.C., 1997. Geological and Geochemical relationships in the Reid Brook intrusive complex, Labrador: Implications for the origin of the voisey's Bay magmatic Ni-Cu-Co ores. Supplement to EOS, Transactions, American Geophysical Union, 78, No. 46, p. F810.
- Lightfoot, P.C. and Hawkesworth, C.J., 1997. Flood basalts and Ni, Cu and PGE mineralisation: comparative geochemistry of the Noril'sk (Siberian traps) and West Greenland sequences. In *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*, Geophysical Monograph, v. 100, p.357–380.
- Lightfoot, P.C. and Naldrett, A.J., 1984a. The geology of the Tabankulu section of the Insizwa complex, Transkei, Southern Africa. *Transactions, Geological Society South Africa*, v. 86, pt. 3, p. 169–187.
- Lightfoot, P.C. and Naldrett, A.J., 1984b. Chemical variation of the Insizwa Complex, Transkei and the nature of the parent magma. *Canadian Mineralogist*, v. 22, p. 111–123.
- Lightfoot, P.C. and Naldrett, A.J., 1994 (eds.). *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium*. Ontario Geological Survey, Special Volume 5, 423 p.
- Lightfoot, P.C. and Naldrett, A.J., 1999. Geological and geochemical relationships in the Voisey's Bay intrusion, Nain Plutonic Suite, Labrador, Canada. In *Dynamic processes in magmatic ore deposits and their application in mineral exploration* (eds. R.R. Keays, C.M. Leshner, P.C. Lightfoot and C.E.G. Farrow), Geological Association of Canada Short Course Notes, v. 13, p. 1–31.
- Lightfoot, P.C., Naldrett, A.J. and Hawkesworth, C.J., 1984. The geology and geochemistry of the Waterfall Gorge section of the Insizwa complex with particular reference to the origin of nickel sulfide deposits. *Economic Geology*, v. 79, p.1857–1879.
- Lightfoot, P.C., Naldrett, A.J., Gorbachev, N.S., Doherty, W. and Fedorenko, V.A., 1990. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, p. 631–644.
- Lightfoot, P.C., Sutcliffe, R.H. and Doherty, W., 1991. Crustal contamination identified in the Keweenaw Osler group tholeiites, Ontario: A trace element perspective. *Journal Geology*, v. 99, p. 739–760.
- Lightfoot, P.C., Hawkesworth, C.J., Hergt, J., Naldrett, A.J., Gorbachev, N.S., Fedorenko, V.A. and Doherty, W., 1993. Remobilisation of continental lithosphere by mantle plumes: Major, trace element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence for picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberian trap, Russia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 114, p. 171–188.

- Lightfoot, P.C., Naldrett, A.J., Gorbachev, N.S., Fedorenko, V.A., Hawkesworth, C.J. and Doherty, W., 1994. Chemostratigraphy of Siberian Trap lavas, Noril'sk district, Russia: Implications and source of flood basalt magmas and their associated Ni-Cu mineralization. In Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium (eds P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p. 283–312.
- Lightfoot, P.C., Keays, R.R., Morrison, G.G., Bite, A. and Farrell, K., 1997a. Geologic and geochemical relationships between the Contact Sublayer, Inclusions, and the Main Mass of the Sudbury Ingeous Complex: A case study of the Whistle Mine Embayment. *Economic Geology*, v. 92, p. 647–673.
- Lightfoot, P.C., Doherty, W., Farrell, K.P., Keays, R.R., Pekeski, D. and Moore, M., 1997b. Geochemistry of the Main Mass, Sublayer, Offsets, and Inclusions from the Sudbury Ingeous Complex, Ontario. Mineral Deposit Study No. 5959, Ontario Geological Survey.
- Lightfoot, P.C., Keays, R.R. and Doherty, W., 2001. Chemical Evolution and Origin of Nickel Sulfide Mineralization in the Sudbury Ingeous Complex, Ontario, Canada. *Economic Geology*, v. 96, p. 1855–1875.
- Likhachev, A.P., 1994. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region. In Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium (eds P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p. 185–202.
- Listerud, W.H. and Meineke, D.G., 1977. Mineral resources of a portion of the Duluth Complex and adjacent rocks in St Louis and Lake counties, northeastern Minnesota. Minnesota Dept. of Natural Resources, Div. of Minerals, Minerals Exploration Section, Report 93.
- Lomberg, K.G., Martin, E.S., Patterson, M.A. and Venter, J.E., 1999. The morphology of potholes in the UG2 Cromitite layer and Merensky Reef (pothole reef facies) at Union Section, Rustenburg Platinum Mines. *South African Journal of Geology*, v. 102, p. 209–220.
- Luck, J.-M. and Allegre, C.J., 1982. The study of molybdenites through the  $^{187}\text{Re}$ - $^{187}\text{Os}$  chronometer. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 61, p. 291–296.
- Lydon, J.W., 1987. Potential for hydrothermal platinum deposits. *Canadian Mining Journal*, March, p. 24–25.
- Macdonald, H., 1999. Unpublished M.Sc. thesis, University of Toronto
- Macdonald, A.J., Briegmann, G.E. and Naldrett, A.J., 1989. Coeval felsic, mafic and ultramafic magmas: Magma mixing during formation of PGE-rich Ni-Cu sulfides at Lac des lies, Ontario, Canada. In *Magmatic sulfides - the Zimbabwe volume* (eds M.D. Prendergast and M.J. Jones), Inst of Mining and Metal., London, p. 139–150.
- Machado, N., Heaman, L., Krogh, T.E. and Weber, W., 1987. U-Pb geochronology program: Thompson Belt Northern Superior Province. Report of field activities 1987, Manitoba Energy and Mines.
- Mackovicky, M., Mackovicky, E. and Rose-Hansen, J., 1986. Experimental studies on the solubility and distribution of platinum group elements in base-metal sulfides in platinum deposits. In *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks* (eds M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary and H.M. Prichard), Institution of Mining and Metallurgy, Special Publication, p. 415–426.
- MacLean, W.H., 1969. Liquidus phase relations in the FeS-FeO-Fe<sub>3</sub>O-SiO<sub>2</sub> systems and their application in geology: *Economic Geology*, v. 64, p. 865-884.
- Mahoney, J. and Coffey, M.J. (eds), 1997. Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. American Geophysical Union, Geophysics Monograph, 100, 438 p
- Maier, W.D., Barnes, S.-J., De Klerk, W.J., Teigler, B. and Mitchell, A.A., 1996. Cu/Pd and Cu/Pt ratios of silicate rocks in the Bushveld Complex: Implications for PGE exploration. *Economic Geology*, v. 91, p. 1151–1158.
- Maier, W.D., Arndt, N.T. and Curl, E., 2000. Progressive crustal contamination of the Bushveld Complex; Evidence from Nd isotopic analyses of the cumulus rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 140, p. 328–343.
- Mainwaring, P.R., 1968. The sulfide assemblage of the Great Lakes Nickel intrusion. Unpublished B.Sc. thesis, Univ. of Western Ontario.
- Mainwaring, P.R. and Naldrett, A.J., 1977. Country-rock assimilation and the genesis of Cu-Ni sulfides in the Waterhen intrusion, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, v. 72, p. 1269-1284.
- Marsh, J.S. and Eales, H.V., 1984. The chemistry and petrogenesis of igneous rocks of the Karoo central area, southern Africa. In *Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province* (ed. A.J. Erlank), Special Publication Geological Soc. S. Afr., v. 13, p. 27–68.
- Marston, R.J. and Kay, B.D., 1980. The distribution, petrology and genesis of nickel ores at the Juan complex, Kambalda, Western Australia. *Economic Geology*, v. 75, p. 546-565.

- Marston, R.J., Groves, D.I., Hudson, D.R. and Ross, J.R., 1981. Nickel sulfide deposits in Western Australia. A review in *Economic Geology*, v. 69, p. 1330-1363.
- Martineau, M.P., 1989. Empirically derived controls on Cu-Ni mineralisation: A comparison between fertile and barren gabbros in the Duluth complex, Minnesota, USA. In *Magmatic Sulfides - The Zimbabwe Volume* (eds M.D. Prendergast and M.J. Jones), Special Publication, Institution Mining and Metallurgy, London, p. 117-138.
- Masaitis, V.L., Shafranovsky, G.I., Grieve, R.A.F., Langenhorst, F., Peredery, W.V., Therriault, A.M., Balmasov, E.L. and Fedorova, I.G., 1999. Impact diamonds in the suevitic breccias of the black member of the Onaping formation, Sudbury structure, Ontario, Canada. In *Large meteorite impacts and planetary evolution II* (eds B.O.Dressler and V.L.Sharpton), Geological Society of America Special Paper No. 339, p. 317-322.
- Maske, S., 1966. The petrography of the Ingeli mountain range. *Univ. Stellenbosch Annals*, series A, 41, No.1, 109 p.
- Mathez, E.A., 1976. Sulfur solubility and magmatic sulfides in submarine basalt glass. *Journal of Geophysical Research*, v. 81, p.4269-4276.
- Mathez, E.A., 1990. Vapour associated with mafic magma and controls on its composition. In *Ore deposition associated with magmas* (eds J.A. Whitney and A.J. Naldrett), *Reviews in Economic Geology*, v.4, p. 21-31.
- Matlock, W.F. and Watowich, S.N., 1980. Geology and sulfide mineralization of the Duluth Complex-Virginia formation contact, Minnamax deposit, Minnesota [abs.]. *Geological Society America, Abstracts with Programs*, p.477-478.
- Mavrogenes, J.A. and O'Neill, H.S.C., 1999. The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63, p. 1173-1180.
- McBirney, 1987. Constitutional zone refining of layered intrusions. In *Origin of igneous layering* (ed. I.Parsons), *Nato ASI Series C*, v. 196, p. 437-452.
- McBirney, A.R., 1989a. Geological map of the Scaergaard Intrusion, East Greenland, 1:200 000. University of Oregon, Eugene.
- McBirney, A.R., 1989b. The Scaergaard layered series: i. Structure and average composition. *Journal of Petrology*, v. 30, p. 363-397.
- McCallum, M.E., Loucks, R.R., Carlson, R.R., Cooley, E.F. and Doerge, T.A., 1976. Platinum metals associated with hydrothermal copper ores of the New Rambler mine, Medicine Bow Mountains, Wyoming. *Economic Geology*, v. 71, p. 1429-1450.
- McCann, A.J., Trzcinski, W.E., Jr. and Birkett, T.C., 1998. The Soquem Sept-Iles Fe-Ti-P deposit. Abstract volume, *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Quebec*, p. A-121.
- McClelland, J., Ashwal, Z. and Moore, L., 1994. Composition and petrogenesis of oxide-, apatite-rich gabbro-norites associated with Proterozoic anorthosite massifs: examples from the Adirindack Mountains, New York. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 116, p. 225-238.
- McGrath, P.H. and Broome, H.J., 1994. A gravity model for the Sudbury structure. In *Proceedings of the Sudbury Noril'sk Symposium* (eds P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), *Ontario Geological Survey Special Publication*, No. 5, p. 21-33.
- McNaughton, N.J., Frost, K.M. and Groves, D.I., 1988. Ground melting and ocellar komatiites: a lead isotopic study at Kambalda, Western Australia. *Geological Magazine*, v. 125, p. 285-295
- McQueen, K.G., 1981. Volcanic-associated nickel deposits from around the Widgiemooltha dome, Western Australia. *Economic Geology*, v. 76, p.1417-1443.
- McRae, N.D. and Reeve, E.J., 1968. Differentiation sequence of the Great Lakes Nickel intrusion. *Abstracts 14<sup>th</sup> Annual Institute of Lake Superior Geology, Superior, Wisconsin*, p. 28
- Melezhik, V.A. and Sturt, B.F. 1994. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak - Pasvik - Pechenga/Imandra-Varuga - Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield. *Earth-Science Reviews*, v. 36, p. 205-241.
- Melezhik, V.A., Hudson-Edwards K.A., Green A.N., Grunenkov, L.N., 1994. Pechenga area, Russia - Part 2: nickel-copper deposits and related rocks. *Trans. Instn. Mining Metall (Section B: Applied Earth Sci.)*, Volume 103, p. B87-162.
- Melezhik, V.A., Sturt, B.A., Ramsay, D.M., Nilsson, L.-P. and Balashov, Yu.A., 1995. The early Proterozoic Pasvik-Pechenga Greenstone Belt: 1:200,000 geological map, stratigraphic correlation and revision in stratigraphic nomenclature. *Nor. Geological unders. Geology of the Eastern Finnmark - Western Kola Peninsula region, Special Publication 7*, p. 81-91.

## Литература

- Melosh, H.J., 1979. Acoustic fluidization: A new geologic process? *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 7513–7520.
- Melosh, H.J. and Ivanov, B.A., 1999. Impact crater collapse. *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, v. 27, p. 385–415.
- Mernagh, T.P., Heinrich, C.A., Leckie, J.F. et al., 1994. Chemistry of low-temperature hydrothermal gold, platinum and palladium ( $\pm$ uranium) mineralisation of Coronation Hill, Northern Territory, Australia. *Economic Geology*, v. 89, p. 1053–1073.
- Merwin, H.E. and Lombard, R.H., 1937. The system Cu-Fe-S. *Economic Geology*, v. 32, p. 203–284.
- Milkereit, B., Green, A., Berrer, E., Boerner, D., Broome, J., Cosec, M., Cowan, J., Davidson, A., Dressler, B., Fueten, F., Grieve, R., James, R., Kraus, B., McGrath, P., Meyer, W., Moon, W., Morris, W., Morrison, G., Naldrett, A., Peredery, W., Rousell, D., Salisbury, M., Schwerdtner, W., Snajdr, P., Thomas, M. and Watts, A., 1992. Geometry of the Sudbury Structure from High Resolution Seismic Reflection Profiling. *Geology*, v. 20, 807–811.
- Miller, J.D., Jr., 1999. Geochemical evaluation of platinum group element (PGE) mineralisation in the Sonju Lake Intrusion, Finland, Minnesota. *Minnesota Geological Survey Information Circular*, 44, 32 p.
- Miller, J.D. Jr. and Andersen, J.C.O., 2002. Attributes of Skaergaard-type reefs. In *Extended Abstracts, 9<sup>th</sup> International Platinum Symposium* (editor A. Boudreau), p. 305–308.
- Miller, J.D. Jr. and Chandler, V.W. 1999. Bedrock geologic map of the central Duluth Complex and western part of the Beaver Bay Complex, Lake and St. Louis Counties, Minnesota. *Minnesota Geological Survey, Miscellaneous map series, M-101, 1:100 000 scale*.
- Miller, J.D. Jr. and Ripley, E.M., 1996. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In *Layered Intrusions* (ed. R.G. Cawthorn), Elsevier, p. 257–301.
- Miller, J.D. Jr., Green, J.C., Chandler, V.W. and Boerboom, T.J., 1993. Geologic map of the Finland and Doyle Lake quadrangles, Lake County, Minnesota. *Minnesota Geological Survey Miscellaneous Map series M-72, scale 1:24,000*.
- Misra, K.C. and Fleet, M.E., 1973. The chemical compositions of synthetic and natural pentlandite assemblages. *Economic Geology*, v. 68, p. 518–539.
- Misra, K.C. and Fleet, M.E., 1974. Chemical composition and stability of violarite. *Economic Geology*, v. 69, p. 391–403.
- Mitchell, R.H. and Platt, R.G., 1994. Aspects of the geology of the Coldwell alkaline complex. *Field trip A2, Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Waterloo, Ontario*, 36 p.
- Molyneaux, T.G., 1974. A geological investigation of the Bushveld Complex in Sekhukhunelan and apart of the Steelpoort Valley. *Geological Society South Africa Transactions*, v. 77, p.329–338.
- Moore, E.S., 1930. Geological Structure of the Southwest Portion of the Sudbury Basin. *Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, v. 33, p. 292–302.
- Morrison, G.G., 1984. Morphological features of the Sudbury Structure in relation to impact origin. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure* (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey Special Volume No.1, p. 513–520.
- Muir, T.L., 1983. *Geology of the Morgan Lake-Nelson Area, District of Sudbury*. Ontario Geological Survey, Open File Report 5426, 203 p.
- Muir, T.L., 1984. The Sudbury Structure; Considerations and Models for an Endogenic Origin. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure* (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey Special Volume No.1, p. 449–490.
- Muir, T.L. and Peredery, W.V., 1984. The Onaping Formation. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure* (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey Special Volume, No.1, p.139–210.
- Mukaiyama, H. and Izawa, E., 1970. Phase relations in the Cu-Fe-S system: The copper-deficient part. In *Volcanism and Ore Genesis* (ed. Tatsumi, T.), Univ. Tokyo Press, p. 339–355.
- Murray, C.G., 1972. Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: Feeder pipes of andesitic volcanoes. *The Geological Society of America Memoir*, v. 132, p. 313–335.
- Nagamori, M. and Kameda, M., 1965. Equilibria between Fe-S-O system melts and CO-CO<sub>2</sub>-SO<sub>2</sub> gas mixtures at 1200°C. *Transactions of the Japan Institution of Metallurgy*, v. 6, p. 21–30.

- Naldrett, A.J., 1964. Ultrabasic rocks of the Porcupine and related nickel deposits. Unpub. Ph.D. thesis, Queen's University, Canada, 264 p.
- Naldrett, A.J., 1969. A portion of the Fe-S-O and its application to sulfide ore magmas. *J. Petrology*, v. 10, p. 171-201.
- Naldrett, A.J., 1973. Nickel sulfide deposits - Their classification and genesis with special emphasis on deposits of volcanic association. *Trans. Canadian Institute Mining Metallurgy*, v. 76, p. 183-201.
- Naldrett, A. J., 1981a. Nickel sulfide deposits: Classification, Composition and Genesis. *Economic Geology*, Seventy-fifth anniversary volume, p. 628-685.
- Naldrett, A.J., 1981b. Pt group element deposits. In *Platinum Group Elements: Mineralogy, Geology, Geochemistry*. (ed. L.C. Cabri), Canadian Institute Mining Metallurgy, Special Volume 23, p. 197-232.
- Naldrett, A.J., 1984. Summary, Discussion and Synthesis. In 'The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure' (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey Special Volume, No. 1, p.533-570.
- Naldrett, A. J., 1989. Magmatic sulfide deposits. Oxford, New York, Oxford Univ. Press, 196 p.
- Naldrett, A.J., 1992. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalt. *Economic Geology*, v. 87, p. 1945-1962.
- Naldrett, A.J. 1999a. Summary: Development of ideas on Sudbury geology, 1992-1998. In *Large meteorite impacts and planetary evolution II* (eds. B.O. Dressler and V.L. Sharpton), Geological Society of America Special Paper No. 339, p. 431-442.
- Naldrett, A.J., 1999b. World class Ni-Cu-PGE Deposits: Key factors in their genesis. *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 227-240.
- Naldrett, A.J., 2000. Evidence for sulfide and Fe-Ti-P-rich liquid immiscibility in the Duluth Complex, Minnesota: comments on the paper by Ripley et al., *SEG Newsletter*, No. 36, p. 5.
- Naldrett, A. J., 2003. From impact to riches: evolution of geological understanding as seen at Sudbury, Canada. *GSA today*, v. 13, No. 2, p. 4-9.
- Naldrett, A.J. and Cabri, L.J., 1976. Ultramafic and related mafic rocks: Their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements. *Economic Geology*, v. 71, p.1131-1158.
- Naldrett, A. J. and Duke, J. M., 1980. Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science*, v. 208, p. 1417-1428.
- Naldrett, A.J., and Gasparrini, E.L., 1971. Archean nickel sulfide deposits in Canada: their classification, geological setting and genesis with some suggestions as to exploration. *Geological Society Australia Special Publication No. 3*, p. 201-226.
- Naldrett, A.J. and Goodwin, A.M., 1977. Volcanic rocks of the Blake River group, Abitibi greenstone belt, Ontario, and their sulfur content. *Canadian Journal Earth Sci.*, v. 14, p. 539-550.
- Naldrett, A.J. and Hewins, R.H., 1984. The main mass of the Sudbury Igneous Complex. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure* (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey, Special Volume, 1, p. 235-251.
- Naldrett, A.J. and Kullerud, G., 1967. A study of the Strathcona mine and its bearing on the origin of the nickel-copper ores of the Sudbury district, Ontario. *Journal Petrology*, v. 8, p. 453-531.
- Naldrett, A.J. and Lehmann, J., 1988. Spinel non-stoichiometry as the explanation for Ni-, Cu-, and PGE-enriched sulphides in chromitites. In *Geoplatinum '87* (eds. H. Prichard, P. Potts, J. Bowles and S. Cribb). Elsevier, London, p. 93-110.
- Naldrett, A.J. and Lightfoot, P.C. 1994. The Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region Siberia: A model for giant magmatic sulfide deposits associated with flood basalts. In *Proceedings of Symposium on Giant Ore Deposits*, Queen's University, May 1992, Society of Economic Geology Special Publication No. 2, p. 81-123.
- Naldrett, A.J. and Mason, G.D., 1968. Contrasting Archean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clergue townships, Ontario. *Canadian Journal Earth Sci.*, v. 5, p. 111-143.
- Naldrett, A.J. and Pessaran, A. 1992. Compositional variation in the Sudbury ores and prediction of the proximity of footwall copper-PGE ore bodies. In *Geoscience Research Programme, Summary of Research 1991-1992* (ed. V.C. Milne), Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper No. 159, p. 49-64.

- Naldrett, A.J. and Richardson, S.W., 1967. Effect of water on the melting of pyrrhotite-magnetite assemblages. Annual Report of the Director of the Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington Year Book, v. 66, p. 429-431.
- Naldrett, A.J. and Snuth, I.E.M., 1981. Mafic and ultramafic volcanism during the Archean. In Basaltic volcanism in the terrestrial planets: Basaltic volcanism, study project, Pergamon Press, In. New York, p. 5-28.
- Naldrett, A.J. and Turner, A.R., 1977. The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindi, Western Australia: Precambrian Research, v. 5, p. 43-103.
- Naldrett, A.J. and von Gruenewaldt, G., 1989. The association of the PGE with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes. Economic Geology, v. 84, p. 180-187.
- Naldrett, A.J. and Wilson, A.H., 1990. Horizontal and vertical variations in noble metals in the Great Dyke of Zimbabwe: A model for the origin of the PGE mineralization by fractional segregation. Chemical Geology, v. 88, p. 279-300.
- Naldrett, A.J., Craig, J.R. and Kullerud, G., 1967. The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite solution in iron-nickel sulfide ores. Economic Geology, v. 62, p. 826-847.
- Naldrett, A.J., Bray, J.G., Gasparrini, E.L., Podolsky, T. and Rucklidge, J.C., 1970. Cryptic variation and the petrology of the Sudbury Nickel Irruptive. Economic Geology, v. 65, p.122-155.
- Naldrett, A.J., Greenman, L. and Hewins, R.H., 1972. The main Irruptive and the sub-layer at Sudbury, Ontario. International Geological Congress, 24<sup>th</sup>, Montreal, Proceedings, section 4, p.206-214.
- Naldrett, A.J., Hoffman, E.L., Green, A.H., Chou, C.L., Naldrett, S.R. and Alcock, R.A., 1979. The composition of Ni-sulfide ores with particular reference to their content of PGE and Au. Canadian Mineralogist, v.17, Pt. 2, p. 403-415.
- Naldrett, A.J., Innes, D.G., Sowa, J. and Gorton, M., 1982. Compositional variation within and between 5 Sudbury ore deposits. Economic Geology, v. 77, p. 1519-1534.
- Naldrett, A.J., Duke, J.M., Lightfoot, P.C. and Thompson, J.F.H., 1984a. Quantitative Modelling of the segregation of magmatic sulfides: an exploration guide. Bulletin Canadian Institute Mining Metallurgy, v. 77, p. 46-57.
- Naldrett, A.J., Hewins, R.H., Dressler, B.O. and Rao, B.V., 1984b. The contact sublayer of the Sudbury Igneous Complex. In The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), Ontario Geological Survey, Special Volume 1, p. 253-274.
- Naldrett, A.J., Gasparrini, E.C., Barnes, S.J., von Gruenewaldt, G. and Sharpe, M.R., 1986a. The upper critical zone of the Bushveld Complex and a model for the origin of Merensky-type ores. Economic Geology, v. 81, p. 1105-1118.
- Naldrett, A.J., Rao, B.V. and Evensen, N.M., 1986b. Contamination at Sudbury and its role in ore formation. In Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks (eds. M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary and H.M. Pritchard), Special Publication of The Institution of Mining and Metallurgy, London, p.75-92.
- Naldrett, A.J., Cameron, G., von Gruenewaldt, G. and Sharpe, M.R., 1987. The formation of stratiform PGE deposits in layered intrusions. In Origins of Igneous Layering (ed. Ian Parsons), NATO Advanced Sc. Institute Series, Series C., vol. 196, p. 313-397, Reidel, Durdrecht.
- Naldrett, A.J., Lightfoot, P.C., Fedorenko, V.A., Gorbachev, N.S. and Doherty, W. 1992. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores. Economic Geology, v. 87, p. 975-1004.
- Naldrett, A.J., Asif, M., Gorbachev, N.S., Kunilov, V.E., Stehkin, A.I., Fedorenko, V.A. and Lightfoot, P.C., 1994a. The composition of the Ni-Cu ores of the Noril'sk region. In Proceedings of the Sudbury Noril'sk Symposium (eds. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p. 357-372.
- Naldrett, A.J., Asif, M., Scoates, R.F.J., Eckstrand, O.R. and Schwann, P.L., 1994b. Platinum-Group Elements in the Fox River Sill, Manitoba, Canada: Implications with respect to influxes of fresh magma and exploration for PGE deposits. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, v. 103, p. 10-21.
- Naldrett, A.J., Pessaran, A., Asif, M. and Li, C., 1994c. Compositional variation in the Sudbury ores and prediction of the proximity of footwall copper-PGE ore bodies. In Proceedings of the Sudbury Noril'sk Symposium (eds. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p. 133-146.

- Naldrett, A.J., Fedorenko, V.A., Lightfoot, P.C., Kunilov, V.E., Gorbachev, N.S., Doherty, W. and Johan, J., 1995. Ni–Cu–PGE deposits of the Noril'sk region, Siberia: Their formation in conduits for flood basalt volcanism. *Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy*, v. 104, p. B18–B36.
- Naldrett, A.J., Fedorenko, V.A., Asif, M., Shushen Lin, Kunilov, V.E., Stekhin, A.I., Lightfoot, P.C. and Gorbachev, N.S., 1996a. Controls on the composition of Ni–Cu sulfide deposits as illustrated by those at Noril'sk, Siberia. *Economic Geology*, v. 91, p. 751–773.
- Naldrett, A.J., Keats, H., Sparkes, K. and Moore, R., 1996b. Geology of the Voisey's Bay Ni–Cu–Co deposit, Labrador, Canada. *Exploration and Mining Geology Journal*, v. 5, p. 169–179.
- Naldrett, A.J., Li, C. and Krstic, S., 1997. The Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada: Implications for exploration elsewhere. In *Mineral Deposits: Research and Exploration Where do they meet?* (ed. H. Papunen), Proceedings of the fourth biennial SGA meeting, Turku Finland, August 1997, Balkema, Rotterdam, p. 7-8
- Naldrett, A.J., Ebel, D.S., Asif, M., Morrison, G. and Moore, C., 1997. Fractional crystallisation of sulfide melts as illustrated at Noril'sk and Sudbury. *European Journal of Mineralogy*, v. 9, p. 365–377.
- Naldrett, A.J., Asif, M., Schandl, E., Searcy, T., Morrison, G., Binney, P. and Moore, C., 1999. PGE in the Sudbury Ores: Significance with respect to the origin of different ore zones, and the exploration for footwall ore bodies. *Economic Geology*, v. 94, p. 185–210.
- Naldrett, A.J., Asif, M., Krstic, S. and Li, C., 2000a. The composition of ore at the Voisey's Bay Ni–Cu sulfide deposit, with special reference to platinum-group elements. *Economic Geology*, v. 95, p. 845–866.
- Naldrett, A.J., Singh J., Krstic S. and Li, C., 2000b. The mineralogy of the Voisey's Bay Ni–Cu–Co deposit, Northern Labrador, Canada: Influence of oxidation state on textures and mineral compositions. *Economic Geology*, v. 95, No. 4, p. 889–900.
- Nesbitt, R.W., 1971. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, Western Australia: Evidence for an Archean ultramafic liquid. *Geological Society Australia Special Publication*, No. 3, p. 331-350.
- Nielsen, T.F.D. and Brooks, C.K., 1995. Precious metals in magmas of East Greenland: Factors important to the mineralization in the Skaergaard intrusion. *Economic Geology*, v. 90, p. 1911–1917.
- Ostermann, M., 1996. Die Geochemie der Impaktschemelzecke (Sudbury Igneous Complex) im Multiring-Becken Sudbury: Ph.D. thesis. Munster, 168 p.
- Page, N.J., Zientek, M.L., Czamanske, G.K. and Foose, M.P., 1985. Sulfide mineralization in the Stillwater Complex and underlying rocks. In *Stillwater Complex* (eds. G.K. Czamanske and M.L. Zientek), Montana Bureau of Mines and Geology Special Publication No. 92, p. 93-96.
- Parrish, R.R., 1989. U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec. *Geoscience Canada*, v. 16, No. 3, p. 126–130.
- Paterson, H.L., Donaldson, M.J., Smith, R.N., Lenard, M.F., Gresham, J.J., Boyack, D.J. and Keays, R.R., 1984. Nickeliferous sediments and sediment-associated nickel ores at Kambalda, Western Australia. In *Sulfide deposits in mafic and ultramafic rocks* (eds. D.L. Buchanan and M.J. Jones), Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 81-94.
- Pattison, E.F., 1979. The Sudbury sub-layer: Its characteristics and relationships with the main mass of the Sudbury Irruptive. *Canadian Mineralogist*, v. 17, pt. 2, p. 257–274.
- Peach, C.L. and Mathez, E.A., 1993. Sulfide melt-silicate melt distribution coefficients for nickel and iron, and implications for the distribution of other chalcophile elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 3013–3021.
- Peach, C.L., Mathez, E.A. and Keays, R.R., 1990. Sulfide melt-silicate melt distribution coefficient for noble metals and other chalcophile elements as deduced from MORB: Implications for partial melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 3379–3389.
- Peach, C.L., Mathez, E.A., Keays, R.R. and Reeves, S.J., 1994. Experimentally determined sulfide melt-silicate melt partition coefficients for Ir and Pd. *Chemical Geology*, v. 117, p. 361–377.
- Peck, D.C., Scoates, R.F.J., Theyer, P., Desharnais, G., Hulbert, L.J. and Huminicki, M.A.E., 2002. Stratiform and Contact-type PGE–Cu–Ni Mineralization in the Fox River Sill and the Bird River Belt, Manitoba. In *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (ed. L.J. Cabri), Ottawa, Ontario, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume, 54, p. 367–387.



- Peredery, W.V. and Geological Staff, 1982. Geology and nickel sulfide deposits of the Thompson belt, Manitoba; in Precambrian Sulfide deposits, H.S. Robinson memorial volume. (eds. R.W. Hutchinson, C.D. Spence and J. M. Franklin), Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 165–209.
- Philpotts, A.R., 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology*, v. 62, p. 303–315.
- Phinney, W.C., 1970. Chemical relations between Keewanawan lavas and the Duluth complex, Minnesota. *Geological Society America Bulletin*, v. 81, p. 2487–2496.
- Phinney, W.C., 1972. Northwestern part of the Duluth complex. In *Geology of Minnesota* (eds. P.D. Sims and G.B. Morey), A centennial volume, St. Paul, Minnesota Geological Survey, p. 335–345.
- Picard, C., Lamothe, D., Piboule, M. and Oliver, R., 1990. Magmatic and tectonic evolution of a Proterozoic basin system: the Cape Smith Thrust-Fold Belt (New-Quebec). *Precambrian Research*, v. 47, p. 223–249.
- Platt, J.P., Allchurch, P.D. and Rutland, R.W.R., 1978. Archean tectonics in the Agnew supracrustal belt, Western Australia. *Precambrian Research*, v. 7, p. 3–30.
- Premo, W.R., Heiz, R.T., Zientek, M.L. and Langston, R.B., 1990. U-Pb and Sm-Nd ages for the Stillwater Complex and its associated sills and dikes, Beartooth Mountains, Montana. Identification of a parent magma? *Geology*, v. 18, p. 1065–1068.
- Prendergast, M.D., Bennett, M. and Henicke, O., 1998. Platinum in the Rincon del Tigre Complex, eastern Bolivia. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, v. 107, p. B39–47.
- Pye, E., Naldrett, A.J. and Giblin, P., 1984. The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure. Ontario Geological Survey Special Volume, No. 1, 603 p.
- Pyke, D.R., Naldrett, A.J. and Eckstrand, O.R., 1973. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 955–978.
- Rajamani, V. and Naldrett, A.J., 1978. Partitioning of Fe, Co, Ni and Cu between sulfide liquid and basaltic melts and the composition of Ni-Cu sulfide deposits. *Economic Geology*, v. 73, p. 82–93.
- Rao, B.V. and Ripley, E.M., 1983. Petrochemical studies of the Dunka Road Cu-Ni deposit. *Economic Geology*, v. 78, p. 1222–1238.
- Rao, B.V., Naldrett, A.J., Evensen, N.M. and Dressler, B.O., 1983. Grant 146. Contamination and genesis of the Sudbury Ores. In *Geoscience Research Programme, Summary of Research 1982-1983*, Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 113, p. 139–152.
- Reeve, E.J., 1969. Petrology and Mineralogy of a gabbroic intrusion in Pardee township, near Port Arthur, Ontario. Unpublished M.Sc. thesis, University of Wisconsin.
- Rempel, G.G., 1994. Regional geophysics at Noril'sk. In *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium*. Ontario Geological Survey Special Publication, No. 5, p. 147–160.
- Richards, M.A., Duncan, R.A. and Courtillot, V.E., 1989. Flood basalt and hotspot tracks: Plume heads and tails. *Science*, v. 246, p. 103–107.
- Ripley, E.M., 1981. Sulfur isotopic abundances of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, v. 76, p. 619–620.
- Ripley, E.M., 1986. Applications of stable isotope studies to problems of magmatic sulfide ore genesis with special reference to the Duluth Complex, Minnesota. In *Geology and Metallogeny of Copper Deposits* (eds. G.H. Friedrich, A.D. Genkin, A.J. Naldrett, J.D. Ridge, R.H. Sillitoe and F.M. Vokes), Society for Geology Applied to Ore Deposits Special Publication No. 4, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 25–42.
- Ripley, E.M., Park, Y.-R., Li, C. and Naldrett, A.J., 1999. Sulfur and oxygen isotopic evidence of country rock contamination in the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. *Lithos*, v. 47, p. 53–68.
- Ripley, E.M., Park, Y.-R., Li, C. and Naldrett, A.J., 2000. Oxygen isotopic study of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. *Economic Geology*, v. 95, No. 4, p. 831–844.
- Roeder, P.L., 1974. Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids. *Earth Planetary Science Letters*, v. 23, p. 397–410.
- Roeder, P.L. and Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 29, p. 275–289.
- Rosenqvist, T., 1954. A thermodynamic study of the iron, cobalt and nickel sulfides. *Journal Iron and Steel Institute*, v. 176, p. 37–57.

- Ross, J.R. and Hopkins, G.M.F., 1975. The nickel sulfide deposits of Kambalda, Western Australia. In *Economic Geology of Australia and Papua-New Guinea* (ed. C.Knight), Australian Institute Mining Metallurgy Monograph 5, 1, Metals, p. 100-121.
- Ross, J.R. and Travis, G.A., 1981. The nickel sulfide deposits in western Australia in global perspective. *Economic Geology*, v. 76, p. 1291-1329.
- Ryan, B., 1990. Geological Map of the Nain Plutonic Suite and surrounding rocks (Nain-Nutak, NTS 14SW). Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch, Map 90-44, scale 1:500 000.
- Ryan, B., 1996. Commentary of the location of the Nain-Churchill boundary in the Nain area. Newfoundland Department of Natural Resources, Geological Survey, Report 96-1, p. 109-129.
- Ryan, B., 2000. The Nain-Churchill Boundary and the Nain Plutonic Suite: A Regional Perspective on the Geological Setting of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Deposit. *Economic Geology*, v. 95, p. 703-724.
- Ryan, B., Wardle, R.J., Gower, C.F. and Nunn, G.A.G., 1995. Nickel-Copper sulphide mineralisation in Labrador: The Voisey Bay discovery and its exploration implications. In *Current Research, Report 95-1*, Geological Survey, Department of Natural Resources, Government of Newfoundland and Labrador, p. 177-204.
- Ryzhenko, B. and Kennedy, G.C., 1973. The effect of pressure on the eutectic in the system Fe-FeS. *American Journal Sc.*, v. 273, p. 803-810.
- Sage, R.P., 1991. Alkalic rock, carnonatite and kimberlite complexes of Ontario, Superior Province. In *Geology of Ontario* (eds. P.C. Thurston, H.R. Williams, R.H. Sutcliffe and G.M. Stott), Ontario Geological Survey Special Volume 4, p. 683-709.
- Sattari, P., Brenan, J. M., Horn, I. and McDonough, W. F., 2002. Experimental constraints on the sulfide- and chromite-silicate melt partitioning behaviour of rhenium and the platinum-group elements. *Economic Geology*, v. 97, p. 385-398.
- Schiffries, C.M., 1982. The petrogenesis of a platiniferous dunite pipe in the Bushveld Complex: Infiltration metasomatism by a chloride solution. *Economic Geology*, v. 77, p. 1439-1453.
- Schlegel, H., and Schiller, A., 1952. Die Schmelzund Kristallisations gleichgewichte in System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung fur Kupfergewinnung. *Freiberg. Forsch. Sec.Be.*, No. 2, p. 1-32.
- Schmilian, M.L., 1984. Windarra nickel deposits, Western Australia. In *Sulfide deposits in mafic and ultramafic rocks* (eds. D.L. Buchanan and M.J. Jones), Institution Mining Metallurgy Special Publication, p. 95-102.
- Scholtz, D.L., 1936. The magmatic nickeliferous ore deposits of East Griqualand and Pondoland. *Transactions of the Geological Society South Africa*, v. 39, p. 81-210.
- Scholtz, D.L., 1952. Fourth bi-annual report on the Insizwa mine. Unpub. company report, Nickel Corp. of Africa Ltd., 9 p.
- Scoates, R.F.J. and Eckstrand, O.R., 1986. Platinum-group elements in the upper central layered zone of the Fox River Sill, northeastern Manitoba. *Economic Geology*, v. 81, p. 1137-1148.
- Scott, S.D., Naldrett, A.J. and Gasparrini, E., 1974. Regular solution model for the  $Fe_{1-x}S - Ni_{1-x}S$  (Mss) solid solution (Abstract). *International Mineralogical Association 9<sup>th</sup> General Meeting*, Berlin and Regensburg, p. 172.
- Scott, D.J., St-Onge, M.R., Lucas, S.B. and Helmstaedt, H., 1989. The 1998 Ma Purtunig ophiolite: imbricated and metamorphosed oceanic crust in the Cape Smith thrust belt, northern Quebec. *Geoscience Canada*, v. 16, No. 3, p. 144-147.
- Scribbins, B., Rae, D.R. and Naldrett, A.J., 1984. Mafic and ultramafic inclusions in the Sublayer of the Sudbury Igneous Complex. *Canadian Mineralogist*, v. 22, pt. 1, p. 67-75.
- Secombe, P.K., Groves, D.I., Binns, R.A. and Smith, J.W., 1977. A sulfur isotope study to test a genetic model for Fe-Ni sulfide mineralization at Mt. Windarra, Western Australia. In *Stable isotopes in Earth Sciences*. New Zealand Department of Scientific and Industrial Research Bulletin, v. 220, p. 187-202.
- Segnor, A.M.C., Natal'in, B.A. and Burtman, V.S., 1993. Evolution of the Altai tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, v. 364, p. 299-307.
- Severson, M.J., 1988. Geology and structure of a portion of the Partridge River intrusion. A progress report (Technical Report NRRI/GMIN-TR-88-08), Natural Resources Research Institute, University of Minnesota, Duluth, 78 p.

- Severson, M.J., 1991. Geology, mineralisation, and geostatistics of the Minnamax/Babbitt Cu-Ni deposit (Local Boy area), Minnesota, Part I: Geology. (Technical Report NRRI/TR-91/13a), Natural Resources Research Institute, University of Minnesota, Duluth, 96 p.
- Severson, M.J., 1994. Igneous stratigraphy of the South Kawishiwi Intrusion, Duluth Complex, northeastern Minnesota. Natural Resources Research Institute, Univ. Minn. Duluth, Technical Report, NRRI/TR-93/94, 210p.
- Severson, M.J. and Hauck, S., 1990. Geology, geochemistry and stratigraphy of a portion of the Partridge River intrusion. A progress report. (Technical Report NRRI/GMIN-TR-89-11), Natural Resources Research Institute, University of Minnesota, Duluth, 230 p.
- Shanks, W.S. and Schwerdtner, W.M., 1991a. Grude quantitative estimates of the original northwest-southeast dimension of the Sudbury Structure, south-central Canadian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 1677–1686.
- Shanks, W.S. and Schwerdtner, W.M., 1991b. Structural analysis of the central and southwestern Sudbury Structure, Southern Province, Canadian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 411–430.
- Sharma, R.C. and Chang, Y.A., 1980. Thermodynamics and phase relationships of transition metal-sulfur systems, part IV: Thermodynamic properties of the Ni-S liquid phase and the calculation of the Ni-S diagram. *Metallurgical Transactions B*, v. 11B, p. 139–146.
- Sharp, W.E., 1969. Melting curves of sphalerite, galena and pyrrhotite and the decomposition of pyrite between 30 and 60 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, v. 74, p. 1645–1652.
- Sharpe, M.R., 1982. Noble metals in the marginal rocks of the Bushveld Complex. *Economic Geology*, v. 77, p. 1286–1295.
- Sharpe, M.R. and Irvine, T.N., 1983. Melting relations of two Bushveld chilled margin rocks and implications for the origin of chromitite. *Carnegie Institution of Washington Year Book*, v. 82, p. 295–300.
- Shima, H. and Naldrett, A. J., 1975. Solubility of sulfur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe-S-O. *Economic Geology*, v. 70, p. 960–967.
- Shimazaki, H. and MacLean, W.H., 1976. An experimental study on the partition of zinc and lead between silicate and sulfide liquids. *Mineralium Deposita II*, p. 125–132.
- Shirey, S.B. and Barnes, S.-J., 1994. Re-Os and Sm-Nd isotopic constraints on basaltic volcanism and magmatic sulfide formation in the Cape Smith foldbelt, Quebec. *Mineralogical Magazine*, v. 58A, p. 835–836.
- Shirey, S.B. and Barnes, S.-J., 1995. Os-Nd isotope systematics of ultramafic-mafic magmatism: Cape Smith foldbelt and midcontinent rift system. In *Proceedings of International Symposium on Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System (IGCP Project 336: Petrology and Metallogeny of Intraplate Mafic and Ultramafic Magmatism)*, University of Minnesota at Duluth Continuing Education and Extension, Duluth, p. 175–176.
- Simkin, T. and Smith, J.V., 1970. Minor element distribution in olivine. *J. Geological* 78, p. 304–325.
- Simonov, O.N., Lul'ko, V.A., Amosov, Yu.N. and Salov, V.M., 1994. Geological structure of the Noril'sk region. In *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium*. Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p. 161–170.
- Slaught, W.H., 1951. A petrographic study of the Copper Cliff offset in the Sudbury District; Unpub. M.Sc. Thesis, McGill University.
- Smith, R.L., Wilton, D.H.C., Sparkes, K. and Dunning, G.R., 1999. Magmatic Ni-Cu-Co sulfide mineralization in the Pants Lake intrusion, South Voisey's Bay project, Labrador. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Sudbury, Ontario, Volume of Abstracts.*, 119 p.
- Smolkin, V.F., Skufin, P.K. and Mokrousov V.A., 1995. Stratigraphic position, geochemistry and genesis of volcanic associations of the Early Proterozoic Pechenga area. *Nor. geol. unders. Geology of the Eastern Finnmark - Western Kola Peninsula region*. Special Publication, 7, p. 93–110.
- Snyder, D.A. and Carmichael, I.S.E., 1992. Olivine-liquid equilibria and chemical activities of Fe, NiO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MgO in natural basaltic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 303–318.
- Souch, B.E., Podolsky, T. and Geological Staff of the International Nickel Co. of Canada Ltd., 1969. The sulfide ores of Sudbury: Their particular relation to a distinctive inclusion-bearing facies of the Nickel Irruptive. *Economic Geology, Monograph 4*, p. 252–261.

- St-Onge, M.R. and Lucas, S.B., 1990. Evolution of the Cape Smith Belt: Early Proterozoic continental underthrusting, ophiolite subduction, and thick-skinned folding. Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 313–352.
- St-Onge, M.R. and Lucas, S.B., 1993. Controls on the regional distribution of iron-nickel-copper-platinum-group element mineralization in the eastern Cape Smith Belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 31, p. 206–218.
- Stekhin, A.I., 1994. Mineralogical and Geochemical Characteristics of the Cu-Ni ores of the Oktyabr'sky and Talnakh deposits. In Proceedings of the Sudbury Noril'sk Symposium (eds. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, 217–230.
- Stevenson, J.S., 1963. The upper contact phase of the Sudbury micropegmatite. The Canadian Mineralogist, v. 7, p. 413–419.
- Stolz, G.W. and Nesbitt, R.W., 1981. The Komatiite Nickel Sulfide Association at Scotia: A petrochemical investigation of the ore environment. Economic Geology, v. 76, p. 1480–1502.
- Stone, K.E. and Masterton, E.E., 1998. Kambalda nickel deposits. In Geology of Australian and Papua New Guinea Mineral Deposits (eds. B.D. Berkman and D.H. Mackenzie), The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, p. 365–374.
- Stone, W.E., Crocket, J.H. and Fleet, M.E., 1990. Partitioning of palladium, iridium, platinum, and gold between sulfide liquid and basalt melt at 1200°C. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 54, p. 2341–2344.
- Stratten, T., 1986. Environmental and stratigraphic setting of the Karoo basin and its mineral deposits. In Mineral deposits of Southern Africa (eds. C.R. Anhaeusser and S. Maske), v. II, p. 1863–1873.
- Streckeisen, 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth-Sci. Rev., v. 12, p. 1–33.
- Sugaki, A. and Kitakaze, A., 1998. High form Pentlandite and its thermal stability. American Mineralogist, v. 83, p. 133–140.
- Sun, S.S. and McDonough, 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications of mantle composition and processes. In Magmatism of the Ocean Basins (eds. A.D. Saunders and M.J. Norry), Geological Society of London, 42, p. 313–345.
- Sun, X. S., 1986. The discovery of Pt enrichment parts and existing status of Pt and Pd in Mining Area of Jinchuan sulfide Ni-Cu deposit. Geology and Prospecting, v. 12, p. 36–39.
- Sutcliffe, R.H., 1986. Regional geology of the Lac des Iles area, District of Thunder Bay. In Summary of field work and other activities 1986 (eds. P.C. Thurston, R.B. Barlow, O.L. White and A.C. Colvine), Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper, v. 132, p. 70–75.
- Sutcliffe, R.H., 1987. Petrology of middle Proterozoic diabases and picrites from Lake Nipigon, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 96, p. 201–211.
- Sutcliffe, R.H. and Sweeny, J.M., 1985. Geology of the Lac des Iles Complex, District of Thunder Bay: In Summary of field work and other activities 1985 (eds. J. Wood, R.B. Barlow, O.L. White and A.C. Colvine), Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper, v. 126, p. 47–53.
- Sweeny, J.M. and Edgar, A.D., 1987. The geochemistry, origin and economic potential of platinum group element bearing rocks of the Lac des Iles Complex, northwestern Ontario. In Geoscience Research Grant Program, Summary of Research 1986 1987 (ed. V.G. Milne), Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper, v. 136, p. 140–152.
- Talkington, R.W. and Watkinson, D.H., 1984. Trends in the distribution of the precious metals in the Lac des Iles Complex, northwestern Ontario. Canadian Mineralogist, v. 22, p. 125–136.
- Tang Zongli, 1993. Genetic models of the Jinchuan nickel-copper deposit. In Mineral Deposit Modelling (eds. R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. Duke), Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 389–401.
- Taylor, H.P., Jr., 1967. The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska. In Ultramafic and Related Rocks (ed. P.J. Wyllie), John Wiley and Sons, Inc., New York, p. 27–121.
- Tegner, C., Duncan, R.A., Bernstein, S., Brooks, C.K., Bird, D.K. and Storey, M., 1998.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Tertiary mafic intrusions along the East Greenland rifted margin: Relation to flood basalts and the Iceland hotspot track. Earth and Planetary Science Letters, v. 156, p. 75–88.

- Theyer, P. 1980. Stratigraphic Setting of Selected Ultramafic Bodies in the Superior and Churchill Provinces and certain Aspects of Nickel-Copper Deposits in the Thompson Nickel Belt (ed. P. Theyer), Manitoba Energy and Mines, Mineral resource division, Economic Geology Division, ER79-2. 71 p.
- Thibert, F. 1993. Petrogenese du filon-couche differencie Romeo 1 situe dans la cienteure plissee-faillee du Cap Smith, Nouveau-Quebec. M.Sc. These, Universite de Montreal, p.145.
- Thompson, J.F.H. and Naldrett, A.J., 1984. Sulfide-silicate reactions as a guide to Ni-Cu-Co mineralization in central Main In Sulfide deposits in mafic and ultramafic rocks (eds. D.L. Buchanan and M.J. Jones), Institution Mining Metall. Special Publication, p. 103–113.
- Tait, S. Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J., 1984. The role of compositional convection in the formation of adcumulate rocks. *Lithos*, v. 1, p. 139–146.
- Todd, S.G., Keith, D.W., Le Roy, L.W., Schissel, D.J., Mann, E.L. and Irvine, T.N., 1982. The J-M Platinum-Palladium Reef of the Stillwater Complex, Montana. 1. Stratigraphy and Petrology. *Economic Geology*, v. 77, p. 1454–1480.
- Torgashin, A.S., 1994. Geology of the massive and copper ores of the western part of the Oktyabr'sky deposit. In Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium (eds. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p. 231–241.
- Turner, A.R., Wolfgram, D. and Barnes, S.J., 1985. Geology of the Stillwater County Sector of the J-M Reef, including the Minneapolis adit. In Stillwater Complex (eds. G.C. Czamanske and M.L. Zientek), Montana Bureau of Mines and Geology Special Publication No. 92, p. 210-230.
- Turner, J.S., Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J., 1986. Komatiites II: Experimental and theoretical investigations of post-emplacement cooling and crystallization. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 397–438.
- Usselman, T.M., 1975. Experimental approach to the state of the core: Part I. The liquidus relations of the Fe-rich portion of the Fe-Ni-S system from 30-100 Kbars. *American Journal of Science*, v. 275, p. 278–290.
- Van Kranendonk, M., 1996. Tectonic evolution of the Paleo-proterozoic Torngat orogen: Evidence from pressure-temperature-time deformation paths in the North River map area. *Tectonics*, v. 15, p. 843-869.
- Vermaak, C.F., 1976. The Merensky reef - Thoughts on its environment and genesis. *Economic Geology*, v. 71, p. 1270-1298.
- Vermaak, C.F., 1995. The Platinum-group Metals: A global perspective. Mintek, Randburg, South Africa, p. 247.
- Viljoen, M.J. and Viljoen, R.P., 1969. Evidence of the existence of a mobile extrusive peridotitic lava from the Komati formation of the Onverwacht group. In Geological Society of South Africa, Special Publication 2, p. 87–113.
- Vogel, D.C., Keays, R.R., James, R.S. and Reeves, S.J., 1999. The geochemistry and petrogenesis of the Agnew Intrusion, Canada: A product of S-undersaturated, high-Al, low-Ti tholeiitic magmas. *Journal of Petrology*, v.40, p. 423–450.
- Von Gruenewaldt, G., 1973. The main and upper zones of the Bushveld complex in the Roossenekal area, Eastern Transvaal. *Geological Society South Africa Transactions*, v. 76, p. 207-227.
- Von Gruenewaldt, G., 1976. Sulphides in the upper zone of the Eastern Bushveld Complex. *Economic Geology*, v. 71, p. 1324–1336.
- Von Gruenewaldt, G., 1979. A review of some recent concepts of the Bushveld Complex, with particular reference to sulfide mineralization. *Canadian Mineralogist*, v. 17, No. 2, p. 233-256.
- Von Gruenewaldt, G., Hulbert, L.J. and Naldrett, A.J., 1989. Contrasting platinum-group element concentration patterns in cumulates of the Bushveld Complex. *Mineralium Deposita*, v. 24, p. 219–229.
- Von Groenewald, P.B., Painter, M.G.M., Roberts, F.I., McCabe, M. and Fox, A., 2000. East Yilgarn Geoscience Database 1:100,000 Geology, Me4nzies to Norseman - an explanatory note, West Australian Geological Survey, Perth, Australia, Report 78, 53pp plus 1 CD.
- Wager, L.R. and Brown, G.M., 1968. Layered Igneous Roscks. Oliver and Boyd, Edinburgh and .London, 588 p.
- Wager, L.R. and Dear, W.A., 1939. Geological investigations in East Greenland. Part III. The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddeleser om Gronlan*, 105, No.4, 352 p. (re-issue 1962).
- Wager, R.E., Podolsky, T., Alcock, R.A., Weiblen, P.W. and Phinney, W.C., 1969. A comparison of the Cu-Ni deposits of the Sudbury and Duluth basins. American Institute Mining Engineers 52<sup>nd</sup> Annual Meeting. Minnesota Section, 30<sup>th</sup> Annual Mining Symposium, Proceedings p.95–96.

- Wagner, P.A., 1929. The platinum deposits and mines of South Africa. C. Struik (Pty) Ltd., Capetown, 356 p.
- Walker, R.J., Morgan, J.W., Naldrett, A.J., Li, C. and Fassett, J.D., 1991. Re-Os Isotopic systematics of Ni-Cu Sulfide Ores, Sudbury Igneous Complex, Ontario: Evidence for a major crustal component. *Earth and Planetary Sci. Let.*, v. 105, p. 416–429.
- Walker, R.J., Morgan, J.W., Horan, M.F., Czamanske, G.K., Krogstad, E.J., Fedorenko, V.A. and Kunilov, V.E., 1994. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle plume source for the Noril'sk-type ore-bearing intrusions, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 58, p. 4179–4197.
- Walker R.J., Morgan, J.W., Hanski E.J. and Sinolkin, V.F., 1997. Re-Os Systematics of Early Proterozoic ferropicrites, Pechenga complex, NW Russia: evidence for ancient  $^{187}\text{Os}$  - enriched plumes. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 3145–3160.
- Watkinson, D.H. and Dunning, G., 1979. Geology and the platinum group mineralization. Lac des lies complex, northwestern Ontario. *Canadian Mineralogist*, v. 17, p. 453–462.
- Watson, E.B. and Jurewicz, S.R., 1984. Behaviour of alkalis during diffusive interaction of granitic xenoliths with basaltic magma. *Journal of Geology*, v. 92, p. 121–131.
- Watts, T. and Osmond, R., 1999. 3D Geophysical Model of the Raglan Belt Chapter 19. In Komatiitic Peridotite-Hosted Ni-Cu-(PGE) Deposits of the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Quebec (ed. C.M. Leshner), Guidebook Series, v. 2, Mineral Exploration Research Centre, Laurentian University, Sudbury, p. 185–190.
- Weber, W. and Scoates R.F.J., 1978. Archean and Proterozoic metamorphism in the northwestern Superior province and along the Churchill - Superior boundary, Manitoba. In *Metamorphism in the Canadian Shield*. Geological Survey of Canada, paper 78-10, p. 5–16.
- Weiblen, P.W. and Morey, G.B., 1975. The Duluth complex- a Petrographic and tectonic summary. 36<sup>th</sup> Ann. Minn. Mining Symp. Dept. of Conferences and Continuing Education, Univ. of Minnesota, p. 72–95.
- Weiblen, P.W. and Morey, G.B., 1980. A summary of the stratigraphy, petrology and structure of the Duluth complex. *American Journal of Science*, v. 280-A, p. 88–133.
- Wendlandt, R.F., 1982. Sulfur saturation of basalt and andesite melts at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, v. 67, p. 877–885.
- Wendlandt, R.F. and Huebner, J.S., 1979. Melting relations of portions of the system Fe-S-O at high pressure and applications to the compositions of the earth's core. (Abstract) *Lunar Planetary Sc. X*, Lunar and Planetary Institute, p. 1329–1331.
- White, J.A., 1994. The Potgietersrus project: Geology and exploration history. *Proceedings, 15<sup>th</sup> CMMI Congress*, South African Institute of Mining and Metallurgy, p. 173–182.
- Whitney, J. A. and Naldrett, A. J. (eds), 1990. Ore deposits associated with magmas. *Society of Economic Geology, Reviews in Economic Geology*, v. 4, 250 p.
- Wilson, A.H., 1982. The geology of the great "Dyke", Zimbabwe: The ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, v. 42, p.109–124.
- Wilson, A.H. and Prendergast, M.D., 1989. The Great Dyke of Zimbabwe – I: Tectonic setting, stratigraphy, petrology, structure, emplacement and crystallisation. In *Magmatic Sulphides – The Zimbabwe Volume* (eds. M.D. Prendergast and M.J. Jones), The Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 1–20.
- Wilson, A.H. and Prendergast, M.H., 2001. Platinum-group element mineralisation in the Great Dyke, Zimbabwe, and its relationship to magma evolution and magma chamber structure. *South African Journal of Geology*, v. 104, p. 319–342.
- Wilson, A.H., Naldrett, A.J. and Tredoux, M., 1989. Distribution and controls of platinum group element and base element mineralization in the Darwendale subchamber of the Great Dyke, Zimbabwe. *Geology*, v. 17, p. 649–652.
- Woodall, R. and Travis, G.A., 1969. The Kambalda nickel deposits, Western Australia: Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, 9<sup>th</sup>, Publication, Paper 26, 17 p.
- Wooden, J.L., Czamanske, G.K. and Zientek, M.L., 1991. A lead isotopic study of the Stillwater Complex, Montana; constraints on crustal contamination and source regions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 107, p. 80–93.
- Wooden, J.L., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Arndt, N.T., Chauvel, C., Bouse, R.M., King, B.-S.W., Knight, R.J. and Siems, D.F., 1993. Isotopic and trace element constraints on mantle and crustal contributions to characterization of Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 3677–3704.

- Yang, X. Z., 1989. Platinoid and gold geochemistry in the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Gansu province, China (in Chinese). Bulletin Xi'an Institute Geological Mineral Research, Chinese Academy of Geological Sciences, v. 26, p. 57–68.
- Yund, R.A. and Kullerud, G., 1966. Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system. Journal of Petrology, v. 7, p. 454–488.
- Zen'ko, T.E. and Czamanske, G.K., 1994. Physical and petrologic aspects of the intrusions of the Noril'sk-Talnakh ore junctions, Siberia. In Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium (eds. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p. 263–282.
- Zientek, M.L., Likhachev, A.P., Kuniylov, V.E., Barnes, S.-J., Meier, A.L., Carlson, R.R., Briggs, P.H., Fries, T.L. and Adrian, B.M., 1994. Cumulus processes and the composition of magmatic ore deposits: Examples from the Talnakh district, Russia. In Proceedings of the Sudbury Noril'sk Symposium (eds. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett), Ontario Geological Survey Special Publication No. 5, p. 373–392.
- Zientek, M.L., Cooper, R.W., Corson, S.R. and Geraghty, E.P., 2002. Platinum-Group Element Mineralization in the Stillwater Complex, Montana. In The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements (ed. L.J. Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 54, p. 459–481.
- Zurbrigg, H.F., 1963a. Thompson Mine Geology. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Transactions, v. 66, p. 227–236.
- Zurbrigg, H.F., 1963b. Thompson Mine geology. Canadian Institute of Mining Metallurgy Bulletin, v. 56, p. 451–460.

## Малораспространенные термины и сокращения

- Автолит (autolith)** – включение в изверженной породе, с которой оно генетически связано. Английские синонимы – cognate inclusion, cognate xenolith, endogenous inclusion (Гери и др., 1977)
- Адкумулят (adcumulate)** – кумулат, образовавшийся при адкумулятном росте (adcumululus growth); при этом интеркумулятный материал составляет менее 5% породы (Гери и др., 1977)
- Адкумулятный рост (adcumululus growth)** – непрерывный рост кристаллов кумулуса из материала одного и того же состава, вследствие чего образуются незональные кристаллы. В ходе этого процесса сокращается количество интеркумулятной жидкости вследствие выдавливания ее из интеркумуляса (Гери и др., 1977)
- ВЗЭ** – высокозарядные химические элементы
- КИЛЭ** – крупноионные литофильные химические элементы
- Коннода (tie-line)** – линия на фазовой диаграмме, соединяющая составы двух фаз, находящихся в равновесии при данной постоянной температуре
- ЛРЗЭ** – легкие редкоземельные элементы
- Мезокумулят (mesocumulate)** – кумулат, содержащий небольшое количество интеркумулятного материала; кумулат, промежуточный между ортокумулятом и адкумулятом (Гери и др., 1977)
- МШГ** – минералы элементов платиновой группы
- Ортокумулят (orthocumulate)** – кумулат, состоящий из одного или нескольких кумулатных минералов и продуктов кристаллизации интеркумулятной жидкости (Гери и др., 1977)
- Псевдотачилит (pseudotachylite)** – плотная порода, образующаяся в условиях сжатия и скалывания, обусловленных интенсивными и широко проявленными движениями по разломам, сопровождающимися интенсивной миленитизацией или частичным расплавлением. Подобные породы, например брекчия Садбери, несут следы ударного метаморфизма и могут представлять собой инъекционную брекчию, внедрившуюся по трещинам, возникшим при метеоритном ударе (Гери и др., 1977)
- РЗЭ** – редкоземельные элементы
- Спайдерграмма (спайдер-диаграмма)** – многокомпонентная диаграмма, где концентрации ряда близких по своим свойствам химических элементов (например, несовместимых или ЭПГ) нормированы к некоторому эталону (хондрит, примитивная мантия и др.)
- Стратабаундные месторождения** – транскрипция английского термина "stratabound deposits". Этот термин переводится в словаре М. Гери и др. (1977) следующим образом: "Stratabound – стратифицированные. Месторождения полезных ископаемых, приуроченные к одной стратиграфической единице. Термин может относиться как к стратиформным (stratiform) месторождениям, так и к незакономерно ориентированным рудным телам, заключенным в одной стратиграфической единице". Однако, термин "стратифицированные" созвучен широко распространенному термину "стратификация". Если пользоваться официальной терминологией, перевод английского выражения "The deposit is stratabound but it displays a stratification in the peak concentrations of Pd, Pt and Au" будет звучать непонятно: "Месторождение является стратифицированным, но обнаруживает стратификацию по распределению Pd, Pt и Au". Для избежания путаницы, переводчик и редакторы перевода данной книги сочли необходимым ввести термин "стратабаундные месторождения"
- "Сульфоемкость"** – "sulfur capacity" ( $C_s$ )
- Тетоморфное (thetomorphic) кремнистое стекло** – стекло, имеющее показатель преломления 1.46 и сохранившее морфологию первоначального кварца, из которого оно образовалось под действием ударных волн
- ТРЗЭ** – тяжелые редкоземельные элементы
- Фельзитфикация (felsification)** – обогащение мафитовой или ультрамафитовой магмы фельзитовыми компонентами (за счет ассимиляции)
- ЭПГ** – элементы платиновой группы



**An** – анортит  
**Ap** – апатит  
**Aug** – авгит  
**bn** – борнит  
**bnss** – борнитовый твердый раствор  
**Br** – бронзит  
**cc** – халькозин  
**ccss** – халькозиновый твердый раствор  
**Chr** – хромит  
**cp** – тетрагональный халькопирит  
**Cpx** – клинопироксен  
**C<sub>s</sub>** – sulfur capacity, см. "Сульфоемкость"  
**cub** – кубанит  
**cv** – ковеллин  
**D** – коэффициент разделения Нернста (Nernst partition coefficient) – объясняется в разделе 2.2  
**dg** – дигенит  
**Di** – диопсид  
**En** – энстатит  
**Fa** – фаялит  
**FeOT** – железо общее в виде FeO  
**Fo** – форстерит  
**fO<sub>2</sub>** – фугитивность (летучесть) кислорода (oxygen fugacity)  
**fS<sub>2</sub>** – фугитивность (летучесть) серы (sulfur fugacity)  
**god** – годлевскит  
**hz** – хизлевудит  
**Ilm** – ильменит  
**iss** – промежуточный твердый раствор (intermediate solid solution)  
**K<sub>D</sub>** – обменный коэффициент распределения (объясняется в разделе 2.2)  
**L** – жидкая фаза, жидкость (liquid); это сокращение используется на фазовых диаграммах  
**Liq** – жидкая фаза, жидкость (liquid); это сокращение используется в тексте  
**M/S** – отношение металла к сере (например Ni/S, Pt/S и т.п.)  
**MgNo** – «Магний-номер» – отношение магния к сумме магния и железа. Рассчитывается либо в ат%:  $MgNo = Mg / (Mg + Fe)$ , либо в мол%, при этом разные авторы используют различные формулы:  $MgNo = MgO / (MgO + FeOT)$ , или  $MgNo = MgO / [MgO + (0.85 * FeOT)]$   
**mh** – монхукит

**mill** – миллерит  
**MORB** – базальты срединно-океанических хребтов (mid-oceanic ridge basalts). Они подразделяются на N-MORB (нормальные) и E-MORB (обогащенные). Иногда выделяются T-MORB, промежуточные по составу между нормальными и обогащенными.  
**mss** – моносulfидный твердый раствор (monosulfide solid-solution)  
**OI** – оливин  
**Opx** – ортопироксен  
**Pl** – плагиоклаз  
**pn** – пентландит  
**pn(h)** – высокотемпературный пентландит (на фазовых диаграммах)  
**pn(l)** – низкотемпературный пентландит (на фазовых диаграммах)  
**po** – пирротин  
**po(h)** – гексагональный пирротин  
**po(m)** – моноклинный пирротин  
**poss** – пирротиновый твердый раствор  
**ppb** = мг/т  
**ppm** = г/т  
**put** – путоранит  
**py** – пирит  
**Q** – кварц  
**R** – отношение массы силикатного расплава, прореагировавшего с сульфидом, к массе сульфида; R-фактор – влияние, которое отношение R оказывает на состав сульфида  
**SCSS** -- содержание серы при сульфидном насыщении (sulfur content at sulfide saturation)  
**Sil.magma** – силикатная магма (silicate magma)  
**Sp** – шпинель  
**Sul** – сульфид  
**Sul.l** – сульфидная жидкость (sulfide liquid), имеется в виду остаточная сульфидная жидкость, образующаяся при фракционировании сульфидного расплава  
**Sul.melt** – сульфидный расплав (sulfide melt)  
**tal** – талнахит  
**TiMt** – титаномагнетит  
**tr** – троилит  
**Varp** – газовая фаза, пар (vapor)  
**viol** – виоларит  
**vs** – вазсит

## Список иностранных названий геологических и географических объектов, приводимых в русской транскрипции

*(жирным шрифтом в названиях выделены ударные гласные)*

- Абердиншайр – габбровая интрузия в Шотландии, несущая Cu-Ni оруденение, – Aberdeenshire intrusion
- Абитибн – архейский зеленокаменный пояс в провинции Онтарио (Канада) – Abitibi greenstone belt
- Абловиак – сдвиг, разграничивающий образования раннепротерозойской провинции Черчилл и архейской провинции Нэйн в районе месторождения Войсис Бэй, (Канада) – Abloviak shear zone
- Аканваара – раннепротерозойская расслоенная интрузия северной Финляндии – Akanvaara intrusion
- Акуже – сульфидное месторождение никеля в офиолитах Замбалес (Филиппины) –  
Asoje Ni sulfide deposit
- Ала-Пеникка – блок интрузии Пеникат (Финляндия) – Ala-Penikka block
- Ала-Пеникка – платиноносный риф в интрузии Пеникат (Финляндия) – Ala-Penikka reef
- Алексо – месторождение сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматитами в зеленокаменном поясе Абитибн, (Онтарио, Канада) – Alexo deposit
- Аманделбулт – рудник в Северо-Западном Бушвельде – Amandelbult mine
- Ангава – полуостров в северном Квебеке (Канада), где находится тектонический пояс Кейп Смит, –  
Ungava Peninsula
- Анимике – раннепротерозойская супергруппа, включающая формации Ганфлинт, Байвабик, Роув, Виржиния и Мичигэмми, в районе озера Верхнее – Animikie Supergroup
- Аппер Мэниту Ривер – габбро, интрузия в составе комплекса Дулут – Upper Manitou River gabbro
- Аток – прежнее название рудника Лебова в Восточном Бушвельде – Atok mine
- Аул Ривер – зона сдвига, находящаяся к северо-востоку от никеленосного пояса Томпсон, (Манитоба, Канада) – Owl River shear zone
- Ахмаваара – участок интрузии Суханко-Контнярви (Финляндия) – Ahmavaara
- Байвабик – раннепротерозойская формация железистых кварцитов в районе озера Верхнее на территории США – Biwabic formation
- Бакко (Бакко Лэйк) – сульфидное месторождение в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) –  
Busko deposit
- Барбертон – архейский зеленокаменный пояс в Южной Африке – Barberton greenstone belt
- Бастард – циклическое тело, которое непосредственно перекрывает циклическое тело Меренски в разрезе Критической зоны комплекса Бушвельд, – Bastard cyclic unit
- Баундари – рудник в районе Садбери – Boundary mine
- Баундари – сульфидное месторождение в рудном районе Рэглэн (Квебек, Канада) – Boundary deposit
- Беартус – горы и одноименное тектоническое поднятие в штате Монтана (США) – Beartooth mountains
- Белингве – архейский зеленокаменный пояс в Зимбабве (Африка) – Belingwe greenstone belt
- Бермуда – платинометальное месторождение магнетитовой ассоциации в комплексе Колдвелл (Онтарио, Канада) – Bermuda deposit
- Берч Лэйк – сульфидное Cu-Ni месторождение в комплексе Дулут – Birch Lake deposit
- Берчтри – сульфидное месторождение в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) – Birchtree deposit

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Бефорд – формация в составе терригенной осадочной толщи нижнекаменноугольно-нижнеюрского возраста, выполняющей бассейн Кару, (Южная Африка) – Beauford Formation
- Бивер Бэй – группа интрузий в составе комплекса Дулут – Beaver Bay complex
- Бивер Ривер – диабаз, интрузия в составе комплекса Дулут – Beaver River diabase
- Биг Бэй – Ашбетон Бэй – разлом к северу от оз. Верхнее – Big Bay - Ashburton Bay fault
- Блоссевилл – берег, участок восточного побережья Гренландии и развитые там базальты – Blosseville coast
- Болд Игл – интрузия троктолитов в составе комплекса Дулут – Bald Eagle intrusion
- Боулдер Бед – циклическое тело в разрезе Критической зоны комплекса Бушвелд – Boulder Bed cyclic unit
- Бумбени – группа вулканических образований (лавы и туфы базальтовых андезитов, трахитов и риолитов) в провинции Кару (Южная Африка) – Bumbeni Group
- Бушвелд – иное название гранитов Лебова, завершивших формирование Бушвелдского магматического комплекса, – Bushweld granite
- Бушвелд – раннепротерозойский интрузивный комплекс в Южной Африке (Бушвелдский комплекс) – Bushveld complex
- Бэббитт – сульфидное Cu-Ni месторождение в комплексе Дулут – Babbitt deposit
- Бэйфилд – группа осадочных пород (поздний Кивинован) в районе озера Верхнее – Bayfield group
- Ваймен Крик – сульфидное Cu-Ni месторождение в комплексе Дулут – Wyman Creek deposit
- Ведза – субкамера Южной камеры Великой Дайки Зимбабве – Wedza Subchamber
- Вермилион – рудник в районе Садбери – Vermilion mine
- Ветлэгс – сульфидное Cu-Ni месторождение в комплексе Дулут – Wetlegs deposit
- Виктор Хед – диабазы, интрузии в составе комплекса Дулут – Victor Head diabase
- Виктор – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – Victor shoot
- Виржиния – раннепротерозойская формация сульфидсодержащих углистых пелитов к северо-западу от озера Верхнее в штате Миннесота (США) – Virginia formation
- Вистл – рудник в районе Садбери – Whistle mine
- Войсис Бэй – позднепротерозойская интрузия, входящая в состав комплекса Нэйн, и связанное с ней месторождение никеля (Лабрадор, Канада) – Voisey's Bay intrusion and Ni deposit
- Войсис Бэй, граниты, сиениты и монзониты – наиболее молодые образования позднепротерозойского plutonического комплекса Нэйн в районе месторождения Войсис Бэй (Лабрадор, Канада) – Voisey's Bay granites, syenites and monzonites
- Врангелия – аккреционный комплекс на северо-западе Северной Америки (Аляска, территория Юкон, север Британской Колумбии) – Wrangelia accreted terrane
- Врос – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – Wroth shoot
- Ганфлинт – раннепротерозойская формация железистых кварцитов в районе озера Верхнее на территории Канады – Gunflint formation
- Гертруд – рудник в районе Садбери – Gertrude mine
- Гибб – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – Gibb shoot
- Гордон – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – Gordon shoot
- Гранд Марейс – выступ фундамента в западной части рифта Озера Верхнее – Grand Marais ridge
- Грасвалли – ферма и одноименный хромитовый рудник в южной части Северного Бушвелда – Grasvalley farm and mine
- Гринвуд Лэйк – интрузия в составе комплекса Дулут – Greenwood Lake intrusion
- Грэйт Лэйк Никел – сульфидное Ni-Cu-ЭПГ месторождение в интрузии Кристал Лэйк в районе озера Верхнее на территории Канады, относящееся к оруденению Кивинован, – Great Lakes Nickel deposit

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Дам Файв – габброноритовая интрузия в составе комплекса Дулут – Dam Five gabbro-norite
- Дандоналд – разведочный участок в архейском зеленокаменном поясе Абитибии в провинции Онтарио (Канада) – Dundonald prospect
- Данка Пит – сульфидное Cu-Ni месторождение в комплексе Дулут – Dunka Pit deposit
- Данка Роад – сульфидное Cu-Ni месторождение в комплексе Дулут – Dunka Road deposit
- Дарвендэл – субкамера Северной камеры Великой Дайки Зимбабве – Darwendale Subchamber
- Даркин – группа рудных тел (рудное поле) в районе Камбалда (Западная Австралия) – Durkin shoots
- Двайка – формация, верхнепалеозойские тиллиты, которые начинают разрез терригенной осадочной толщи, выполняющей бассейн Кару, (Южная Африка) – Dwyka Formation
- Девон Консулс – формация коматитовых базальтов, перекрывающая формацию Камбалда в рудном районе Камбалда, – Devon Consuls formation
- Дейна Норс – зона оруденения в интрузии Ривер Вэлли на юге провинции Онтарио (Канада) – Dana North zone
- Делта – проявление обогащенных ЭПГ сульфидных руд в южной части тектонического пояса Кейп Смит (Квебек, Канада) – Delta occurrence
- Джайантс Рэндж – архейский гранитный батолит в районе озера Верхнее – Giants Range granite batholith
- Джеллатли – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – Gellatly shoot
- Джинчуан – сульфидное месторождение никеля в Китае – Jinchuan nickel deposit
- Джуан – группа рудных тел (рудное поле) в районе Камбалда (Западная Австралия) – Juan shoots
- Джэкобсвилл – позднепротерозойские песчаники в районе озера Верхнее, находящиеся в ассоциации с магматическими образованиями Кивинован, – Jacobsville sandstone
- Джэн – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – Jan shoot
- Дональдсон – сульфидное месторождение в рудном районе Рэглэн (Квебек, Канада) – Donaldson deposit
- Дракенсберг – формация толентовых базальтов в провинции Кару (Южная Африка) – Drakensberg Formation
- Драри – интрузия, принадлежащая платиноносному комплексу Ист Булл Лэйк, на юге провинции Онтарио (Канада) – Druy intrusion
- Дрентс – ферма и участок геологоразведочных работ в районе Северного Бушвельда – Drenthe farm
- Дрикоп – платиноносная дунитовая трубка в Восточном Бушвельде – Driekop dunite pipe
- Дулут (или Дулутский комплекс) – интрузивный комплекс троктолит-анортозитового состава с Ni-Cu-ЭПГ минерализацией в районе озера Верхнее на территории США, ассоциирующийся с магматизмом Кивинован, – Duluth Complex
- Дюмонт – архейский коматитовый силл с вкрапленным Ni сульфидным оруденением в Квебеке (Канада) – Dumont Sill
- Елгарн – архейский тектонический блок в Западной Австралии – Yilgarn Archean block
- Замбалес – офиолиты (Филиппины) – Zambales ophiolite
- Звартфонтейн – ферма и участок геологоразведочных работ в районе Северного Бушвельда – Zwartfontein farm
- Зебедила – разлом, по которому проходит южная граница Северного Бушвельда, – Zebediela fault
- Ил Роэл – разлом в пределах рифта Озера Верхнее – Isle Royal fault
- Илевн Майл (Илевн Майл Уэлл) – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматитами на севере пояса Уилуна-Норсемэн, (Западная Австралия) – Eleven-Mile Well deposit
- Или-Пеникка – блок интрузии Пеникат (Финляндия) – Yli-Penikka block
- Импала – рудник в Юго-Западном Бушвельде – Impala mine

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Ингели – интрузия, входящая в состав комплекса Инсизва, (Южная Африка) – Ingeli intrusion
- Инсизва – интрузивный комплекс и одноименная интрузия в платобазальтовой провинции Кару – Insizwa Complex
- Ипок – рудник, обрабатывающий сульфидные Ni руды, связанные с архейскими коматитами в Зимбабве, – Epoch Mine
- Ист Боулдер – рудник в западной части комплекса Стиллоутер – East Boulder Mine
- Ист-Булл Лэйк – раннепротерозойский комплекс мафит-ультрамафитовых интрузий на юге провинции Онтарио (Канада), несущий оруденение ЭПГ, и одноименная интрузия, принадлежащая этому комплексу, – East-Bull Lake intrusive suite, East Bull Lake intrusion
- Ист Лэйк – сульфидное месторождение в рудном районе Рэглэн (Квебек, Канада) – East Lake deposit
- Каджерина – дайка, предполагаемый питающий магматический проводник интрузии Манни-Манни в Западной Австралии – Cadgerina dyke
- Камбалда - Сейнт-Айве – прежнее название рудного района Камбалда (Западная Австралия) – Kambalda - St Ives mining camp
- Камбалда – архейская вулканическая формация, представленная коматитами, развитая в одноименном рудном районе, – Kambalda formation
- Камбалда – рудный район, связанный с коматитами Западной Австралии, – Kambalda Camp
- Кангерлугссуак – фьорд на восточном побережье Гренландии (вблизи которого находятся интрузии Скаергаард и Кап Эдвард Холм) и развитые там палеогеновые базальты – Kangerlugssuaq fjord
- Кангертиттивак – фьорд на восточном побережье Гренландии и развитые там палеогеновые базальты – Kangertittivaq fjord
- Кап Эдвард Холм – расслоенная интрузия палеогенового возраста в восточной Гренландии, несущая оруденение благородных металлов, – Kap Edvard Holm Intrusion
- Кари – рудник в Юго-Западном Бушвельде – Karee mine
- Карнелиа Хилл – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия)– Carnelia Hill shoot
- Кару – платобазальтовый вулканизм, проявившийся в Южной Африке в связи с расколом Гондваны на границе ранней и средней юры (и соответствующая платобазальтовая провинция), – Karoo volcanism and flood-basalt province
- Кару – седиментационный бассейн в Южной Африке, выполненный мощной (около 10 км) толщей терригенных осадочных пород позднпалеозойского – раннеюрского возраста, выше которых залегают вулканические образования Кару, – Karoo basin
- Каслин Ист – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматитами на севере пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Kathleen East deposit
- Катадин – интрузия и сульфидное Ni месторождение в штате Мэн (США) – Katahdin intrusion and deposit
- Катинник – сульфидное месторождение в рудном районе Рэглэн (Квебек, Канада) – Katinniq deposit
- Каукуа – блок интрузивного комплекса Койллисмаа (Финляндия) – Kaukua block
- Кейп Смит – тектонический пояс на полуострове Ангава в северном Квебеке (Канада) – Cape Smith belt
- Кеми – раннепротерозойская расслоенная интрузия северной Финляндии – Kemi intrusion
- Кеми-Коиллисмаа – раннепротерозойский сланцевый пояс в Финляндии – Kemi-Koillismaa schist belt
- Кен – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – Ken shoot
- Кеннедис Вэйл – группа пегматоидных "трубок", образованных ванадиеносными магнетитами, в пределах Бушвельдского комплекса – Kennedy's Vale pegmatoidal pipes
- Кески-Пеникка – блок интрузии Пеникат (Финляндия) – Keski-Penikka block
- Кивиннован – позднепротерозойский магматизм и оруденение в районе озера Верхнее (Северная Америка) – Keweenawan magmatism and mineralization

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Кивинован – разлом в пределах рифта Озера Верхнее – Keweenawan fault
- Кивинован, супергруппа – комплекс вулканических и осадочных образований (возраст ~1100 млн лет), выполняющих рифтовую систему Мидконтинент, – Keweenawan Supergroup
- Киглапайт – интрузия раннепротерозойского плутонического комплекса Нэйн в районе Войсис Бэй (Лабрадор, Канада) – Kiglapait intrusion
- Килвенярви – блок интрузии Наркауc (Финляндия) – Kilvenjarvi block
- Килка – блок интрузии Пеникат (Финляндия) – Kilkka block
- Киллалла Лэйк – щелочной комплекс, относящийся к магматизму Кивинован, развитый к северу от оз. Верхнее, – Killalla Lake alkaline complex
- Кингстон – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматинитами, на севере пояса Уилуна-Норсемэн в Западной Австралии – Kingston deposit
- Кирквуд – офсет магматического комплекса Садбери – Kirkwood offset
- Китс-Килкенни – линеамент в северной части зеленокаменного пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Keith-Kilkenney Lineament
- Кларабелл – рудник в районе Садбери – Clarabelle mine
- Кларенс – формация, венчающая терригенную осадочную толщу нижнекаменноугольно-нижнеюрского возраста, которая выполняет бассейн Кару в Южной Африке, – Clarens Formation
- Клиффс – месторождение ЭПГ в офиолитах Шетланд на Шетландских островах, расположенных к северу от Шотландии, – Cliffs PGE deposit
- Клиффс-Чартер Холл – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматинитами, на севере пояса Уилуна-Норсемэн в Западной Австралии – Cliffs-Charter Hall deposit
- Клокей Лэйк – расслоенная интрузия в составе комплекса Дулут – Cloquet Lake layered series
- Койллисмаа – комплекс раннепротерозойских расслоенных интрузий в северной Финляндии – Koillismaa complex
- Койтелайнен – раннепротерозойская расслоенная интрузия северной Финляндии – Koitelainen intrusion
- Колдвелл – интрузивный комплекс в районе оз. Верхнее (Канада), относящийся к раннему магматизму Кивинован, представленный толеитовыми и щелочными породами, – Coldwell Complex
- Колеман – рудник в районе Садбери – Coleman mine
- Коппер Клифф – офсет магматического комплекса Садбери и группа рудников, обрабатывающих развитые там Cu-Ni руды, – Copper Cliff offset, mines
- Коппермайн Ривер (Коппер Майн) – позднепротерозойские платобазальты, развитые в Северной Канаде, – Coppermine River (Copper Mine) flood basalts
- Коронейшен Хилл – месторождение ЭПГ в Австралии – Coronation Hill deposit
- Крейтон Майнс (Крейтон) – группа рудников в рудном районе Садбери – Creighton mines
- Криан Хилл – рудник в районе Садбери – Crean Hill mine
- Кристал Лэйк – интрузия габбро с Ni-Cu-ЭПГ минерализацией в районе озера Верхнее на территории Канады, ассоциирующая с магматизмом Кивинован, – Crystal Lake gabbro
- Крокодайл Ривер – рудник в Юго-Западном Бушвельде – Crocodile River mine
- Кросс Лэйк – сульфидное месторождение в рудном районе Рэглэн (Квебек, Канада) – Cross Lake deposit
- Крундал – рудник в Юго-Западном Бушвельде – Kroondal mine
- Крэйг – рудник в районе Садбери – Craig mine
- Куккола – раннепротерозойская расслоенная интрузия северной Финляндии – Kukkola intrusion
- Куохунки – блок интрузии Наркауc (Финляндия) – Kuohunki block
- Куусамо – раннепротерозойский сланцевый пояс северной Финляндии – Kuusamo belt

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Куусиярви – ветвь блока Куусиярви-Липеяваара, входящего в состав интрузивного комплекса Койллисмаа, (Финляндия) – Kuusjarvi limb
- Куусиярви-Липеяваара – блок интрузивного комплекса Койллисмаа (Финляндия) – Kuusjarvi-Lipeavaara block
- Лак дес Ил – месторождение ЭПГ в провинции Онтарио (Канада) – Lac des Iles PGE deposit
- Лакс Лэйк – габбро, интрузия в составе комплекса Дулут – Lax Lake gabbro
- Лангмуор № 1 и № 2 – рудники, обрабатывающие сульфидные Ni руды в архейском зеленокаменном поясе Абитиб в провинции Онтарио, Канада – Langmuir Mines #'s 1 and 2
- Ланнон – базальты, залегающие в основании архейской вулканической толщи в рудном районе Камбалда, – Lunnon Basalts
- Ланнон – рудное тело и рудник в районе Камбалда (Западная Австралия) – Lunnon shoot
- Лебова – граниты, завершившие формирование магматического комплекса Бушвелд, (другое название – граниты Бушвелд) – Lebowa granite
- Лебова – рудник в Восточном Бушвелде (прежде называвшийся Аток) – Lebowa mine
- Лебомбо – группа вулканических образований (базальты андезиты, дациты и риолиты) в провинции Кару (Южная Африка) – Lebombo Group
- Левак – группа рудных тел и прежнее название группы рудников Маккриди в рудном районе Садбери – Levack
- Левак – комплекс архейских гнейсов гранулитовой фации метаморфизма, развитый в районе Садбери, – Levack gneiss complex
- Лесото – тип магматических образований провинции Кару (низкотитанистые толелиты), включающий базальты формации Дракенсберг и долериты Кару, – Lesoto Type
- Лэфрой – разлом в районе купола Камбалда в Западной Австралии – Lefroy Fault
- Линдсли – рудник в районе Садбери – Lindsley mine
- Липеяваара – ветвь блока Куусиярви-Липеяваара, входящего в состав интрузивного комплекса Койллисмаа, (Финляндия) – Lipeavaara limb
- Литтл Стоби – рудник в районе Садбери – Little Stobie mine
- Лихалампи – блок интрузии Наркауз (Финляндия) – Lihalampi block
- Логан – sillы, ранние интрузивные образования супергруппы Кивинован – Logan sills
- Локал Бой – участок месторождения Бэббитт в Дулутском комплексе – “Local Boy” section of the Babbit deposit
- Лонг – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – Long shoot
- Лонгвак – рудник в районе Садбери – Longvack mine
- Лонгвудс – интрузивный комплекс на юге Новой Зеландии, с которым связаны россыпи золота, содержащие минералы платиновой группы, – Longwoods complex
- Маандагсхук – платиноносная дунитовая трубка в Восточном Бушвелде – Maandagshoek dunite pipe
- Мавурадона – камера Великой Дайки Зимбабве – Mavuradona Chamber
- Макавинек Лэйк, граниты – гранитные интрузии, входящие в состав позднепротерозойского плутонического комплекса Нэйи в районе месторождения Войсис Бэй, (Лабрадор, Канада) – Makhavinekh Lake Granite
- Маккензи – дайковое поле позднепротерозойского возраста на севере Канады – Mackenzie dyke swarm
- Макковик – архейская тектоническая провинция на территории полуострова Лабрадор (Канада) – Makkovik Province
- Макконнел – офсет магматического комплекса Садбери – Macconnel offset
- Маккриди – группа рудников в рудном районе Садбери (прежнее название Левак) – McCreedy mines
- Макленнан – офсет магматического комплекса Садбери – MacLennan offset

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Макман – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – McMahan shoot
- Манасан – формация метаосадочных пород в составе раннепротерозойской группы Оспваген в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) – Manasan Formation
- Манни-Манни – платиноносная интрузия архейского возраста в Западной Австралии – Munni-Munni intrusion
- Манро Тауншип – зона архейского зеленокаменного пояса Абитиби в провинции Онтарио (Канада) – Munro Township area
- Манчестер – офсет магматического комплекса Садбери – Manchester offset
- Марикана – рудник в Юго-Западном Бушвельде – Marikana mine
- Марри – разлом на юге провинции Онтарио (Канада) – Murray fault
- Марр – рудник в районе Садбери – Murrays mine
- Марси – анортозитовая интрузия в штате Нью-Йорк (США) – Marcy Anorthosite
- Маршалл Пул – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматинитами, на севере пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Marshall Pool deposit
- Маскокс – интрузия позднепротерозойского возраста на севере Канады – Muscox intrusion
- Матюри – сульфидное Cu-Ni месторождение в комплексе Дулут – Maturi deposit
- Маунт Китс – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматинитами, на севере пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Mount Keith (Mt. Keith) deposit
- Маунт Клиффорд – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматинитами, на севере пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Mt. Clifford deposit
- Маунт Молли – дайка, расположенная к северу от оз. Верхнее, относящаяся к магматизму Кивинован, находящаяся на восточном продолжении интрузии Кристал Лэйк, – Mt Mollie dyke
- Маунт-Гуди Дунайт – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматинитами, на севере пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Mt. Goode Dunite deposit
- Мекиллон – сульфидное месторождение в тектоническом поясе Кейп Смит (Квебек, Канада) – Mequillon deposit
- Меллен – интрузивный комплекс в составе супергруппы Кивинован – Mellen complex
- Меренски риф – платиноносный горизонт в комплексе Бушвельд (Южная Африка) – Merensky Reef
- Мессина – рудник в Восточном Бушвельде – Messina mine
- Мидконтинент – рифтовая система и соответствующий гравитационный максимум в районе озера Верхнее (Северная Америка) – Midcontinent rift system and gravity high
- Мимоза – рудник в Великой Дайке Зимбабве – Mimosa mine
- Министик – офсет магматического комплекса Садбери – Ministic offset
- Миннамакс – прежнее название сульфидного месторождения Бэббитт в составе комплекса Дулут – Minnamax deposit
- Миннеаполис – штольня рудника Стиллуотер в восточной части интрузивного комплекса Стиллуотер – Minneapolis adit
- Мистери (Мистери Лэйк) – сульфидное месторождение в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) – Mystery deposit
- Мичигэмми – раннепротерозойская формация сульфидсодержащих углистых пелитов к югу от озера Верхнее в штате Мичиган, аналог формации Виржиния – Michigammi formation
- Моак (Моак Лэйк) – сульфидное месторождение в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) – Moak deposit
- Моихук – платиноносная дунитовая трубка в Восточном Бушвельде – Mooihoek dunite pipe



**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Мокси – интрузия девонского возраста, несущая сульфидное оруденение, в штате Мэн (США) –  
Moxie intrusion in Maine
- Молсон – раннепротерозойские мафит-ультрамафитовые дайки, развитые в никеленосном поясе  
Томпсон, (Манитоба, Канада) – Molson dike swarm
- Молтено – формация в составе терригенной осадочной толщи нижнекаменноугольно-нижнеюрского  
возраста, выполняющей бассейн Кару, (Южная Африка) – Molteno Formation
- Монткалм – никелевое месторождение и одноименная интрузия анортозитового габбро  
(Онтарио, Канада) – Montcalm deposit, and intrusion
- Моордрифт – ферма в районе Северного Бушвельда – Moordrift farm
- Моуна Лоа – действующий вулкан на Гавайских островах – Mauna Loa volcano
- Муртолампи – блок интрузивного комплекса Койллисмаа (Финляндия) – Murtolampi block
- Муставаара – рудник, где добывался обогащенный ванадием магнетит, в интрузивном комплексе  
Койллисмаа (Финляндия) – Mustavaara mine
- Мушуау – позднепротерозойская троктолитовая интрузия в районе Войсис Бэй (Канада) –  
Mushuau intrusion
- Мэй – интрузия, принадлежащая платиноносному комплексу Ист Булл Лэйк, на юге провинции  
Онтарио (Канада) – May intrusion
- Мэнибридж – сульфидное месторождение в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) –  
Manibridge deposit
- Мэнииту – структурная зона в рифте Озера Верхнее – Manitou structural zone
- Мюсенгези – субкамера камеры Мавурадона Великой Дайки Зимбабве – Musengezi Subchamber
- Наркауc – раннепротерозойская расслоенная интрузия северной Финляндии – Narkaus intrusion
- Нарсуак – раннепротерозойская островная дуга и связанный с ней комплекс тоналитов  
у северной границы пояса Кейп Смит (Квебек, Канада) – Narsajuaq arc
- Нгези – рудник в Великой Дайке Зимбабве – Ngezi mine
- Николандия – Cu-Ni месторождение в центральной Бразилии – Niquelandia deposit
- Нипигон – озеро в Канаде (провинция Онтарио) к северу от оз. Верхнее – Lake Nipigon
- Нопеминг – формация кварцитов и конгломератов (ранний Кивинован) в районе оз. Верхнее –  
Nopeming Formation
- Нортхэм – рудник в Северо-Западном Бушвельде – Northam mine
- Нуттуралампи – блок интрузии Наркауc (Финляндия) – Nutturalampi block
- Нью Рэмблер – рудник в Вайоминге (США) – New Rambler mine
- Нэйн – plutonic complex позднепротерозойского возраста, включающий рудоносную интрузию  
Войсис Бэй, (Лабрадор, Канада) – Nain plutonic suite
- Нэйн – тектоническая провинция архейского возраста на востоке Канады – Archean Nain Province
- Нэйтанс – расслоенная серия интрузивных образований в составе супергруппы Кивинован –  
Nathan's layered series
- Нярянкаваара – раннепротерозойский расслоенный интрузивный комплекс северной Финляндии –  
Narangaavaara complex
- Оверисел – ферма и участок геологоразведочных работ в районе Северного Бушвельда – Overysel farm
- Онапинг – рудник в районе Садбери – Onaping mine
- Онапинг – формация, толща брекчий, перекрывающая гранофиры магматического комплекса Садбери, –  
Onaping Formation
- Онватин – формация, толща терригенных пород, перекрывающая формацию Онапинг в бассейне  
Садбери, – Onawatin Formation

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Онвервакт – платиноносная дунитовая трубка в Восточном Бушвелде – Onverwacht dunite pipe
- Оронто – группа осадочных пород (поздний Кивинован) в районе оз. Верхнее – Oronto group
- Ослер Лэйк – интрузия в составе комплекса Дулут – Osler Lake intrusion
- Ослер – вулканические образования в составе супергруппы Кивинован – Osler volcanics
- Оспваген – группа раннепротерозойских метаосадочных и метавулканических пород, развитая в никеленосном поясе Томпсон, (Манитоба, Канада) – Ospwagan Group
- Оспваген – формация метавулканических пород, верхняя часть раннепротерозойской группы Оспваген, в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) – Ospwagan Formation
- Оффер – надвиг в районе купола Камбалда (Западная Австралия) – Offer Thrust
- Паасиваара – платиноносный риф в интрузии Пеникат (Финляндия) – Paasivaara reef
- Пайп и Пайп-2 – сульфидные месторождения в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) – Pipe and Pipe II deposits
- Пайп – формация метаосадочных пород в составе раннепротерозойской группы Оспваген в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) – Pipe Formation
- Парана – платобазальтовая провинция в Южной Америке – Parana province
- Паринга – базальтовая формация, венчающая разрез архейской вулканической толщи в рудном районе Камбалда, – Paringa basalt formation
- Паркин – офсет магматического комплекса Садбери – Parkin offset
- Партридж Ривер – интрузия троктолитов в составе комплекса Дулут – Partridge River intrusion
- Паудэ Милл – вулканические образования в составе супергруппы Кивинован – Powder Mill volcanics
- Пахия – расслоенная серия, входящая в состав интрузивного комплекса Лонгвудс на Южном острове Новой Зеландии, – Pahia Layered Series
- Пейнт Лэйк – домен архейских гранулитов в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) – Paint Lake granulite domain
- Пеникат – интрузия раннепротерозойского возраста в Финляндии, несущая минерализацию ЭПГ, – Penikat intrusion
- Пенokeан – орогения, датируемая 1.85 млрд лет назад, которая произошла при закрытии океана Пенokeан, – Penokean orogeny
- Пенokeан – палеокеан, возникший в начале гуронского времени в результате рифтинга, произошедшего 2.4 млрд лет назад в пределах современного Канадского щита, – Penokean ocean
- Перепохья – раннепротерозойский сланцевый пояс северной Финляндии – Peraepohja belt
- Персевиранс (прежнее название Эгну) – сульфидное Cu-Ni месторождение, связанное с коматититами Западной Австралии, – Perseverance deposit
- Персевиранс – разлом в районе одноименного месторождения в Западной Австралии – Perseverance fault
- Пиквитони – гранулитовый пояс в пределах архейского кратона Сьюперитор, находящийся к юго-востоку от никеленосного пояса Томпсон, (Манитоба, Канада) – Pikwitonei granulite belt
- Пикет Пин – рудопроявление в комплексе Стиллуотер, образованное вкрапленными сульфидами, умеренно обогащенными ЭПГ, – Picket Pin occurrence
- Пиланесберг – щелочной штук в пределах магматического комплекса Бушвелд – Pilanesberg alkalic stock
- Пириваара – блок интрузивного комплекса Койллисмаа (Финляндия) – Pirivaara block
- Платинова – "риффы", расслоенный горизонт, несущий оруденение благородных металлов в интрузии Скаергаард, – Platinova "Reefs"
- Платриф – месторождение ЭПГ в комплексе Бушвелд (Южная Африка) – Platreef
- Пованнитак – группа раннепротерозойских метаосадочных и метавулканических пород в поясе Кейп Смит (Квебек, Канада) – Povungnituk Group

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Покуайн Лэйк – интрузия в составе комплекса Дулут – Poquayan Lake intrusion
- Порттиваара – блок интрузивного комплекса Койллисмаа (Финляндия) – Porttivaara block
- Портимо – комплекс раннепротерозойских расслоенных интрузий в северной Финляндии – Portimo complex
- Портгэдж Лэйк – позднепротерозойские вулканические образования в районе озера Верхнее, относящиеся к магматизму Кивинован. – Portage Lake volcanics
- Потгитерсрус – город в районе Северного Бушвельда и расположенный к северу от него карьер, обрабатывающий Платриф, – Potgietersrus town and open pit
- Прэри Лэйк – щелочной комплекс, относящийся к магматизму Кивинован, развитый к северу от оз. Верхнее, – Prairie Lake alkaline complex
- Псевдориф – циклическое тело в разрезе Критической зоны комплекса Бушвельд – Pseudoreef cyclic unit
- Пэнтс Лэйк – позднепротерозойские интрузии оливнивого габбро, расположенные к югу от месторождения Войсис Бэй, – Pants Lake intrusions
- Пэрент – группа раннепротерозойских метавулканических пород в поясе Кейп Смит (Квебек, Канада), которые интерпретируются как образования островной дуги, – Parent Group
- Пюхитюс – блок интрузивного комплекса Койллисмаа (Финляндия) – Puhitys block
- Растенбург – рудник в Юго-Западном Бушвельде – Rustenburg mine
- Расхуп – гранофиры, образованные в результате плавления пород кровли Бушвельдского комплекса, – Rashoop granophire
- Ривер Вэлли – интрузия, принадлежащая платиноносному комплексу Ист Булл Лэйк, на юге провинции Онтарио (Канада) – River Valley intrusion
- Рид Брук – зона интрузии Войсис Бэй – Reid Brook Zone
- Ринкон дел Тигре – месторождение ЭПГ в Боливии – Rincon del Tigre deposit
- Ритикангас – ЭПГ-содержащий риф интрузии Суханко-Контярви (Финляндия) – Rytikangas reef
- Роби – зона интрузии Лак дес Ил (Онтарио, Канада), с которой связано месторождение ЭПГ, – Robie Zone
- Родиум риф – рудник в Восточном Бушвельде – Rhodium Reef mine
- Ромео-1 – проявление обогащенных ЭПГ сульфидных руд в южной части тектонического пояса Кейп Смит (Квебек, Канада) – Romeo I occurrence
- Рона – интрузия в Норвегии, несущая Cu-Ni оруденение, – Rona intrusion
- Роув (сланцы Роув) – раннепротерозойская формация сульфидсодержащих углистых пелитов (сланцев) в районе озера Верхнее на территории Канады, аналог формации Виржиния, – Rove formation (Rove slate)
- Руинберг – фельзиты, одна из ранних фаз магматического комплекса Бушвельд – Rooiberg felsite
- Рэглэн – рудный район на востоке тектонического пояса Кейп Смит (Квебек, Канада) – Raglan Camp
- Садбери – магматический комплекс и одноименный рудный район (Онтарио, Канада) – Sudbury Igneous Complex, and Camp
- Сандслоот – ферма и участок геологоразведочных работ в районе Северного Бушвельда – Sandsloot farm
- Саус Кавишиви – интрузия троктолитов в составе комплекса Дулут – South Kawishivi intrusion
- Саус Преари – разлом в пределах комплекса Стиллуотер – South Prairie fault
- Саус Филсон Крик – сульфидное Cu-Ni месторождение в комплексе Дулут – South Filson Creek deposit
- Себакве – субкамера Северной камеры Великой Дайки Зимбабве – Sebakwe Subchamber
- Селокве – субкамера Южной камеры Великой Дайки Зимбабве – Selukwe Subchamber
- Септ Ил – расслоенная интрузия, несущая P-Ti оруденение, в провинции Квебек (Канада) – Sept Iles layered intrusion
- Серпентайн – сульфидное Cu-Ni месторождение в комплексе Дулут – Serpentine deposit

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Сеттинг – формация метаосадочных пород в составе раннепротерозойской группы Оспваген в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) – Setting Formation
- Сибли – группа осадочных пород позднепротерозойского возраста, подстилающая супергруппу Кивинован, в районе оз. Верхнее – Sibley group (sediments)
- Сиика-Кама – блок интрузии Наркауз (Финляндия) – Siika-Kama block
- Сикс Майл (Сикс Майл Уэлл) – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматиитами, на севере пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Six-Mile deposit
- Силвер Бэй – интрузии в составе комплекса Дулут – Silver Bay intrusions
- Силвер Лэйк – субформация, нижняя часть формации Камбалда – Silver Lake member
- Скаергаард – расслоенная интрузия палеогенового возраста в восточной Гренландии, несущая оруденение благородных металлов, – Skaergaard intrusion
- Скошиа – сульфидное Cu-Ni месторождение, связанное с коматиитами Западной Австралии, – Scotia deposit
- Солор Черч – осадочные породы (поздний Кивинован) в районе оз. Верхнее – Solor Church
- Сомпуярви – блок интрузии Пеникат (Финляндия) – Sompujarvi block
- Сомпуярви – платиноносный риф в интрузии Пеникат (Финляндия) – Sompujarvi reef
- Сонжу Лэйк – интрузия в составе комплекса Дулут – Sonju Lake intrusion
- Спартан – группа раннепротерозойских метаосадочных кластических пород в поясе Кейп Смит (Квебек, Канада), которые интерпретируются как образования преддужного бассейна, – Spartan Group
- Сплит Лэйк – тектонический блок, находящийся к западу от никеленосного пояса Томпсон, (Манитоба, Канада) – Split Lake Block
- Спрус Род – сульфидное Cu-Ni месторождение в комплексе Дулут – Spruce Road deposit
- Стиллуотер – расслоенный платиноносный интрузивный комплекс в США – Stillwater Complex
- Стилпорт – хромититовый слой, аналог слоя LG-6, в Восточном Бушвельде – Steelpoort seam
- Стоби – рудник в районе Садбери – Stobie mine
- Страткона – месторождение в рудном районе Садбери – Strathcona deposit
- Суханко-Конттиярви – раннепротерозойская расслоенная интрузия северной Финляндии – Suhanko-Konttjarvi intrusion
- Сьете – блок интрузивного комплекса Койллисмаа (Финляндия) – Syote block
- Сьюпериор – тектоническая провинция архейского возраста в пределах Канадского щита – Superior Province
- Табанкулу – интрузия, входящая в состав комплекса Инсизва, (Южная Африка) – Tabankulu intrusion
- Тасуиэк (гнейсы Тасуиэк) – парагнейсы, развитые в раннепротерозойской провинции Черчилл в районе месторождения Войсис Бэй, (Канада) – Tasiuyak gneiss
- Твеефонтейн – ферма и участок геологоразведочных работ в районе Северного Бушвельда – Tweefontein farm
- Техмонт – рудник, обрабатывающий сульфидные Ni руды в архейском зеленокаменном поясе Абитиб, (Онтарио, Канада) – Texmont Mine
- Тил – разлом в пределах рифта Озера Верхнее – Thiel fault
- Томпсон – раннепротерозойский никеленосный пояс и одноименное сульфидное месторождение (Манитоба, Канада) – Thompson Nickel Belt and deposit
- Томпсон – формация метаосадочных пород в составе раннепротерозойской группы Оспваген в никеленосном поясе Томпсон (Манитоба, Канада) – Thompson Formation
- Тонти – интрузия, входящая в состав комплекса Инсизва, (Южная Африка) – Tontti intrusion
- Торнио – раннепротерозойская расслоенная интрузия северной Финляндии – Tornio intrusion

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Трайпод Хилл – субформация, верхняя часть формации Камбалда – Tripod Hill member
- Трансвааль – супергруппа, раннепротерозойские (2.55-2.3 млрд лет) осадочные породы Южной Африки, прорываемые Бушвельдским комплексом, – Transvaal supergroup
- Триллэбелл – рудник в рудном районе Садбери – Trillabelle mine
- Трипл, "группа" – подразделение расслоенной интрузии Скаергаард, где находятся "риффы" Платинова, несущие оруденение благородных металлов, – Triple Group
- Троджен – рудник, обрабатывающий сульфидные Ni руды, связанные с архейскими коматиитами в Зимбабве, – Trojen Mine
- Уабигун – субпровинция тектонической провинции Сьюпериор в Северной Америке – Wabigoon Subprovince
- Уайтс – выступ фундамента в западной части рифта Озера Верхнее – White's ridge
- Уайтуотер – группа, объединяющая формации Онапинг, Онватин и Челмсфорд, в бассейне Садбери – Whitewater Group
- Уаннавэй – район архейского зеленокаменного пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Wannaway area
- Уест Форк – штольня рудника Стиллиуотер в центральной части интрузивного комплекса Стиллиуотер – West Fork adit
- Уестерн Марджин – интрузия в составе комплекса Дулут – Western Margin intrusion
- Уестплатс – рудник в Юго-Западном Бушвельде – Westplats mine
- Уибо – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматиитами, на севере пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Weebo deposit
- Уиджимулса – тектонический купол и группа сульфидных Ni месторождений в архейском зеленокаменном поясе Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Widgiemooltha dome
- Уиллоу Ридж – "риф", горизонт, несущий оруденение благородных металлов, в северной части интрузии Кап Эдвард Холм в восточной Гренландии – Willow Ridge "reef"
- Уилуна-Норсемэн – архейский зеленокаменный пояс в Западной Австралии – Wiluna-Norseman greenstone belt
- Уиндарра – группа сульфидных Ni месторождений в архейском зеленокаменном поясе Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Windarra deposits
- Уиннаарсхук – рудник в Восточном Бушвельде – Winnaarshook mine
- Уиснер – интрузия, принадлежащая платиноносному комплексу Ист Булл Лэйк, на юге провинции Онтарио (Канада) – Wisner intrusion
- Уникумпу – конгломерат, залегающий в основании раннепротерозойских образований сланцевого пояса Куусамо, (Финляндия) – Unikumpu conglomerate
- Уонапитей – озеро к востоку от структуры Садбери и одноименное импактное событие, произошедшее 32 млн лет назад, – Wanapitei Lake, Wanapitae impact
- Уорthingтон – офсет магматического комплекса Садбери – Worthington offset
- Уотерберг – месторождение ЭПГ в Трансваале (Южная Африка) – Waterberg deposit
- Уотерберг – супергруппа протерозойских (1.8 млрд лет) терригенных отложений в Южной Африке, которые перекрывают породы Бушвельдского комплекса, – Waterberg supergroup
- Уотерфолл Годж – Ni-Cu месторождение в интрузии Инсизва (Южная Африка) – Waterfall Gorge deposit
- Уотерхен – оксидно-ультрамафитовая интрузия (OUI-type) с сульфидной минерализацией в комплексе Дулут – Waterhen (Water Hen) intrusion
- Уоттс – группа раннепротерозойских мафитовых и ультрамафитовых метавулканических и интрузивных пород в поясе Кейп Смит (Квебек, Канада), которые интерпретируются как офиолиты, – Watts Group

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Утанг-Джава – крупная океаническая платобазальтовая провинция – Outang-Java LIP  
(large igneous province)
- Уэдделл Лэйк – система разломов (серия параллельных взбросов) к востоку от структуры Садбери –  
Waddell Lake fault system
- Уэст Баундари – сульфидное месторождение в рудном районе Рэглэн (Квебек, Канада) –  
West Boundary deposit
- Феррар – платобазальтовая провинция в Антарктиде, Новой Зеландии и Австралии, одновозрастная  
Южноафриканской провинции Кару, образованная при расколе Гондваны на границе ранней  
и средней юры, – Ferrar Province
- Финлэнд – гранит, часть комплекса Дулут – Finland granite
- Фишер – группа рудных тел в районе Камбалда (Западная Австралия) – Fisher shoots
- Фой – офсет магматического комплекса Садбери – Foy offset
- Фокс Ривер – мафитовый силл (силлы), развитый в одноименном тектоническом поясе,  
(Манитоба, Канада) – Fox River sill (sills)
- Фокс Ривер – тектонический пояс, находящийся к востоку от никеленосного пояса Томпсон,  
отделенный от него блоком Сплит Лэйк, (Манитоба, Канада) – Fox River Belt
- Фолконбридж – рудник в рудном районе Садбери – Falconbridge mine
- Фолконбридж – интрузия, принадлежащая платиноносному комплексу Ист Булл Лэйк, на юге  
провинции Онтарио (Канада) – Falconbridge intrusion
- Форрестения – район в юго-восточной части зеленокаменного пояса Уилуна-Норсемэн  
(Западная Австралия) – Forrestania area
- Фостер – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – Foster shoot
- Фрейзер – рудник в районе Садбери – Fraser mine
- Фрог Понд – штольня рудника Ист Боулдер в западной части интрузивного комплекса Стиллиуотер –  
Frog Pond adit
- Фруд – рудник в районе Садбери – Frood mine
- Фруд-Стоби – офсет магматического комплекса Садбери и связанное с ним Cu-Ni месторождение –  
Frood-Stobie offset deposit
- Ханимун Уэлл – месторождение вкрапленных сульфидных Ni руд, связанное с архейскими коматинитами,  
на севере пояса Уилуна-Норсемэн (Западная Австралия) – Honeymoon Well deposit
- Хант – рудное тело в районе Камбалда (Западная Австралия) – Hunt shoot
- Харди – рудник в районе Садбери – Hardy mine
- Харп Лэйк – позднепротерозойский анортозитовый комплекс, развитый к югу от месторождения  
Войсис Бэй, – Harp Lake anorthosite complex
- Харт – разведочный участок в архейском зеленокаменном поясе Абитиби в провинции Онтарио  
(Канада) – Hart prospect Ontario
- Хартли – зона субкамеры Дарвендэл северной камеры Великой Дайки Зимбабве – Hartley area
- Хесс – офсет магматического комплекса Садбери – Hess offset
- Хетташ – интрузия раннепротерозойского плутонического комплекса Нэйн в районе Войсис Бэй  
(Лабрадор, Канада) – Hettasch intrusion
- Хилдретс – формация, известково-силикатные сульфидсодержащие сланцы девонского-? возраста  
в горах Аппалачи (США), в районе интрузий Мокси и Катадин, – Hildreths formation
- Хоутелинг – троктолитовая интрузия в составе комплекса Дулут – Houghtaling troctolite
- Циркум-Сьюпериор – зона (тектонический пояс) на границе провинций Сьюпериор и Черчилл в Канаде,  
включающая никеленосный пояс Томпсон, пояс Фокс Ривер и пояс Кейп Смит, – Circum-Superior Belt

**Список иностранных названий геологических и географических объектов,  
приводимых в русской транскрипции**

---

- Цохкоайви – раннепротерозойская расслоенная интрузия северной Финляндии – Tsohkkooavi intrusion
- Челмсфорд – формация, толща терригенных пород, перекрывающая формацию Онватин, в бассейне Садбери – Chelmsford Formation
- Черчилл – тектоническая провинция раннепротерозойского возраста в Канаде – Churchill Province
- Чипмэн – серия карбонатитовых даек и фенитов к северу от оз. Верхнее, относящаяся к магматизму Кивинован, – Chipman complex
- Чукотат – группа раннепротерозойских метавулканических пород, включающих потоки рудоносных коматинитов, в поясе Кейп Смит (Квебек, Канада) – Chukotat Group
- Шангани – рудник, отрабатывающий сульфидные Ni руды, связанные с архейскими коматинитами, в Зимбабве – Shangani Mine
- Шетланд (Анст) – офиолиты, развитые на Шетландских островах, расположенных к северу от Шотландии, – Shetland (Unst) ophiolite
- Шродер – базальты, вулканические образования (поздний Кивинован) в районе оз. Верхнее – Schroeder basalts
- Эгню Лэйк – интрузия, принадлежащая платиноносному комплексу Ист Булл Лэйк, на юге провинции Онтарио (Канада) – Agnew Lake intrusion
- Эгню – прежнее название месторождения Персевиранс в Западной Австралии – Agnew deposit
- Экка – формация в составе терригенной осадочной толщи нижнекаменноугольно-нижнеюрского возраста, выполняющей бассейн Кару, (Южная Африка) – Ecca Formation
- Эко Лэйк – интрузивный комплекс в составе супергруппы Кивинован – Echo Lake complex
- Экспо Ангава – сульфидное месторождение в тектоническом поясе Кейп Смит (Квебек, Канада) – Expo Ungava deposit
- Эллиот – формация в составе терригенной осадочной толщи нижнекаменноугольно-нижнеюрского возраста, выполняющей бассейн Кару, (Южная Африка) – Elliot Formation
- Эллиот-Садбери-Энглехарт – региональная гравитационная аномалия, в пределах которой находится комплекс Садбери, – Elliot-Sudbury-Englehart Bouguer Gravity Anomaly
- Юнион – рудник в Северо-Западном Бушвельде – Union mine
- Ягдлуст – ферма на востоке Бушвельдского интрузивного комплекса, где расположен рудник Лебова, – Jagdlust farm
- Якабинди – ферма в Западной Австралии – Yakabindie farm

**А. Дж. Налдретт**

**МАГМАТИЧЕСКИЕ СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ И ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫХ РУД**

---

Подписано в печать 30. 09.2003. Формат 60×84 1/8.  
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.печ.л. 56,73.  
Уч.-изд.л. 56,12. Тираж 500 экз. Заказ 99.  
Издательство СПбГУ, 199034, С.-Петербург,  
Университетская наб., 7/9.

---

Типография Издательства СПбГУ.  
199061, С.-Петербург, Средний пр., 41.