



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ. ЧАСТЬ 2

СПИРИДОНОВ
ЭРНСТ МАКСОВИЧ

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТКУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ
ГИРЕНКО ЕЛЕНУ ЮРЬЕВНУ



Содержание

Лекция 1. Обзор магматических процессов	8
1.1. Вступительная часть.....	8
1.2. Обзор магматических процессов	9
Лекция 2. Вулканические и плутонические образования	18
2.1. Вулканические образования. Вулканиды	18
2.2. Интрузивные образования. Плутониты	40
2.3. Магма, как процесс	49
Лекция 3. Генетические особенности плагиоклаза	51
3.1. Магматические плагиоклазы	51
3.2. Превращения магматических плагиоклазов.....	63
Лекция 4. Генетические особенности пироксенов и амфиболов	68
4.1. Устойчивость и фазовые диаграммы.....	68
4.2. Структуры пироксенов.....	69
4.3. Ромбические пироксены	72
4.4. Пижонит	78
4.5. Авгит и близкие клинопироксены	84
Лекция 5. Генетические особенности хромшпинелидов	96
5.1. Характеристика и особенности хромшпинелидов	96
5.2. Состав хромшпинелидов.....	102
Лекция 6. Минералогенез хромитоносных гипербазитов. Подиформные хромититы. Эпигенетические преобразования гипербазитов	111
6.1. Вулканизм современных аналогов и собственно складчатых областей (доорогенный).111	
6.2. Офиолитовая формация	111
Лекция 7. Минералогенез дифференцированных (расслоенных) гипербазит-базитовых интрузивов и стратиформных месторождений хрома	132
7.1. Магматические кумулятивные структуры	132
Лекция 8. Титаномагнетит. Ильменит. Минералогенез расслоенных перидотит – пироксенит – габбро - анортозитовых и автономных анортозитовых интрузивов и месторождений Fe-Ti-V и апатита	150
8.1. Титаномагнетит.....	150
8.2. Рудоносный Fe-Ti-V дифференцированный интрузив базитового состав складчатых областей.....	157
8.3. Рудоносные дифференцированные (расслоенные) интрузивы гипербазит-базитового состава (платформенные)	162

Лекция 9. Геохимия и минералогия платиновых металлов. Минералы платиновых металлов офиолитовых гипербазитов.....	164
9.1. Минералы платиновых металлов (PGE).....	164
9.2. Минералы платиновых металлов (PGM).....	169
Лекция 10. Минералогенез послеофиолитовых платиноносных зональных дунит – верлит – клинопироксенит - габбровых плутонов.....	176
10.1. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые плутоны.....	176
10.2. Минералы платиновых металлов PGM малосульфидных месторождений, сопряжённых с водонасыщенными магматитами.....	182
Лекция 11. Минералогенез дифференцированных (расслоенных) перидотит – ортопироксенит – норит – анортозитовых интрузивов. Месторождения Pt-Pd Бушвелда	191
11.1. Расслоенный бонинитовый интрузив Бушвелд.....	191
11.2. Пневматолитовые минералы платиновых металлов малосульфидных месторождений	212
11.3. Минералы платиновых металлов малосульфидных месторождений, сопряжённых с водонасыщенными магматитами.....	214
Лекция 12. Природный металлургический процесс.....	218
12.1. Пример 1 (Хунгтукунский интрузив)	219
12.2. Пример 2 (гора Озёрная). Пример 3 (Интрузив у реки Курейка)	225
12.3. Пример 4. Дайки и покровы платобазальтов. Остров Диско (Западная Гренландия)....	226
Лекция 13. Минералогенез магматических сульфидных месторождений. Часть 1	231
13.1. О реальности существования сульфидных расплавов	231
13.2. Магматогенные норильские сульфидные образования.....	240
13.3. Магматические сульфидные месторождения с совершенно иным, не магматическим источником серы.....	250
Лекция 14. Минералогенез магматических сульфидных месторождений. Часть 2	253
14.1. История кристаллизации сульфидных расплавов	253
14.2. Минералы – сульфиды Fe-Ni-Cu-Co (BSM)	258
14.3. Продукты субсолидусных твердофазных превращений	261
Лекция 15. Пневматолитовые минералы палладия, платины, золота и серебра..	269
15.1. Изотопный состав свинца. Сульфидные руды	269
15.2. Флюидные ореолы около магматогенных сульфидных тел.....	272
15.3. Пневматолитовые PGM и минералы Au-Ag.....	275

Лекция 16. Генетические особенности щелочных клинопироксенов, амфиболов, слюд, щелочных полевых шпатов, фельдшпатоидов	290
16.1. Щелочные клинопироксены	290
16.2. Минералогенез щелочных оливиновых базальтов и базальтоидов	301
Лекция 17. Минералогенез щелочных магматитов. Кимберлиты, лампроиты	310
17.1. Ряды магматических минералов по степени насыщенности SiO ₂	310
17.2. Минералогенез кимберлитов	311
17.3. Минералогенез лампроитов	326
Лекция 18. Дуниты, оливиниты, клинопироксениты, мелилититы платформенных интрузивов центрального типа	330
18.1. Дуниты и оливиниты	330
18.2. Минералы платиновых металлов и золота ультрабазитов платформенных интрузивов центрального типа	333
18.3. Клинопироксениты и рудные клинопироксениты	337
18.4. Мелилититы	339
Лекция 19. Ийолит – уртиты, уртиты, якутиты. Апатит-нефелиновые породы ...	342
19.1. Ийолит – уртиты	342
19.2. Апатит – нефелиновые породы	345
Лекция 20. Сиениты, нефелиновые и кальсилитовые сиениты и их пегматиты: плюмазитовые, миаскитовые, агпаитовые	352
20.1. Щелочные магматиты	352
20.2. Сиениты и сиенитовые пегматиты	352
20.3. Эпилейцитовые и эпилейцит – кальсилитовые сиениты	360
20.4. Нефелиновые сиениты и их пегматиты миаскитовые	361
20.5. Нефелиновые сиениты и их пегматиты агпаитовые	363
Лекция 21. Ийолит – уртиты, якутиты, нефелиновые и кальсилитовые сиениты и их пегматиты: ультраагпаитовые	366
21.1. Нефелиновые сиениты и их пегматиты ультраагпаитовые	366
Лекция 22. Позднемагматические и позднепегматитовые щелочные образования	380
22.1. Позднепегматитовые крайне щелочные образования	380
22.2. Послемагматические щелочные гидротермалиты	389
Лекция 23. Щелочные граниты и их пегматиты агпаитовые, ультраагпаитовые	391
23.1. Щелочные граниты и их пегматиты	391
23.2. Щелочные граниты и их пегматиты агпаитовые	391

23.3. Щелочные граниты, их пегматиты, их кварцолиты ультра агпаитовые.....	398
Лекция 24. Карбонатиты. Часть 1.....	401
24.1. Карбонатиты вулканические: натрокарбонатиты	403
24.2. Карбонатиты плутонические	405
Лекция 25. Карбонатиты. Часть 2.....	415
25.1. Карбонатиты кальцитовые поздние.....	415
25.2. Карбонатиты доломитовые	425
25.3. Карбонатиты анкеритовые и сидеритовые	426
25.4. Sr-Ba карбонатиты – бенстатитовые.....	427
Лекция 26. Минералогенез гранитных пегматитов.....	429
26.1. Гранитные пегматиты	429
26.2. Глубинные гранитные пегматиты.....	433
Лекция 27. Минералогенез гранитных пегматитов. Редкометалльные гранитные пегматиты. Часть 1	445
27.1. Общая информация.....	445
27.2. Редкометалльные гранитные пегматиты.....	449
Лекция 28. Минералогенез гранитных пегматитов. Редкометалльные гранитные пегматиты. Часть 2	466
28.1. Колумбит и танталит.....	466
28.2. Минералы группы пирохлор – микролит – бетафит	472
28.3. Минералы группы воджинита.....	474
28.4. Минералы бериллия	478
28.5. Минералы группы гельвин.....	480
Лекция 29. Минералогенез гранитных пегматитов. Редкометалльные гранитные пегматиты. Часть 3	481
29.1. Пегматитовые минералы лития и цезия	481
29. 2. Около пегматитовые ореолы и инверсионные образования	494
Лекция 30. Минералогенез гранитных пегматитов. Миароловые – кристаллоносные гранитные пегматиты. Пегматиты «чистой линии».....	497
30.1. Общая характеристика гранитных пегматитов	497
30.2. Кристаллоносные гранитные пегматиты.....	499
Лекция 31. Минералогенез гранитных пегматитов. Миароловые – кристаллоносные гранитные пегматиты. Инверсионные образования.....	518
31.1. О гранитных пегматитах скрещения	518
31.2. Позднепегматитовые образования.....	537

Лекция 32. Минералогенез гранитоидов.....	539
32.1. Силикатные магмы.....	539
32.2. Гранитоиды.....	539
32.3. Интрузивные образования	544

Лекция 1. Обзор магматических процессов

1.1. Вступительная часть

В настоящем курсе будут рассмотрены конкретные процессы минералогенеза.

На фотографии ниже (рис. 1.1) показан Неаполитанский залив, на краю которого расположен знаменитый вулкан – Везувий. Справа на фотографии показаны доломитовые скалы Сорренто. Из этих доломитов построены белоснежные дома в Сорренто.

Везувий с другой стороны (из Неаполя) показан на фотографии (рис. 1.2).



Рис. 1.1. Неаполитанский залив. Везувий в дымке. Белоснежные доломитовые скалы Сорренто. Фото ЭМС



Рис. 1.2. Классический вид на Везувий из Неаполя. Фото ЭМС

В настоящее время вулкан Везувий все еще жив (рис. 1.3).

На рисунке 1.4 показан невероятно красивый вулканический профиль на Камчатке.



Рис. 1.3. Жерло Везувия. Вулкан чуть дымится. Фото Е.В. Путинцевой



Рис. 1.4. Камчатка

Существует и мир магматических образований, застывших на большой глубине и вытесненных эрозией на поверхность. Яркий пример – это интрузив габбро-норит-долеритов горы Аю-Даг (рис. 1.5).

1.2. Обзор магматических процессов

Значительная часть магматического материала, который находится на поверхность Земли, имеет источник – верхнюю мантию. Верхне-мантийные расплавы возникают в том числе за счет наиболее распространенного типа пород верхней мантии Земли – шпинелевых лерцолитов (рис. 1.6 – 1.9).



Рис. 1.5. Интрузив габбро-норит-долеритов горы Аю-Даг. Фото Е.С. Семиколенных



Рис. 1.6. Жерловина щелочных базальтов. Семили, Чехия. Красными линиями отмечены шпинелевые лерцолиты

Шпинелевые лерцолиты – это ультраосновные породы, богатые магнезиальным оливином (светло-зеленый цвет), магнезиальным и орторомбическим пироксенами и шпинелью (показана темно-коричневым цветом).



Рис. 1.7. Шпинелевые лерцолиты. Месторождение Токурское. Хабаровский край

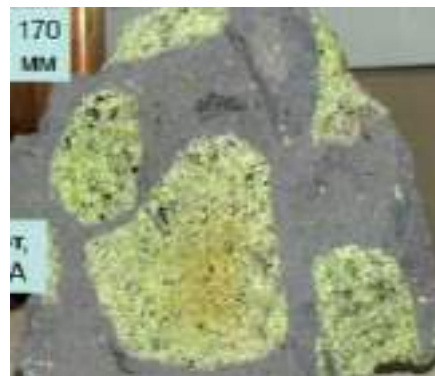


Рис. 1.8. Шпинелевые лерцолиты. Месторождение Перидот, Аризона, США

Обломки шпинелевых лерцолитов встречаются в Чехии, США, России и других странах.



Рис. 1.9. В пенолаве щелочных базальтов. Диатрема Шаварым-Царан, Монголия

Типы магм

Существуют следующие типы магм:

- Силикатные;
- Сульфидные Fe , $Fe-Ni-Co$, $Fe-Cu$, $Fe-Cu-Ni-Pb$;
- Оксидные Fe , $Fe-Ti-v$, $Fe-Cr-Al$;
- Карбонатные Ca , $Ca-Mg$, $Ca-Fe$, $Ca-Fe-Mn$, $Sr-Ba$, $Na-K-Ca$;
- Пегматитовые (силикатные) расплавы – растворы;
- Солевые. Смешанные.

Интенсивность теплового потока Земли

На рисунке 1.10 изображены области теплового потока Земли (области максимального проявления вулканизма). В основном, это области сосредоточены вдоль рифтов, срединно-океанических хребтов.

Области современного вулканизма (рис. 1.11) аналогично тяготеют к зонам срединно-океанических хребтов, но существует целый ряд точек, развитых вне рифтов, т.е. в областях плит (как континентальных, так и океанических).

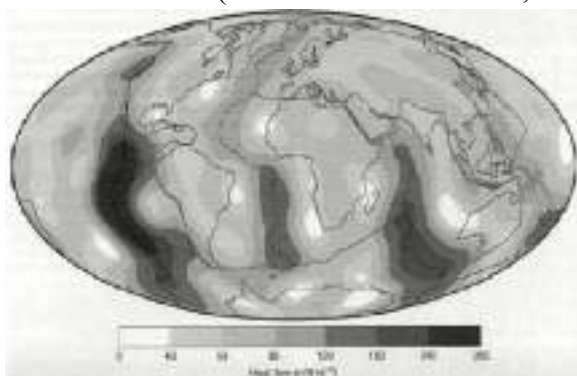


Рис. 1.10. Интенсивность теплового потока Земли



Рис. 1.11. Области современного вулканизма

Внутреннее строение Земли

На рисунке 1.12 показана типичная картина внутреннего строения Земли для проявления мантийного магматизма: есть верхне-мантийные и плюмовые образования, которые могут быть достаточно глубинными.



Рис. 1.12. Внутреннее строение Земли, конвективные потоки в мантии и мантийные плюмы

Более современное изображение обстановки проявления магматизма показано на рисунке 1.13. Рассмотрим полный разрез Земли: внутреннее ядро, внешнее жидкое ядро, нижняя силикатная мантия, верхняя мантия и литосфера. Темным цветом показаны материки. Мощнейшие проявления вулканизма наблюдаются в островных дугах.



Рис. 1.13. Обстановки проявления магматизма

Глубинные проявления вулканизма – горячие точки:

- Гавайская,
- Южно-Атлантическая.

Синие дуги, продвигающиеся вглубь планеты – области субдукции. Холодная океанская литосфера погружается в более горячую. Отдельные части (слэбы) иногда попадают на поверхность ядра.

Таким образом, обстановки проявления магматизма:

- Межплитная:

1. В срединно-океанских хребтах - относительно и абсолютно «мало глубинный» магматизм.

2. В активных континентальных окраинах - островных дугах, на границах континент – океан – разноглубинный, главным образом «средне глубинный».

- Внутриплитная: в зависимости от степени кратонизации (жесткости) структур относительно и абсолютно глубинный и сверх глубинный магматизм.

Области магмогенерации

Одна из знаменитых областей магмогенерации – это островные дуги. На рисунке 1.15 показано сочетание двух областей: срединно-океанское расхождение двух плит и области мощного пододвигания литосферы под континент. Таким образом, происходит сложный комплекс процессов.

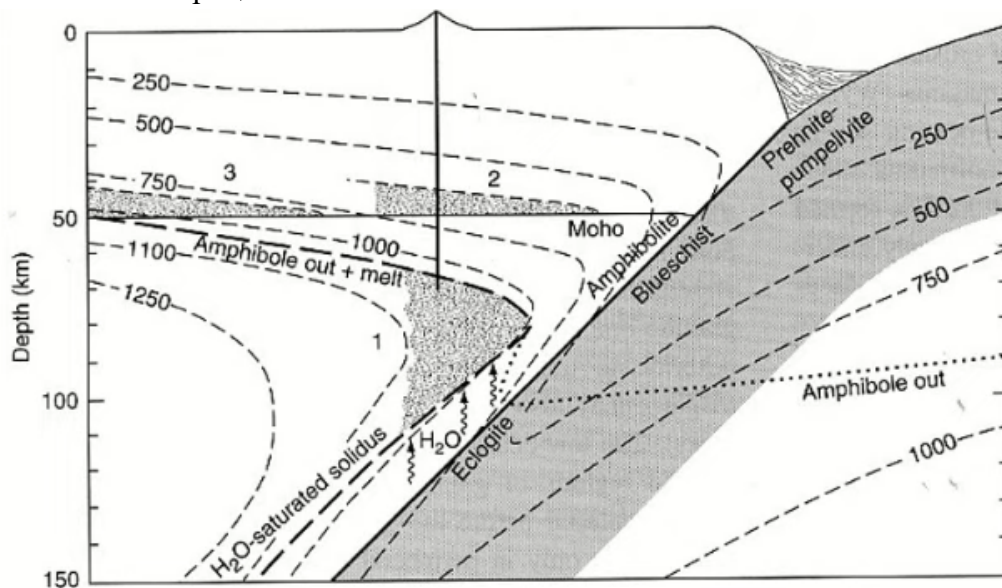


Рис. 1.14. Три возможных области Сюй (1978). Область 2 – гранитный расплав, вероятно, может образоваться при более высоких температурах. Область 3 – гранитный расплав, образовавшийся непосредственно в результате континентального

Таким образом, происходит сложный комплекс процессов:

- разогрев холодной плиты;

- обильная дегидратация серпентинитов;
- движение потока воды вверх и попадание ее в область горячей литосферы;
- образование водонасыщенных расплавов.

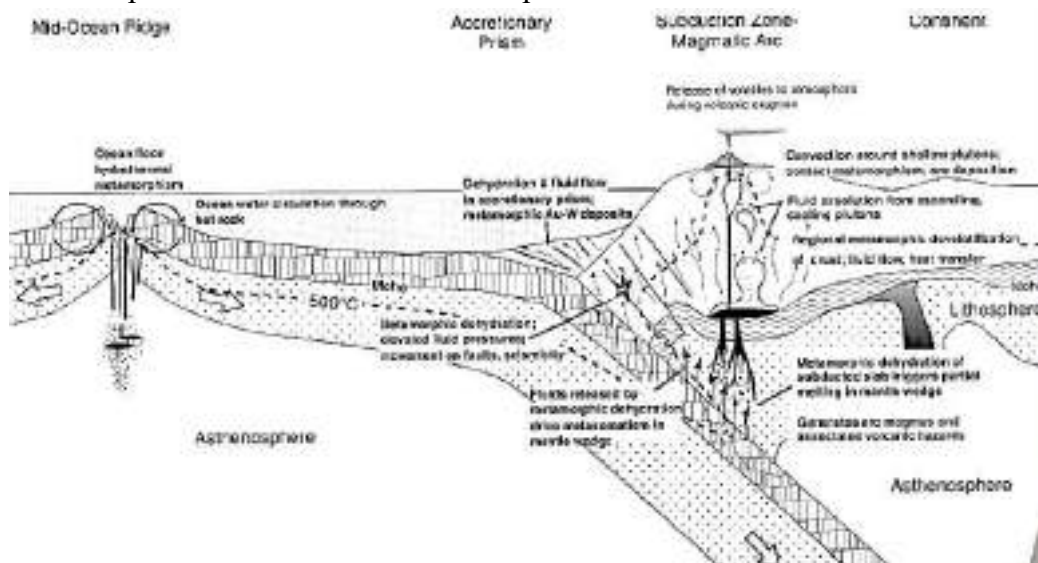


Рис. 1.15. Процесс магмогенерации

Реальные процессы более сложные. На рисунке 1.16 показан разрез Южной Америки в зоне Кордильер.

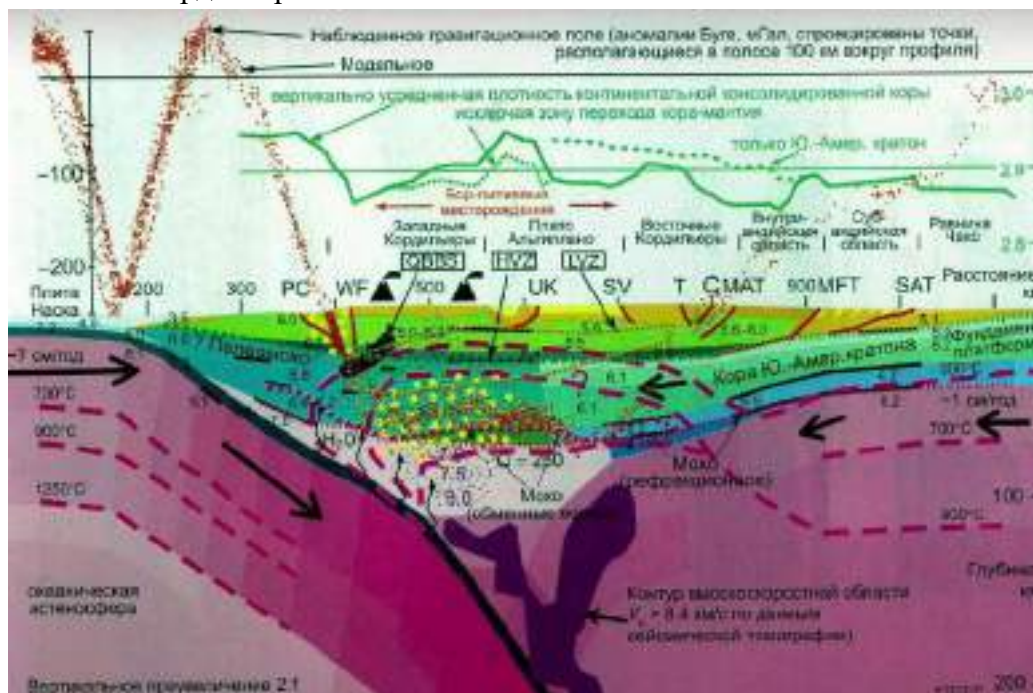


Рис. 1.16. Разрез Тихий океан - Бассейн Долин и Хребтов Северной Америки

Области магмогенерации в зоне столкновения континентальных плит показаны на рисунке 1.17. Гималайско-Тибетский ороген – это область столкновения Евроазиатской и Индийской континентальных плит.

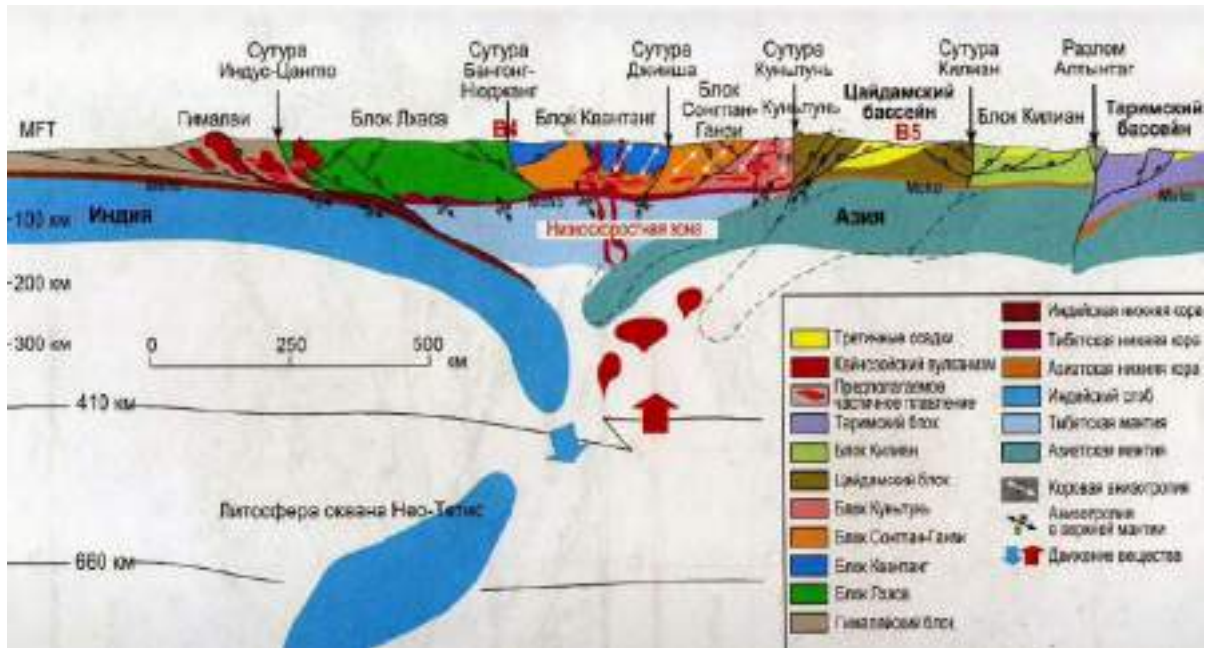


Рис. 1.17. Схематическая тектоно-геолого-геофизическая модель по профилю вкост Гималайско-Тибетского орогена, по [Yin, Harrison, 2000]

Параметры возникновения мантийных расплавов (магм) показаны на рисунке 1.18. График представляет собой суммированные данные экспериментальных исследований последних десятилетий. Самые высокотемпературные – сухие образования (около 1700 градусов). Вдоль этой линии давление выше – низко щелочные породы, далее при движении температура снижается. Вода расширяет поле устойчивости расплавов.

Амфиболы имеют высокую устойчивость, поскольку они являются водонасыщенными минералами и легко плавятся. Область их устойчивости немного превышает 1000 градусов. При этом давление составляет 30 кБар.

Флогопиты (флюидонасыщенные минералы) имеют высокую температуру плавления.

Вероятные области источников указаны для следующих пород: кварцевый толеит (*The*), оливинный толеит (*Ol-Th*), коматиит (*Ko*), андезит (*An*), щелочной оливинный базальт (*AOB*), нефелинит (*Ne*), карбонатит (*C*) и кимберлит (*Km*).

Параметры и равновесия в верхней мантии показаны на рисунке 1.19.

Рассмотрим равновесие графит – алмаз. При температуре порядка 500 градусов (25 кБар, 75 км) происходит плавление.

Плавление водонасыщенных систем: почти совпадают нефелиновые и сиенитовые граниты.

Данные получены из юго-восточной Австралии (Гриффин и др., 1984), Саудовской Аравии (McGuire and Bohannon, 1989) и южной Африки (Boyd and Gurney, 1986). Кондуктивные геотермы в литосфере основаны на поверхностных тепловых потоках в диапазоне от 90 до 45 мВт м². Фазовые границы получены из следующих источников:

солидус (Takahashi, 1986); плагиоклаз – шпинель – лерцолит (Kushiro and Yoder, 1966); шпинель – гранат – лерцолит (Danckwerth and Newton, 1978; O'Neill, 1981); форстерит (Fo) + диопсид (Di) + CO_2 к энстатиту (En) + доломиту (Dol) (Eggler, 1976); графит к алмазу (Kennedy and Kennedy, 1976); предел устойчивости амфибола и флогопита (Kushiro, 1970).

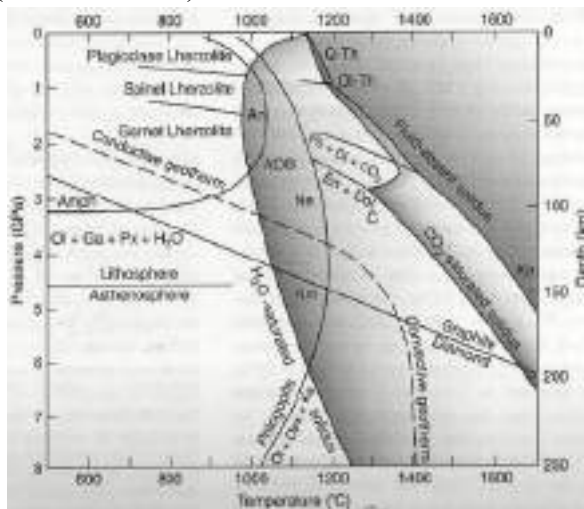


Рис. 1.18. Примерные фазовые соотношения для лерцолитовой мантии в условиях отсутствия флюидов, насыщения H_2O и насыщения CO_2 . С H_2O -насыщенным солидусом из Kushiro и др. (1968), и CO_2 -насыщенным солидусом из Eggler (1976) и Wyllie и Huang (1976).

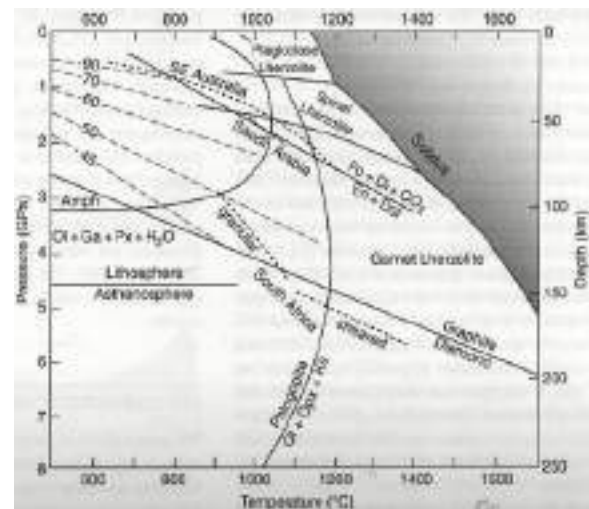


Рис. 1.19. Давление-температурные условия в верхней мантии на основе ксенолитов, поднятых в щелочных магмах (пунктирные линии)

История Земли и изотопия Sr, Nd

Рассмотрим изотопные методы.

На рисунках 1.20 – 1.22 показана знаменитая система стронций / неодим. При образовании Земли (4.5 млрд лет назад) изотопия стронция – соотношение $Sr/Nd < 0.700$. на границе архей / протерозой эта величина плавно повышается. Резкий излом на графике свидетельствует о том, что до 2.5 млрд лет на Земле больших масс калиевых гранитов не существовало, а с этого момента гранитоиды стали появляться в большом количестве. Рубидий – исходное вещество для радиогенного стронция. Рубидий концентрируется там же, где и концентрируется калий, который, в свою очередь, концентрируется в гранитоидах. Таким образом, 2.5 – 2.6 млрд лет назад на Земле стали возникать континенты, напоминающие современные, т.е. с мощной гранитной земной корой. Исходя из возрастающего графика изотопного состава стронция, рост продолжается непрерывно до сих пор – дифференциация Земли продолжается.

Существуют две зависимости: для нижней земной коры и для континентальной (гранитоидной) земной коры.

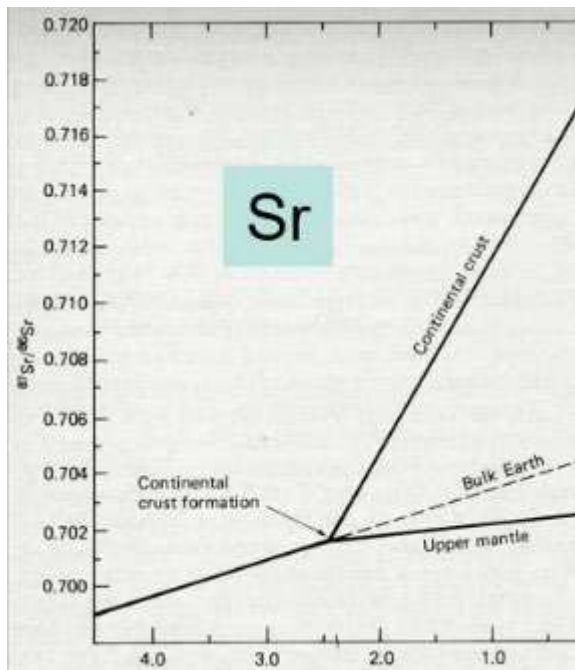


Рис. 1.20. Изотопный состав Sr/
Sr

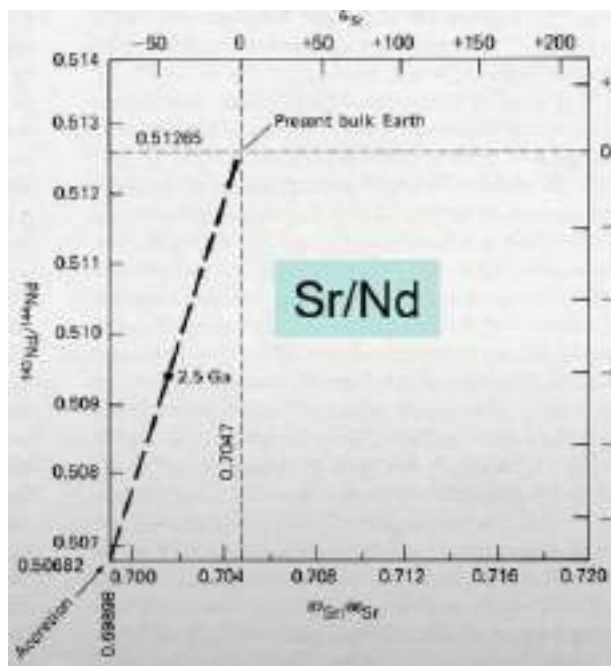


Рис. 1.21. Система Sr/Nd

На рисунке 1.22 показано изотопное соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Таким образом, имеем две координаты: изотопия стронция и неодима, что позволяет дискриминировать и уверенно рассуждать об источниках расплавов: верхняя кора, нижняя кора и отдельные особые мантийные источники.

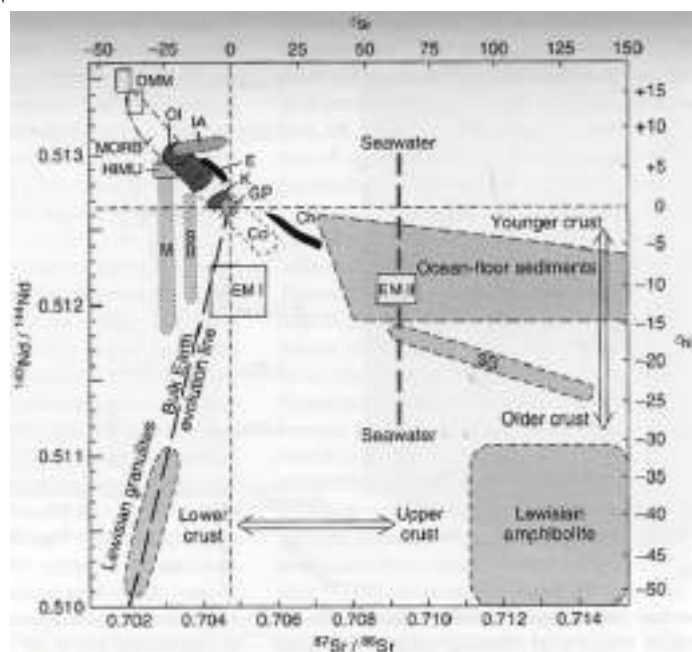


Рис. 1.22. Схема важных типов пород по содержанию $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Базальты срединно-океанических хребтов (MORB) и океанических островов (OI).

(O'Nions et al., 1977; Norry and Fitton, 1983); островодужные породы (IA) (DePaolo and Johnson, 1979); кимберлит (K), гранатовый перидотит мантйные конкреции (GP) и базальты континентальных потоков (Co) (Hawkesworth et al., 1983)

Рассмотрим изотопию свинца (рис. 1.23). По горизонтали показан урановый свинец (производная ^{235}U). По вертикали представлен ториевый свинец. Прямой линией показана общеземная эволюция, начиная от древности до базальтов MORB. Самый знаменитый источник HIMU обогащен и ураном, и торием, что говорит о наличии областей в мантии, зараженных радиоактивными веществами. В минимальной степени – источник DMM.

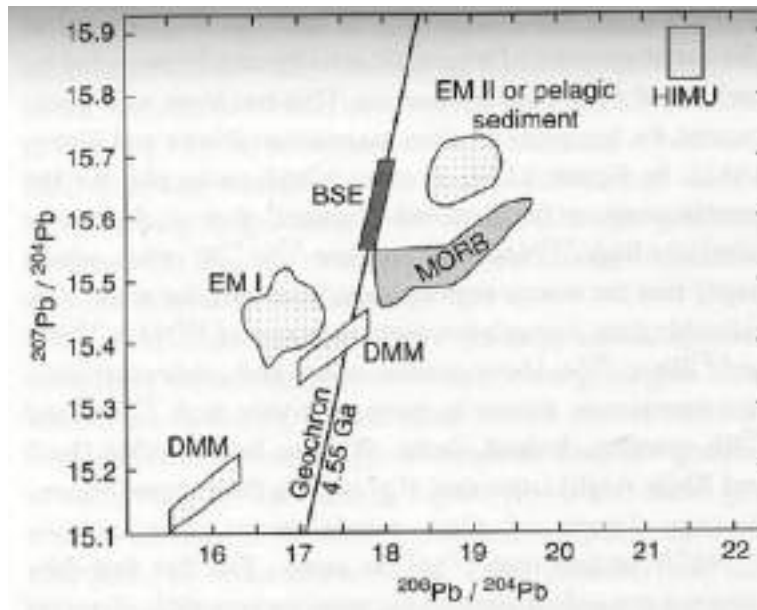


Рис. 1.23. Схема возможных компонентов мантйных источников для океанических магм в терминах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Два возможных источника мантйных источника MORB (DMM), высокий и (HIMU), обогащенная мантия I (EM I) и обогащенная мантия II (EM II) показаны на рисунке в виде областей со штрихами. Также показан типичный диапазон для MORBs. Состав объемной силикатной Земли (BSE) показан на геохроне для 4,55 Ga

Параметры магм

В параметры магм входит:

- Диапазон температур: Т от 1800° (1600°) до 500-480° С, обычно от 1200 до 700-650° С.
- Диапазон давления: Р от 45 – 30 (130) кб до 0, обычно 20-15-0 кб.

Количество флюидов от следов (~ 0.5 %) до 50-90 % объема магмы. Нередко флюиды, «отработав положенное», рассеиваются, но оставляют минеральные «следы». Газы при вулканических извержениях, газовые пузыри в лавах, пенолавы и пемзы, миаролы и пегматиты в интрузивных породах.

Лекция 2. Вулканические и плутонические образования

2.1. Вулканические образования. Вулканиды

Красота природы во всех её проявлениях – от обращённых к небу горных вершин до изящных панцирей диатомовых водорослей в капле озёрной воды – является, по словам М.В. Ломоносова, выражением цельности всего мира.

Рокошущий столб паров и газов, переполненных грузом вулканических шлаков, пепла и бомб, прошитый вспышками молний, возносится на многокилометровую высоту – картина вулканического извержения переполняет душу одновременно ужасом и восторгом. Осознание полной беспомощности перед огненной стихией заставляет человека почувствовать, что не он в этом Мире истинный владыка.

Камчатка – регион наибольшей вулканической активности на нашей планете. Какой же из вулканов Камчатки самый красивый и интересный? Первый претендент на эту роль – Ключевской, который на 1200 метров выше остальных.

Ключевской – величайший вулкан Евразии достиг почти 5 км высоты за счёт того, что в течение восьми тысяч лет (таков возраст вулкана) ежегодно поставляет на поверхность 60 млн. тонн магматических продуктов – половину вулканической продукции всей современной Курило-Камчатской вулканической дуги.

Обзор вулканических проявлений

В последнее время растёт интерес к проблемам вулканизма. Причины:

1. Вулканическая деятельность сильно влияет на безопасность людей, живущих близ вулканов, на безопасность полётов авиации.
2. Современный вулканизм – это деятельность сотен вулканов на суше и в прибрежных водах, гораздо шире проявлен на дне океанов и морей Земли.
3. Вулканизм сыграл решающую роль в формировании земной коры, гидросферы и атмосферы Земли. Каждый год вулканы извергают на поверхность 3-6 млрд, тонн расплавленного вещества с температурой $> 1000^{\circ}$ С в виде лавы и пирокластики – огненных обломков. За 4.5 миллиарда лет геологической истории Земли вулканы вынесли из её глубин вещество равное массе земной коры всех её континентов вместе взятых – около $18 \cdot 10^{18}$ т тонн.
- Около 3% изверженного материала составляют вулканические газы; в их составе много водяного пара, но входят и все остальные компоненты атмосферы и гидросферы нашей планеты.
4. Катастрофические извержения вулканов являются одной из причин изменения климата и развития оледенений.
5. Процессы вулканизма определили формирование месторождений многих полезных ископаемых – серы, меди, золота, серебра, цинка, свинца.
6. Благодаря вулканам можно изучать образцы горных пород, вынесенных из глубин Земли, которые не доступны никаким буровым скважинам.
7. Вулканические процессы сыграли большую роль в образовании внешних оболочек Луны, Марса, Ио (спутник Юпитера) и иных планет Солнечной системы.

Крупнейший вулкан Солнечной системы – Олимп с диаметром 700 км и высотой 24 км расположен на Марсе.

Геологические обстановки проявления вулканизма

Три основные геологические обстановки проявления вулканизма на Земле (рис. 2.1):

- на границах океанских плит – вдоль срединно-океанских рифтов ((маловязкие магмы основного – базальтового состава, сухие, с малым количеством растворённого водяного пара);
- на границах континентальных и океанских плит над зонами субдукции - вулканические островные дуги (магмы от основного до кремнезёмистого состава, часто среднего состава – андезитовые, от маловязких до вязких, с большим количеством растворённого водяного пара) (вулканы Тихоокеанского огненного кольца);
- внутриплитные – на континентах вдоль глубоко проникающих расколов – рифтовых зон, в океанах – над горячими точками, мантийными плюмами (магмы разнообразные, преимущественно базальтовые, с большим количеством растворённого диоксида углерода).

Современный вулканизм зрелых островных дуг

Рост калийности андезито-базальтов в зависимости от глубины залегания сейсмофокальной зоны – зоны Заварицкого – Беньоффа Вадати показан на рисунке 2.2. Зона Беньоффа – сейсмофокальная зона – в этой зоне концентрируются землетрясения.

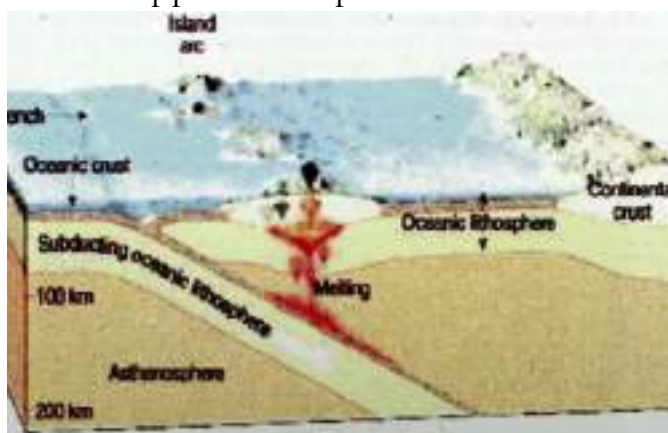


Рис. 2.1. Геологические обстановки проявления вулканизма

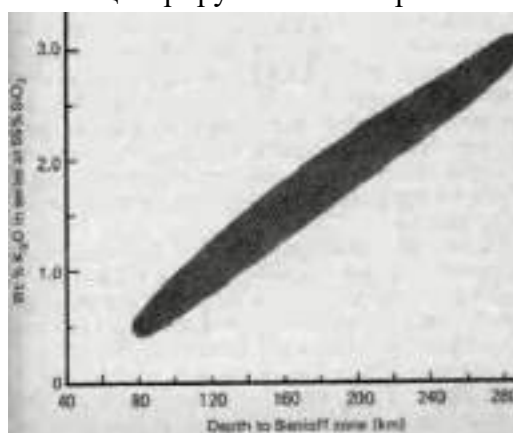


Рис. 2.2. Рост калийности андезито-базальтов в зависимости от глубины залегания сейсмофокальной зоны – зоны Заварицкого – Беньоффа Вадати

Вулканические рекорды

Самый активный действующий вулкан – Килауэа на Гавайских островах в Тихом Океане, из которого каждую секунду изливается 5 кубометров базальтов.

Самый большой действующий вулкан – Мауна-Лоа на Гавайских островах в Тихом Океане. Его высота над уровнем моря 4200 м. От дна океана, на котором вулкан вырос, до его вершины 9 км.

Размеры вулкана по латерали 90x50 км, объём 40 тысяч кубических километров.

Самый высокий действующий вулкан – Невадо-Охос-дель-Саладо на границе Аргентины и Чили в южноамериканских Андах высотой 6887 м.

Самый сильный вулканический взрыв в современной истории прогремел 27 августа 1883 г. при извержении вулкана Кракатау в Зондском проливе между островами Ява и Суматра в Индонезии. Вулкан выбросил 18 кубических км лавы и пепла.

Вулканический пепел выбрасывался на высоту до 55 км и выпадал до 5500 км от вулкана. Грохот от взрыва был слышен на расстоянии до 4800 км. Взрывная воздушная волна облетела семь раз вокруг земного шара. На месте острова Кракатау возник гигантский кратер диаметром 6 км, уходящий вглубь моря на 275 м. При заполнении взрывного кратера морской водой возникла волна цунами высотой от 25 до 40 м, помчавшаяся от острова со скоростью 1100 км/час, почти со скоростью звука. Огромная волна цунами разрушила соседние острова, смыла 300 деревень, погибли 36 тысяч человек.

Сила взрыва вулкана Кракатау была в 25 раз сильнее взрыва самой мощной в истории водородной бомбы Советского Союза. И всё же, сила взрыва Кракатау была в три раза слабее взрыва вулкана Санторин в Эгейском море в 95 км севернее острова Крит. В 1400 году до новой эры этот вулкан выбросил 65 кубических км лавы и пепла и погубил знаменитую минойскую цивилизацию.

Самая большая кальдера (вулканическая депрессия) – Тоба на острове Суматра в Индонезии площадью 1775 квадратных км. Вероятно, это результат самого грандиозного взрывного вулканического извержения из известных на сегодня на Земле. Оно произошло 73 тысячи лет тому назад и привело к эффекту многолетней «вулканической» зимы, когда температура на значительной части земного шара заметно понизилась. В результате погибла значительная (по другим оценкам – большая) часть тогдашнего человечества. Многие учёные полагают, что именно после этого грандиозного вулканического извержения Земля «свалилась» в ледниковый период, который длился около 60 тысяч лет.

Параметры магм – условия и скорости подъёма

Магматиты, формирующиеся в условиях растяжения, при низком давлении – это *вулканиты*.

Скорости подъёма магм от первых см/день и менее (у вязких и бедных флюидами кремнекислых – дацитов и риолитов вулканических куполов) до десятков м/с (у флюидонасыщенных пенолав типа щелочных базальтов, кимберлитов, лампроитов, высоко толеитов, и даже кремнекислых пеналов – игнимбритов). Потоки последних на поверхности Земли иногда движутся со скоростью курьерского поезда. В целом, скорости накопления вулканических толщ большие и очень большие.

Примером горизонтального залегания покрова подушечных сосисочных лав базальтов служат шаровые лавы карадагской серии в Горном Крыму (рис. 2.3, 2.4).



Рис. 2.3. Шаровые лавы карадагской серии J_2 Горного Крыма



Рис. 2.4. Шаровые лавы карадагской серии J_2 Горного Крыма

Шаровые лавы карадагской серии J_2 Горного Крыма вертикального залегания представлены трахиандезитовыми базальтами (муджиеритами) (рис. 2.5).



Рис. 2.5. Шаровые лавы карадагской серии J_2 Горного Крыма. У скалы Иван Разбойник

Формы вулканических тел

Рассмотрим типичные формы вулканических тел (рис. 2.6). Сверху изображены платобазальты: имеют подводящие каналы, поэтому пространство излияния – большое. Ниже изображены щитовые вулканы: происходит накопление более вязкого лавового материала. В нижней части изображен композитный вулкан (стратовулкан), где чередуются лавы и туфы. Кальдеры заполняются пеплоподобным материалом.

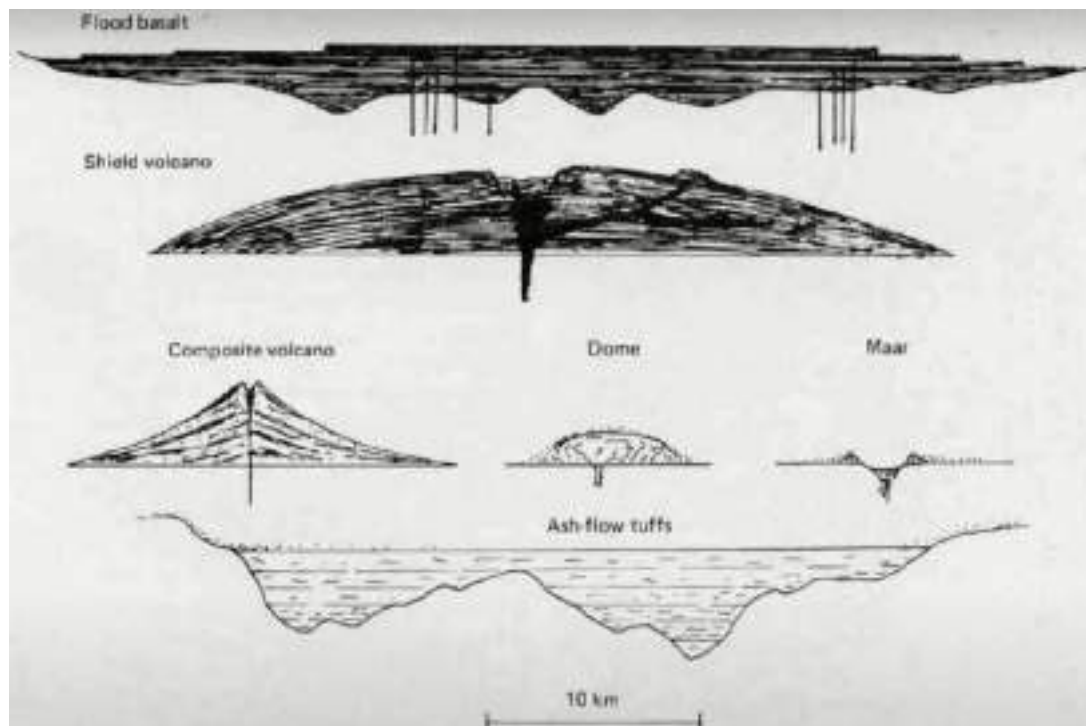


Рис. 2.6. Формы основных вулканических структур и их примерные размеры. Базальтовые породы окрашены в темный цвет, а риолитовые - в светлый.

На фотографиях (рис. 2.7, 2.8) изображены платобазальты (*floodbasalts*) (река Колумбия, Орегон, США и Ирландия).



Рис. 2.7. Платобазальты, Орегон, США
Рис. 2.8. «Мостовая гигантов» – поперечник базальтовых столбов 0.5-1 м. Ирландия

Толщи платобазальтов мощностью до 4 км, покрывшая половину огромной Восточно-Сибирской платформы, накопилась менее, чем за 1 млн. лет показаны на рисунках 2.9, 2.10. Возраст потока составляет 2.05 млрд лет.



Рис. 2.9. Трапповая формация Восточно-Сибирской платформы. Множество покровов толеитовых базальтов



Рис. 2.10. Трапповая формация Восточно-Сибирской платформы. Множество покровов толеитовых базальтов

Трапповая формация Индийской платформы

Трапповая формация Индийской платформы имеет следующие характеристики:

- Скорость извержения невероятная – до $8000 \text{ м}^3/\text{с}$
- Оценки снижения температуры расплава – около 0.10 С на 1 км продвижения мощного покрова платобазальтов Декана.
- Возможная длина некоторых потоков до $800\text{-}1000 \text{ км}$.

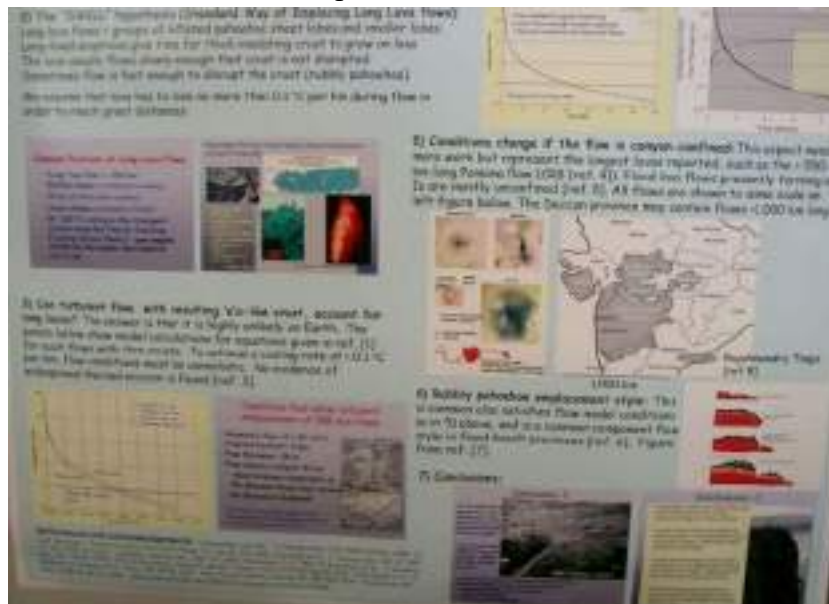


Рис. 2.11. Трапповая формация Индийской платформы (характеристики)

Трапповая формация Бразильской платформы (басс. р. Параны)

При излиянии магмы во влажную среду или в подводных условиях покровы базальтов содержат в краевых зонах массу пустот - газовых пузырей миндалин, иногда огромного размера (рис. 2.12, 2.13). Потоки, вулканические покровы имеют мощность до 400 м.



Рис. 2.12. Трапповая формация Бразильской платформы. Газовые пузыри



Рис. 2.13. Трапповая формация Бразильской платформы. Газовые пузыри

Рассмотрим распределение газовых пузырей (пустот) (рис. 2.14). Снимки были сделаны Спиридоновым Э.М. 2 года назад.



Рис. 2.14. Современные щелочные - лейцитовые базальты - тефриты. Везувий, Италия. Фото ЭМС



Рис. 2.15. Современные щелочные - лейцитовые базальты - тефриты. Везувий, Италия. Фото ЭМС

На фотографиях (рис. 2.16, 2.17) показаны современные островодужные базальты с пустотами. Интересно, что материал, накопленный в газовых пузырях, может выдавливаться в виде струй.



Рис. 2.16. Современные известково-щелочные базальты. Мутновский, Камчатка. Фото ЭМС



Рис. 2.17. Третичные базальты с внедрениями (выжимками) пузыристых. Сирия. Древнеассирийская скульптура. Археологический музей, Стамбул. Фото Э.М. Спиридонова

Газовые пузыри в более древних образованиях показаны на рисунках 2.18, 2.19.



Рис. 2.18. Норильск. Карьер Угольный Ручей. Базальты трапповой формации $P_2 - T_1$ с внедрениями (выжимками) пузыристых базальтов. Фото Э.М. Спиридонова



Рис. 2.19. Талнах. Карьер Скалистый

Рассмотрим макрообразцы (рис. 2.20), собранные с глубины океана почти 4.5 км. В этом месте присутствует огромное давление. Количество газовых пузырей в таких образцах невелико, но при это никогда не является нулевым.

Современные толеитовые базальты дна океана в районе острова Буве (сочленение Атлантического, Индийского и Антарктического океанов) представлены в коллекции В.М. Ладыгина, Фотографии сделаны В.Н. Соколовой.

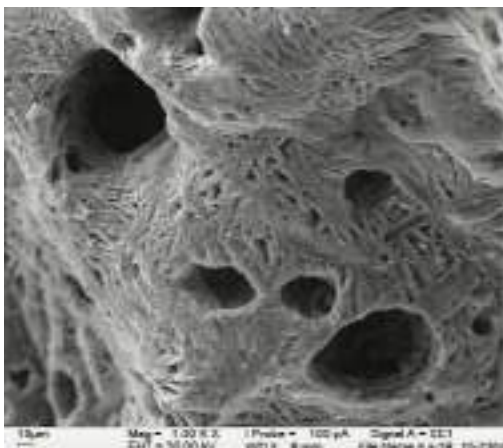


Рис. 2.20. Современные толеитовые базальты дна океана в районе острова Буве



Рис. 2.21. Современные толеитовые базальты дна океана в районе острова Буве 40x30 мм

Вулканиды подобны ситу и имеют множество дырок между кристаллами (рис. 2.23).

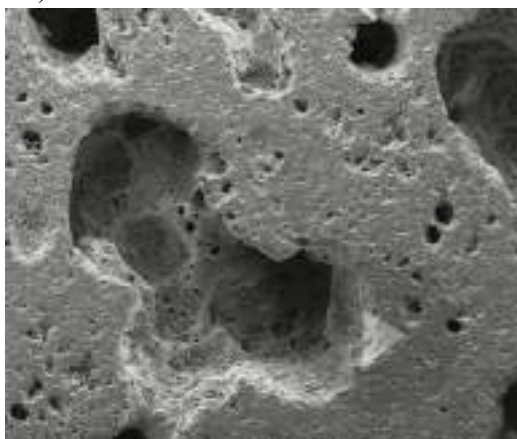


Рис. 2.22. Современные толеитовые базальты дна океана в районе острова Буве

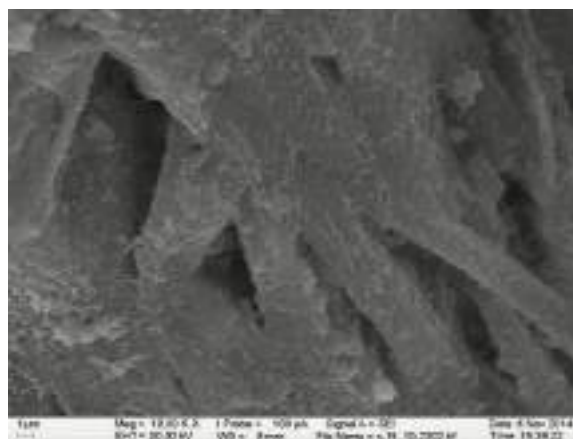
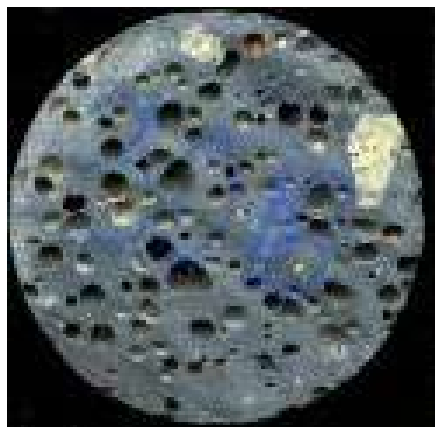
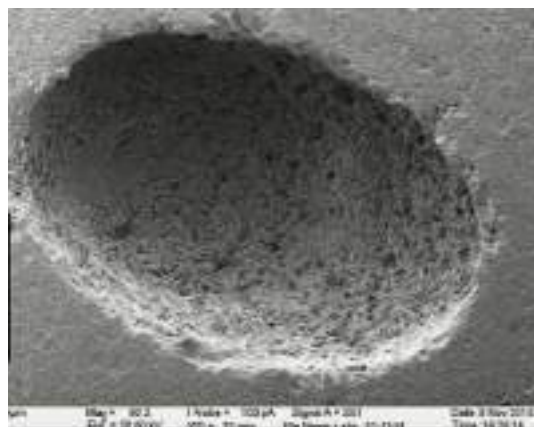


Рис. 2.23. Современные толеитовые базальты дна океана в районе острова Буве. Размер линейки: 1 микрон

Рассмотрим более древние, третичные (плейстоценовые) щелочные базальты острова Шпицберген (Северный Ледовитый океан), находящиеся в коллекции Ю.С. Геншафта (рис. 2.24 – 2.25). Фотографии были сделаны В.Н. Соколовой. Газовых пузырей в этих образованиях гораздо больше, чем в образцах с острова Буве. Все они не минерализованы.



*Рис. 2.24. Третичные
(плейстоценовые) щелочные
базальты острова Шпицберген. 36
мм*

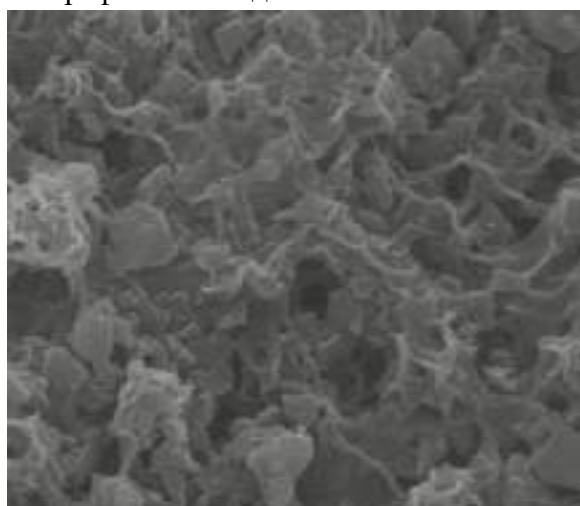


*Рис. 2.25. Третичные (плейстоценовые)
щелочные базальты острова Шпицберген*

На фотографиях (рис. 2.26, 2.27) показаны среднетретичные андезито-базальты Армении из коллекции В.М. Ладыгиной. Фотографии были сделаны В.Н. Соколовой.



*Рис. 2.26. Третичные андезито-
базальты Армении. 55 мм*



*Рис. 2.27. Третичные андезито-базальты
Армении*

Рассмотрим щитовые базальтовые вулканы океанских островов. Обратим внимание, что подводные каналы гигантских вулканов могут составлять в поперечном сечении несколько метров (рис. 2.28, 2.29).

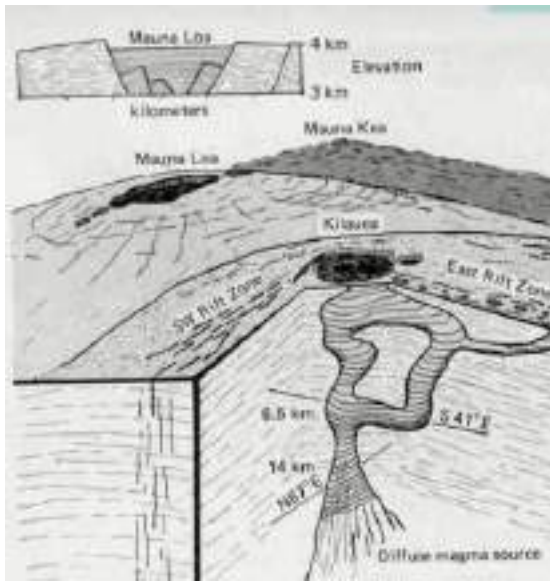


Рис. 2.28. Подводящие каналы щитового вулкана

Рис. 2.29. Поверхность затвердевания очень жидкой лавы

Поверхности жидких лав показаны на рисунках 2.30, 2.31.



Рис. 2.30. Гавайи. Вулкан Мауна-Кеа

Рис. 2.31. Гавайи. Вулкан Мауна-Кеа

Лавовые озёра время от времени появляются в щитовых щёлочно-базальтовых вулканах океанских островов (рис. 2.32). Например, озеро лавы щелочных базальтов в стратовулкане Ньирагонго (рис. 2.33) в Восточно-Африканской рифтовой зоне.

Вулкан Ньирагонго расположен в 20 км к северу от озера Киву. С 1882 года было зарегистрировано 34 извержения, которые нередко длились непрерывно в течение нескольких лет. Высота вулкана 3 470 метров над уровнем моря. Лавовое озеро на глубине 400 метров. Ширина кратера около 2000 м. Лава Ньирагонго необычайно жидкая и текучая, она содержит очень мало кремнезёма, скорость потоков лавы на склонах вулкана достигает 100 км/ч. Озеро лавы в кратере вулкана Ньирагонго - самое большое в мире. Согласно оценкам экспертов, объём озера 8 млн. кубических метров лавы. В 1977

и 2002 годах лавовое озеро выходило из берегов, в результате чего раскалённая лава уничтожила часть города Гома на территории Демократической Республики Конго.



Рис. 2.32. Гигантский газовый пузырь на поверхности лавового озера в жерле базальтового вулкана Килауэа, Гавайи



Рис. 2.33. Озеро лавы щелочных базальтов в стратовулкане Ньирагонго в Восточно-Африканской рифтовой зоне

Еще фотографии озера лавы щелочных базальтов в стратовулкане Ньирагонго в Восточно-Африканской рифтовой зоне показаны на рисунках 2.34, 2.35.



Рис. 2.34. Озеро лавы щелочных базальтов в стратовулкане Ньирагонго в Восточно-Африканской рифтовой зоне



Рис. 2.35. Озеро лавы щелочных базальтов в стратовулкане Ньирагонго в Восточно-Африканской рифтовой зоне

Рассмотрим стратовулканы Камчатки (рис. 2.36). Стратовулканы устроены следующим образом: чередование лавовых потоков и туфов. Туфы преобладают как обломочный пирокластический материал. На рисунке 2.37 показан знаменитый островодужный вулкан – Толбачик.



Рис. 2.36. Вулкан Ильинский. Камчатка



Рис. 2.37. Толбачик. Камчатка

При островодужном вулканизме характерна туча пепла, из которой высыпается материал (рис. 2.38). При этом формируются канатные и глыбовые лавы (рис. 2.39).



Рис. 2.38. Остров Парамушир. Вулкан Эбеко. Фото Е. Котенко



Рис. 2.39. Лавовый поток с глыбами сверху. Толбачик. Камчатка

На рисунке 2.40 показан Крымский вулкан. Слева видны канатные подвижные лавы базальтов.

На рисунке 2.41 показан стратовулкан Ключевской (Камчатка) – композитный вулкан, главным образом островных дуг. Облака – сернистый газ и водяной пар. На Камчатке низкие температуры, поэтому вулкан присыпан снегом, который может в минуту растаять, если вулкан станет активным.



*Рис. 2.40. Вулкан Карымский.
Камчатка*



Рис. 2.41. Стратовулкан

Еще один снимок крупнейшего в Евразии базальтового вулкана Ключевской показан на рисунке 2.42. Из вершинного кратера извергаются и изливаются богатые плагиоклазом базальты, из побочных кратеров у подножия – оливиновые базальты.

Ключевской стратовулкан – композитный, сложен туфами и лавами высокоглинозёмистых базальтов (рис. 2.43-2.45).

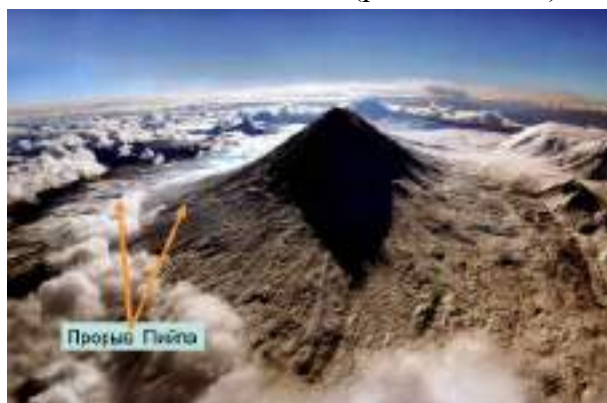


Рис. 2.42. Вулкан Ключевской



Рис. 2.43. Вулкан Ключевской



Рис. 2.44. Вулкан Ключевской. Извержение, 1987 г.



Рис. 2.45. Вулкан Ключевской. Извержение, 1987 г.

Рассмотрим модель, построенную по геофизическим данным: магматическая питающая система КГВ: современное строение, перемещение и накопление магмы. Разрез вдоль осевой линии КГВ (рис. 2.46). Промежуточные очаги соединяются сложным образом.

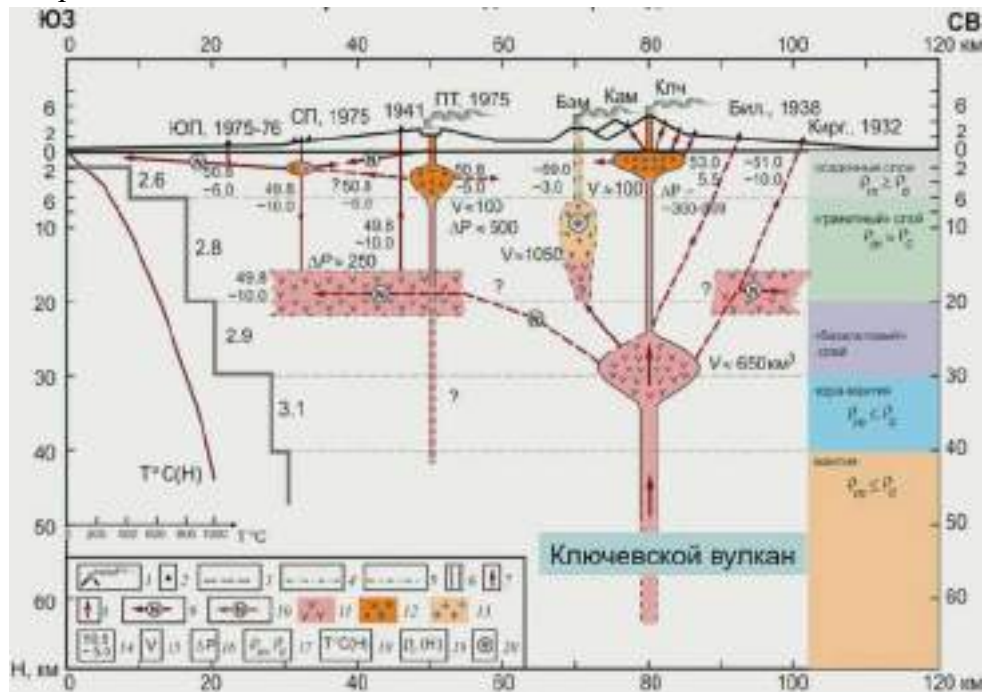


Рис. 2.46. Магматическая питающая система КГВ

Длина базальтового потока 11 км, мощность до 50 м, в среднем 20 м. Кровлю, подошву и боковые части потока образуют лавовые брекчии (рис. 2.47 – 2.50).



Рис. 2.47. Ключевской вулкан, Камчатка. Поток оливиновых базальтов прорыв Пийна 1966 г.



Рис. 2.48. Ключевской вулкан, Камчатка. Поток оливиновых базальтов прорыв Пийна 1966 г.

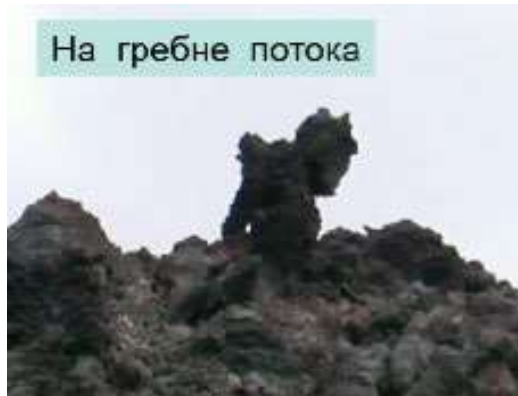


*Рис. 2.49. Ключевской вулкан, Камчатка.
Поток оливиновых базальтов прорыв Пийпа
1966 г.*



*Рис. 2.50. Ключевской вулкан,
Камчатка. Поток оливиновых
базальтов прорыв Пийпа 1966 г.*

Окончания потока на более древних туфах базальтов. Кровлю и склоны потока слагают глыбовые лавы (лавовые брекчии) (рис. 2.51-2.52).



*Рис. 2.51. Ключевской вулкан, Камчатка.
Поток оливиновых базальтов прорыв Пийпа
1966 г.*



*Рис. 2.52. Ключевской вулкан,
Камчатка. Поток оливиновых
базальтов прорыв Пийпа 1966 г.*

Образцы однородных базальтов, собранных у Ключевского вулкана показаны на рисунках 2.53, 2.54.



*Рис. 2.53. Однородные базальты с
флюидальной текстурой*



*Рис. 2.54. Полосчатые текстуры
пузыристых базальтов*

Реальный механизм образования лавовых брекчий представляет собой круто замешанную магматическую кашу (рис. 2.55). Более тяжелые частицы оливина оседают (рис. 2.56), а плагиоклаз всплывает, т.е. происходит механическая дифференциация внутри расплава. Кроме того, расплав взаимодействует с окружающей средой.



Рис. 2.55. Ключевской вулкан, Камчатка. Поток оливиновых базальтов прорыв Пийпа 1966 г.



Рис. 2.56. Придонная часть потока.

Стратовулканы – композитные вулканы, главным образом островных дуг (рис. 2.57). Преобладают продукты эксплозивных извержений. Пример: Вулкан Монтсеррат, Антильские острова (рис. 2.58).

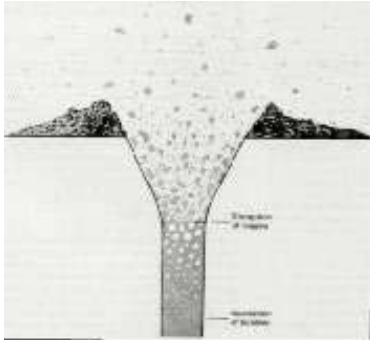


Рис. 2.57. Схема эксплозивного извержения



Рис. 2.58. Эксплозивные извержения

Величественный вулкан Мерапи – самый активный в Индонезии и один из десяти самых грозных вулканов в мире (рис. 2.59, 2.60). Вулкан находится в южной части острова Ява, в 85 км от крупного города Семаранг и всего в 28 км от города Джокьякарта. Высота вулкана около 3000 м.

В переводе с яванского (индонезийского) «Мегари» означает «Гора огня».

Вулкан вполне оправдывает свое название. В среднем один раз в 7 лет происходят мощные вулканические извержения и дважды в год – мелкие.

Склоны Мерапи плотно заселены, огороды тянутся за высоту облаков.

Несмотря на опасность, люди селятся здесь, так как земли рядом с вулканом очень плодородны. Богатые урожай собирают по несколько раз в год.



Рис. 2.59. Вулкан Мерапи



Рис. 2.60 Вулкан Мерапи

Вулкан Мерапи во время извержений достаточно кроважаден.

В 1006 году при пробуждении вулкана и мощном извержении пепел засыпал весь остров Ява. Полностью погибло явно – индийское царство Матарам.

Одно из самых разрушительных извержений зафиксировано в 1673 г., было уничтожено несколько городов и множество деревень.

В XIX веке зафиксировано 9 мощных извержений, в XX веке – 13. Одно из самых сильных вулканических извержений XX века на Земле произошло 13 – 28 декабря 1931 г. Взорвались оба склона вулкана Мерапи, вулканический пепел засыпал половину острова Ява. Поток раскалённой лавы 7000 x 180 x 30 м выжег землю и уничтожил на своём пути деревни, погибло 1370 человек. При извержении 1975 г. погибло 29 человек, 1976 г. – 28 человек, 1994 г. – 43 человека.

Значительный ущерб нанесло извержение 2010 года (рис. 2.61, 2.62). Вулкан извергал огромные колонны пепла и палящие тучи. Эвакуировали 350 тысяч человек. 353 человека вернулись и погибли, попав в палящую тучу.



Рис. 2.61. Вулкан Мерапи. Начало мощного извержения. Облако ядовитого



Рис. 2.62. Вулкан Мерапи. Начало мощного извержения. Облако ядовитого

*сернистого газа. 3 ноября 2010 г. Фото
Binsar Bakkara | AP*

*сернистого газа. 3 ноября 2010 г. Фото
Binsar Bakkara | AP*

Рассмотрим извержения вулкана Везувия: палящие газо-пепловые тучи погубили города Помпеи и Геркуланум. Их отложения – игнимбриты – спекшиеся туфы (рис. 2.63, 2.64).



Рис. 2.63. Игнимбриты



Рис. 2.64. Игнимбриты

На рисунках 2.65, 2.66 показано извержение подводного вулкана в озеро Карымское, Камчатка.



*Рис. 2.65. Извержение подводного вулкана в
озеро Карымское, Камчатка*



*Рис. 2.66. Извержение
подводного вулкана в озеро
Карымское, Камчатка*

Композитные вулканы (стратовулканы) главным образом островных дуг расположены и на территории Крыма, Карадаг, J₂bs. Отложения представлены продуктами грязевых потоков (рис. 2.68), а также мелко слоистыми лапиллиево-пепловыми туфами (рис. 2.67).



Рис. 2.67. Мелкослоистые лапиллиево-пепловые туфы и гиалокластиты рахиандезитового состава



Рис. 2.68. Лахары - продукты отложения грязевых потоков на склонах вулкана.

Несортированный перемытый туфовый материал. У Кузьмичева Камня

Толща туфов трахибазальтов показана на фотографиях (рис. 2.69, 2.70). Фото сделаны Е.В. Путинцевой.



Рис. 2.69. Толща туфов трахибазальтов. Фото Е.В. Путинцевой



Рис. 2.70. Крупная бомба продавila подстилающие слабо консолидированные туфы. Фото Е.В. Путинцевой



Рис. 2.71. Толща подводно-морских туфов трахибазальтов с известняковым цементом. Фото ЭМС

Вулканические и субвулканические дайки, субвулканические тела

Вулканические дайки отличаются от интрузивных даек по структуре горных пород и тем, что около первых ореол термального метаморфизма (обжига) не более первых см. Субвулканические тела дайкообразной, куполообразной, грибообразной и иной формы формируются на глубинах (от палеоповерхности) от первых сотен метров до 1.5-2 км. Субвулканические тела (рис. 2.72, 2.73) даже крупного размера среднего и кремнекислого состава в их центральных частях сложены породами со структурами вулканитов, а не гранитоидами. Вокруг даже крупных субвулканических тел среднего и кремнекислого состава ореолы экзоконтактового метаморфизма не более нескольких см – первых дм.



Рис. 2.72. Базальты. Остров Гомера, Канарские острова, Испания



Рис. 2.73. Базальты. Скала Слон, Исландия



Рис. 2.74. Небольшой лавовый купол в кальдере вулкана Сент-Хеленс

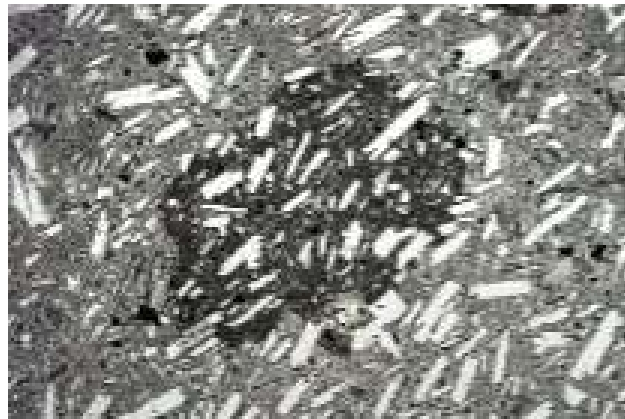


Рис. 2.75. Гибридная лава

Маары, трубки взрыва, фреатомагматические извержения

На схеме (рис. 2.76) изображены три последовательные стадии в развитии трубы гидровулканической брекчии:

(а) Грунтовые или поверхностные воды получают доступ к каналу, заполненному магмой.

(b) Преобразование подземных вод в пар приводит к разрушению магмы и брекчированию окружающих пород; брекчирование начинается на поверхности и идет вниз.

(c) Брекчирование породы продолжается на глубине, где грунтовые воды все еще способны получить быстрый доступ к каналу. Над трубой образуется неглубокий кратер, известный как маар, который окружен покровом эжекции, образовавшейся в основном из местных пород.

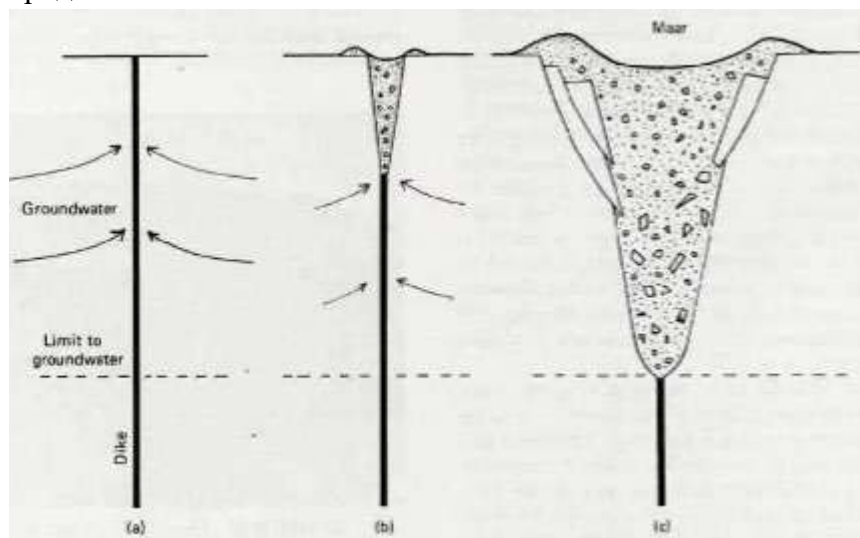


Рис. 2.76. Три последовательные стадии в развитии трубы гидровулканической брекчии

Трубки взрыва базальтов трапшовой формации на юге Восточно-Сибирской платформы (оруденелые) – это продукты фреатомагматических извержений (рис. 2.77, 2.78).

Процесс начался с попадания расплава в пузырьки рассолов, после чего произошла серия магматических взрывов.

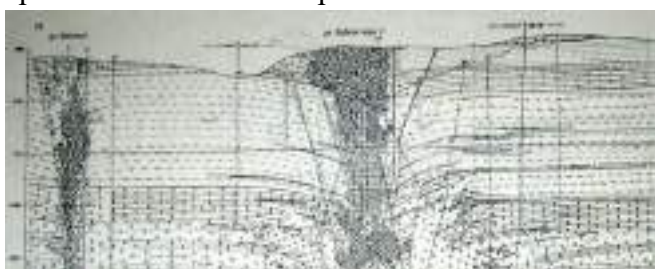


Рис. 2.77. Месторождение Коршуновское . геологический разрез по профилю 4



Рис. 2.78. Форма рудных тел

Брекчии из трубок взрыва базальтов трапшовой формации на юге Восточно-Сибирской платформы показаны на фотографиях (рис. 2.79, 2.80).



Рис. 2.79. Дорудные брекчии базальтов в пределах оруденелых трубок

Рис. 2.80. После рудные брекчии базальтов за пределами оруденелой трубки взрыва

Вулканические эксгаляции

Вулканические эксгаляции меняются от высокотемпературных до низкотемпературных (табл. 2.1).

Таблица 2.1. Изменение состава вулканических газов в зависимости от их температуры на выходах (по Ивасаки)

Группа	Интервал температур (С)	Химический состав (без учета водяного пара)
1	1200-800	HC., SO ₂ , CO ₂ , H ₂ , H ₂ S, N ₂
2	800-100	HCl, SO ₂ , H ₂ S, CO ₂ , N ₂ , H ₂ ,
3	100-60	H ₂ S, CO ₂ N ₂ SO ₂ H ₂
4	менее 60	CO ₂ N ₂ H ₂ S

2.2. Интрузивные образования. Плутониты

Параметры магм (условия и скорости подъёма)

Магматиты, формирующиеся в условиях сжатия, в условиях закрытой системы, при повышенном давлении, – плутониты, интрузивные породы.

Скорости подъёма магм от менее 1 см/год (для некоторых гранитоидов) до многих м/год. При скорости подъёма более 5 см/год процессы взаимодействия интрузивных расплавов с породами рамы (процессы контаминации) практически исключены. При механически активном внедрении интрузивные породы захватывают массу ксенолитов пород рамы, возникают интрузивные брекчии. Нередко при становлении интрузивных массивов расплавы взламывают ранее застывшую корку интрузива, обломки продуктов ранней кристаллизации – автолиты. В глубинных условиях в контактовой зоне интрузивов развиты магматизированные породы, обычно это гранито-гнейсы около гранитоидных массивов.

Формы интрузивных тел

Формы интрузивных тел (рис. 2.81):

- Лополит;

- Силлы;
- Дайки;
- Штоки;
- Батолиты;
- Лакколиты.



Рис. 2.81. Формы интрузивных тел

Формы тел магматических пород

Регулярно расположенные гранитные батолиты в архейском террейне Зимбабве показаны на рисунке 2.82. Расстояние между ними, вероятно, определялось контрастом вязкости между гранитной магмой и деревенскими породами, подобно тому, как формировались пленки в модели «масло и мед».

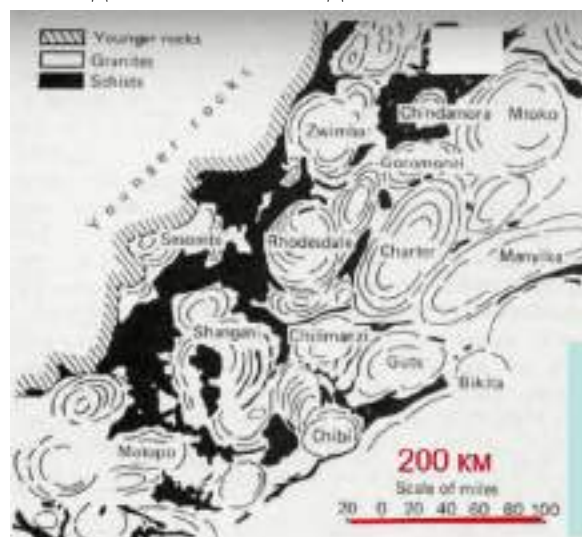


Рис. 2.82. Формы тел магматических пород. Гранито-гнейсовые купола. Архей. Зимбабве, Африка

Матрацевидная отдельность гранитов показана на фотографии (рис. 2.83). Обычно такая отдельность развита в пологих телах гранитов. Залегает параллельно контрактной поверхности тела гранитов.



Рис. 2.83. Матрацевидная отдельность гранитов



*Рис. 2.84. Лейкограниты Джукейского интрузива с пластовой отдельностью. Северный Казахстан.
Фото ЭМС*

Существуют интрузивные тела типа штоков (рис. 2.86). Они имеют не уплощенную форму. Отдельные тела гранита в Китае показаны на фотографии (рис. 2.86).



Рис. 2.85. Препарированный выветриванием штоков гранитов. США



*Рис. 2.86. Отдельности в гранитах.
Китай*

Великая «дайка» (рис. 2.87) представляет собой гигантский дайкообразный расслоенный интрузив – гигантская трещина с жесткой структурой, заполненная расплавом.

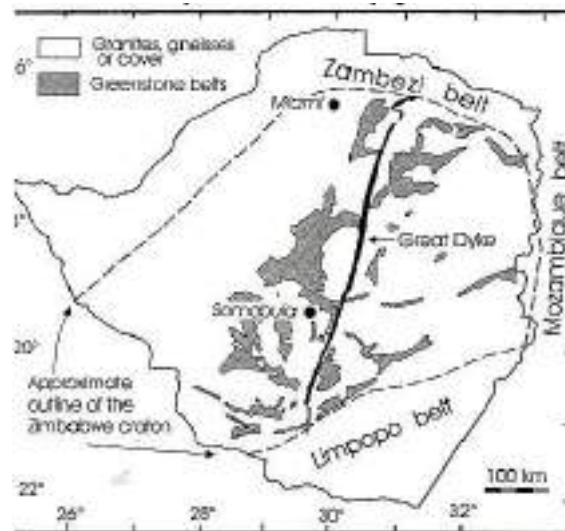


Рис. 2.87. Великая «дайка»

Интрузивные тела (интрузивные массивы, интрузивы, плутоны) формируются на глубинах от 0.5-1 км до 10-30 км и более. Обычно выделяют интрузивы гипабиссальной фации – глубины становления 1-3 км (гранитоиды таких плутонов нередко миаролитовые, гранитных пегматитов в них нет); интрузивы мезоабиссальной фации - глубины становления 3-5-7 (-10) км (гранитоиды таких плутонов массивные, постоянно содержат то или иное количество гранитных пегматитов, как и гипабиссальные резко отграничены от пород рамы, в которых развиты зональные и широкие ореолы контактового метаморфизма); интрузивы абиссальной фации - глубины становления > 7-10 км и до 30 и более (у глубинных гранитоидных интрузивов нередки пегматоидные структуры, в их контактовых ореолах часто развиты гранито-гнейсы и мигматиты, иногда трудно провести линию контакта интрузивных пород и пород рамы).

Даже малые по размеру интрузивы гипабиссальной фации окружены ореолами контактового метаморфизма шириной не менее нескольких метров, обычно несколько десятков или сотен м, поскольку, как правило, это не отшнурованные тела, а выступы более крупных интрузивных масс, залегающих глубже. Вокруг более крупных и более глубинных интрузивов развиты ореолы контактового метаморфизма шириной до нескольких км. Длительность остывания обычных по размеру тел гранитоидов около 0.5 млн. лет, наиболее крупных тел гранитоидов менее 1-3 млн. лет.

Совокупности интрузивных образований одной геолого-структурной зоны, связанные единством возраста, едиными петро-геохимическими особенностями, однотипными сопряжёнными контактивно-метаморфическими и рудными образованиями, выделяют как интрузивные комплексы (формации). Например, комплекс позднепротерозойских гранитов-рапакиви Северного Приладожья (район Питкяранты): тела гранитов-рапакиви 1 и 2 фаз, тела лейкогранитов 3 фазы, жильные граниты, гранит-пегматиты, магнезиальные скарны, известковые скарны, цвиттеры и грейзены с бериллий-медно-оловяной минерализацией; все они с возрастом около 1100 млн. лет.

Интрузивы могут быть одно- и многофазными. Интрузивная фаза отвечает подаче магматического материала из глубинных или промежуточных очагов.

В интрузивных телах каждой фазы можно выделить центральную (ядерную) и эндоконтактовую фации, дополнительные интрузивы (перемещённые к кровле массива выжимки – дифференциаты центральной фации), жильные образования (в гранитоидных массивах это жильные граниты, аплиты, пегматиты, высокотемпературные метасоматиты – магнезиальные и известковые скарны, кварц-щёлочно-полевошпатовые (апограниты), цвиттеры, грейзены, кварц-мусковитовые и кварц-турмалиновые, кварцевые жилы. В том числе с редкометальным оруденением. Эти жильные образования В.С. Коптев-Дворников рассматривал как образования 1 этапа.

Становление интрузивных комплексов завершают дайки и малые тела магматитов, внедрённые из промежуточных или глубинных очагов в уже остывшие интрузивные массивы (в гранитоидных комплексах это дайки гранитоид-порфиров с закалёнными эндоконтактами, а также дайки лапрофиров, петрологически гранитоидам чуждые). Их сопровождают средне- и низкотемпературные метасоматиты – калиевые пропилиты с *Mo-Cu*-порфировым оруденением, натровые пропилиты, гумбеиты с *W* и березиты-листвениты с *Au* оруденением. В.С. Коптев-Дворников выделял их как образования 2 этапа. Рассматриваемые дайки точнее именовать дайками глубинного происхождения.

Известны и вулканоплутонические комплексы, особо характерные для орогенной стадии развития складчатых областей. Например, гранит – риолитовые или монцонит – латитовые.

Длительность формирования интрузивных комплексов, даже очень сложных, – менее 3 млн. лет. Например, огромный комплекс Дулут с 30 горизонтами хромитов и платиновым оруденением (рис. 2.88).

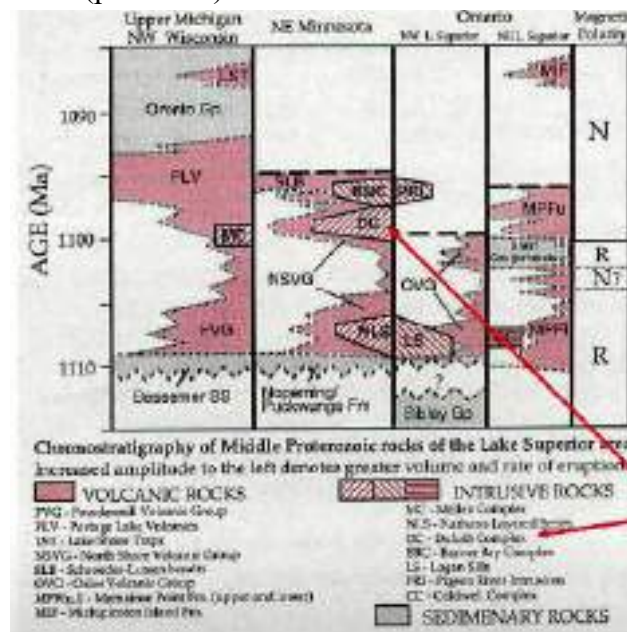
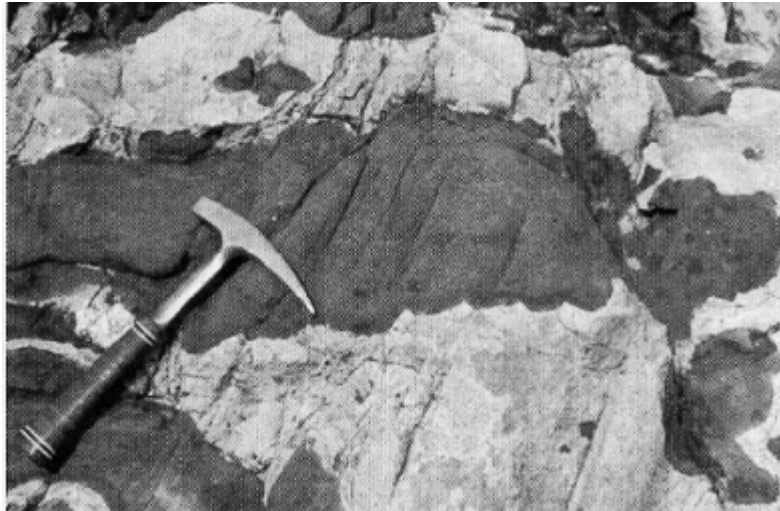


Рис. 2.88. Интрузивные комплексы региона Верхнего Озера, Северная Америка

Вулкано-плутонические комплексы часто кольцевые (рис. 2.89).

Мафическая магма была более вязкой, чем гранитная при равновесной температуре, на что указывает граница подушки; острые клыки направлены в сторону более вязкой жидкости.

Процесс образования псевдоксенолитов – так называемый минглинг – внедрения базальтовой магмы в ещё не окончательно застывшие гранитоиды (рис. 2.90).



*Рис. 2.89. Многофазный
кольцевой комплекс
Пилансберг, сложенный
разнообразными
нефелиновыми
сиенитами, сиенитами,
долеритами и
вулканитами. Комплекс
прорвал Бушвельдский
плутон*

Рис. 2.90. Псевдо ксенолиты

Текстуры магматитов

Текстуры магматитов:

- Линейность;
- Слои течения;
- Полости;
- Линии течения.

Обозначения показаны на рисунке 2.91.

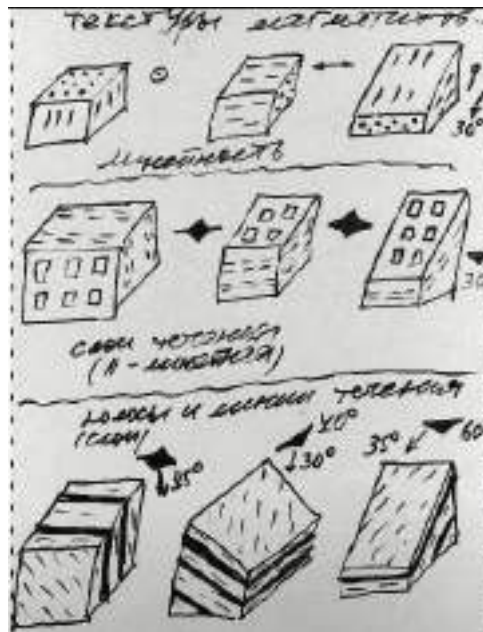


Рис. 2.91. Текстуры магматитов

Два типа силикатных магм

Два мира силикатных магм:

- Нормальные (низко и умеренно щелочные с кислотными флюидами – H_2O , HCl , HF , SO_2 , H_2S , H_3BO_3 , H_3PO_4 , основная форма Fe^{2+}).

Продукты их кристаллизации не содержат щелочные пироксены и амфиболы, фельдшпатоиды и иные щелочные минералы.

- Щелочные Na или K с щелочными флюидами – CO_2 , Na_2CO_3 , K_2CO_3 , NaF , $NaCl$, $NaOH$, KCl , KF , LiF , $Ca(OH)_2$, основная форма Fe^{3+} .

Продукты их кристаллизации обычно содержат фельдшпатоиды и/или щелочные пироксены, и амфиболы, и иные щелочные минералы.

Продукты кристаллизации силикатных магм (магматиты):

- Ультраосновные горные породы < 45 % SiO_2 (ультрабазиты, гипербазиты);
- Основные горные породы 45-55 % SiO_2 (базиты);
- Средние по составу горные породы 55-65 % SiO_2 (мезиты);
- Кремнекислые горные породы 65-75 % SiO_2 ;
- Ультракремнекислые горные породы 75-80 % SiO_2 .

Нормальные магматиты

По концентрации Na и особо K

- Умеренно низко щелочные – известково-щелочные ((среди них обогащённые кальцием – шошонитовые – латитовые);
- Весьма низко щелочные (и низко K) – толеитовые (как правило, насыщенные кремнезёмом);

- Ультра низкощелочные (крайне низко K) – коматиитовые – бонинитовые (адакитовые).

Щелочные магматиты

По концентрации натрия и особо калия:

- Умеренно щелочные – агпайтовые $Na+K/Al \sim 1$;
- Щелочные – высоко агпайтовые $Na+K/Al > 1 - 3$;
- Ультращелочные – ультраагпайтовые $Na+K/Al > 3 - \infty$.

С резким преобладанием K над Na – лампроитовые.

Геохимия магматитов

С ростом щёлочности в силикатных расплавах резко возрастают концентрации

Ti, P, Zr, Nb,
Pb, U, Th, Rb,
Ce, La, Nd,
Y, Sc, Tl, Cl, S

Вариант классификации вулканитов по составу использует (рис. 2.92) т.н. индекс Пикока – известково-щелочной индекс – содержание SiO_2 , масс. %, при котором $CaO = Na_2O + K_2O$, масс. % :

- < 51 – щелочные;
- 51 - 56 – щёлочно-известковые;
- 56 – 61 – известково-щелочные;
- 61 – известковые.

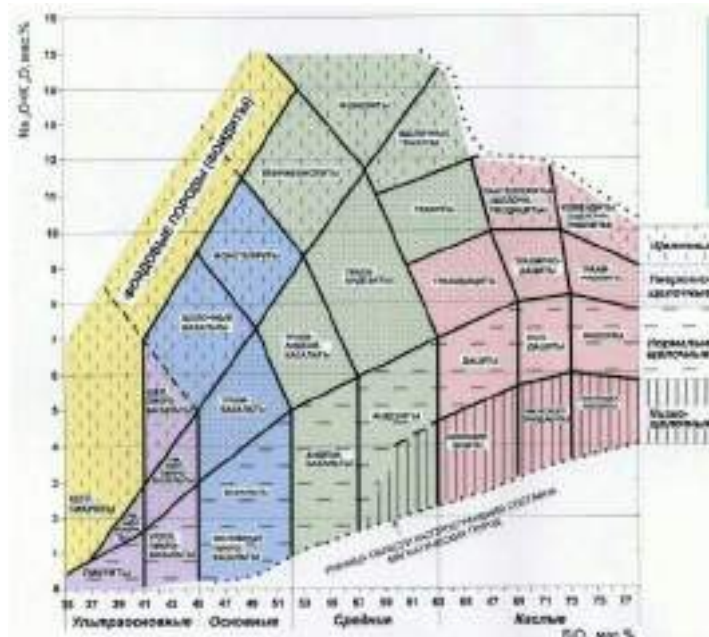


Рис. 2.92. Вариант классификации вулканитов по составу

На рисунке 2.93 показан график зависимости SiO_2 от щелочей для литологии зеленокаменного пояса (по Le Maitre et al. 2002). Темно-розовый ромб: синтетектоническое

габбро, открытый зеленый треугольник: мафический милонит, X: (базальтовая) граувакка, +: (риодацитовая) граувакка; остальные символы не требуют пояснений. Обратите внимание на толеитовую тенденцию метавулканической совокупности и разрыв между габбро и промежуточными метавулканическими породами.

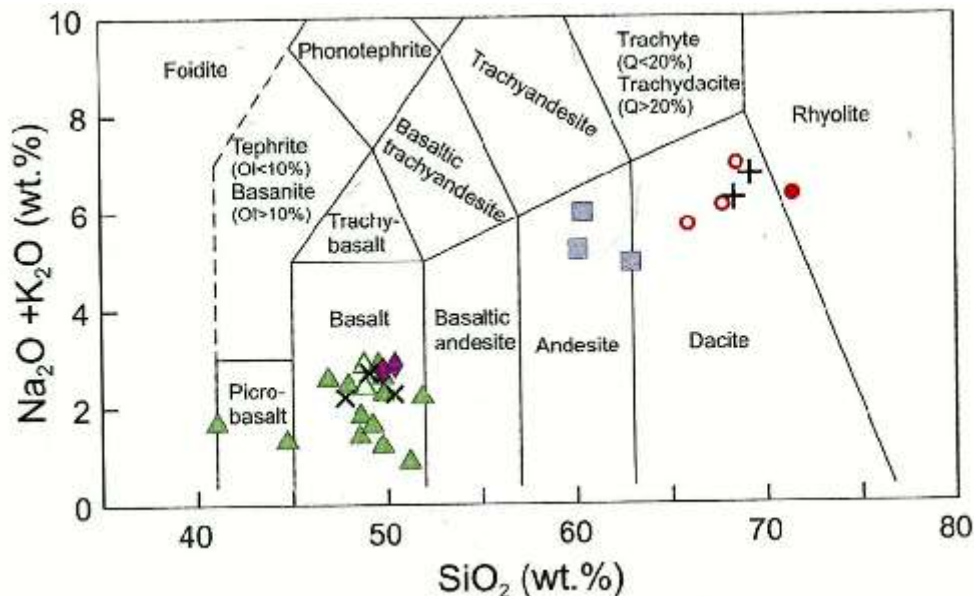


Рис. 2.93. Вариант классификации вулканитов по составу

Рассмотрим параметры летучести кислорода (рис. 2.94). Величина фугитивности кислорода (рис. 2.95) зависит прежде всего от состава и количества флюидов в магме – воды, углекислоты, водорода, метана.

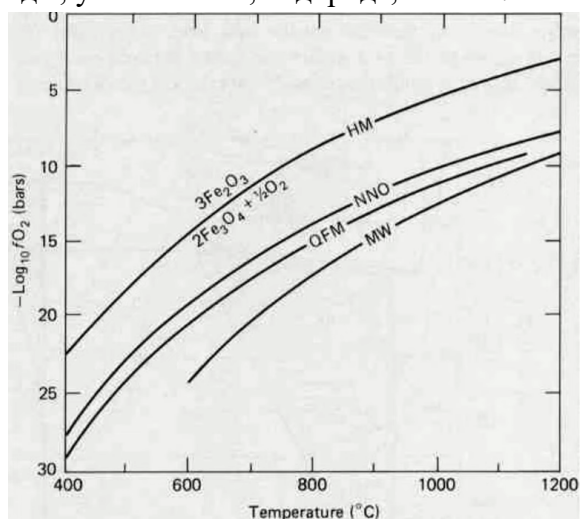


Рис. 2.94. График зависимости $\log f_{O_2}$ (столбики) от температуры для ряда распространенных реакций буферизации кислорода: гематит-магнетит (HM), оксид никеля (NANO), кварц-фаялит-

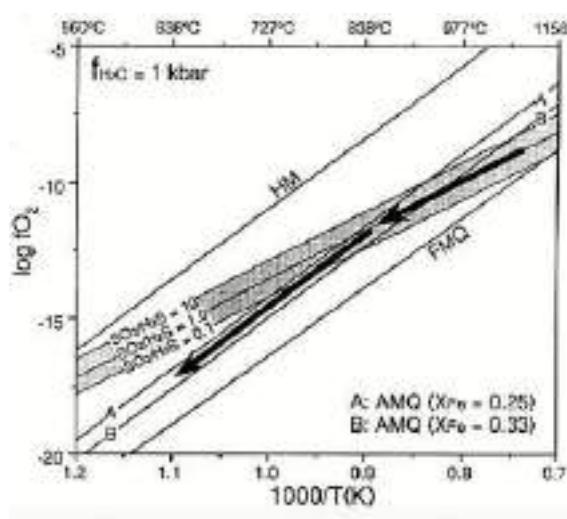


Рис. 2.95. Параметры летучести (фугитивности кислорода)

*магнетит (QFM) и магнетит-вюстит
(MW)*

Рассмотрим ряды магматических минералов по насыщенности – ненасыщенности SiO_2 :

Калишпат $KAlSi_3O_8$ → лейцит $KAlSi_2O_6$ → кальсилит $KAlSiO_4$ → поташ K_2CO_3

Альбит $NaAlSi_3O_8$ → нефелин $NaAlSiO_4$ → сода Na_2CO_3

Титанит (сфен) $CaTiSiO_5$ → перовскит $CaTiO_3$ → кальцит ((аргонит) $CaCO_3$ →
портландит $Ca(OH)_2$

Циркон $ZrSiO_4$ → бадделейт ZrO_2

Для толеитовых и известково-щелочных магматитов характерен анортит (обилие плагиоклаза – лейкократовый характер пород). В щелочных магматитах те же Ca и Al в виде молекулы Чермака входят в состав клинопироксена (обилие клинопироксена меланократовый характер пород).

2.3. Магма, как процесс

Один из знаменитых геологов – петрологов норвежец Томас Вульф Барт: «Магма - не столько вещество, сколько процесс»

Вилка Н.Л. Боуэна

Вилка Н.Л. Боуэна (рис. 2.96) – стандартная последовательность кристаллизации обычных (не щелочных) магматических пород. Первым кристаллизуется оливин, вместе с ним хромшпинелиды. Вслед за этим кристаллизуются оливин с анортитом, повышается концентрация кремнезема в расплаве: вместо оливина в расплаве начинает кристаллизоваться ромбопироксен. Вместе с ним могут присутствовать хромшпинелиды, армоколит, ильменит, цирконолит. После этого начинают кристаллизоваться клинопироксен / авгит, рядом с ними обычно лабрадор. С понижением температуры накапливается флюид и появляется роговая обманка, и вместе с ней андезин.



Рис. 2.96. Вилка Н.Л. Боуэна

Наиболее поздние – биотит / флогопит, с ними вместе кристаллизуется олигоклаз. Остаток – кремнекислый – кварц + калий-натриевый полевой шпат и альбит-олигоклаз, а также циркон и ортит.

Информативной иллюстрацией вилки Боуэна служат минеральные ассоциации Первомайско-Аюдагского комплекса (рис. 2.97).



Рис. 2.97. Минеральные ассоциации горных пород интрузивов островодужного Первомайско-Аюдагского комплекса мезозойд Горного Крыма

Лекция 3. Генетические особенности плагиоклаза

3.1. Магматические плагиоклазы

Рассмотрение генетических особенностей плагиоклаза начинается с диаграммы изотерм растворимости (рис. 3.1): полевые шпаты имеют две серии:

- *Na-Ca* полевые шпаты;
- *Na-K* полевые шпаты (щелочные).

С ростом температуры взаимная растворимость трех компонентов (*K*, *Na*, *Ca*) существенно увеличивается.

Левая нижняя диаграмма показывает, что магматические плагиоклазы представлены высоким анортитом, высоким битовнитом, высоким лабрадором, высоким андезином, высоким олигоклазом и высоким альбитом.

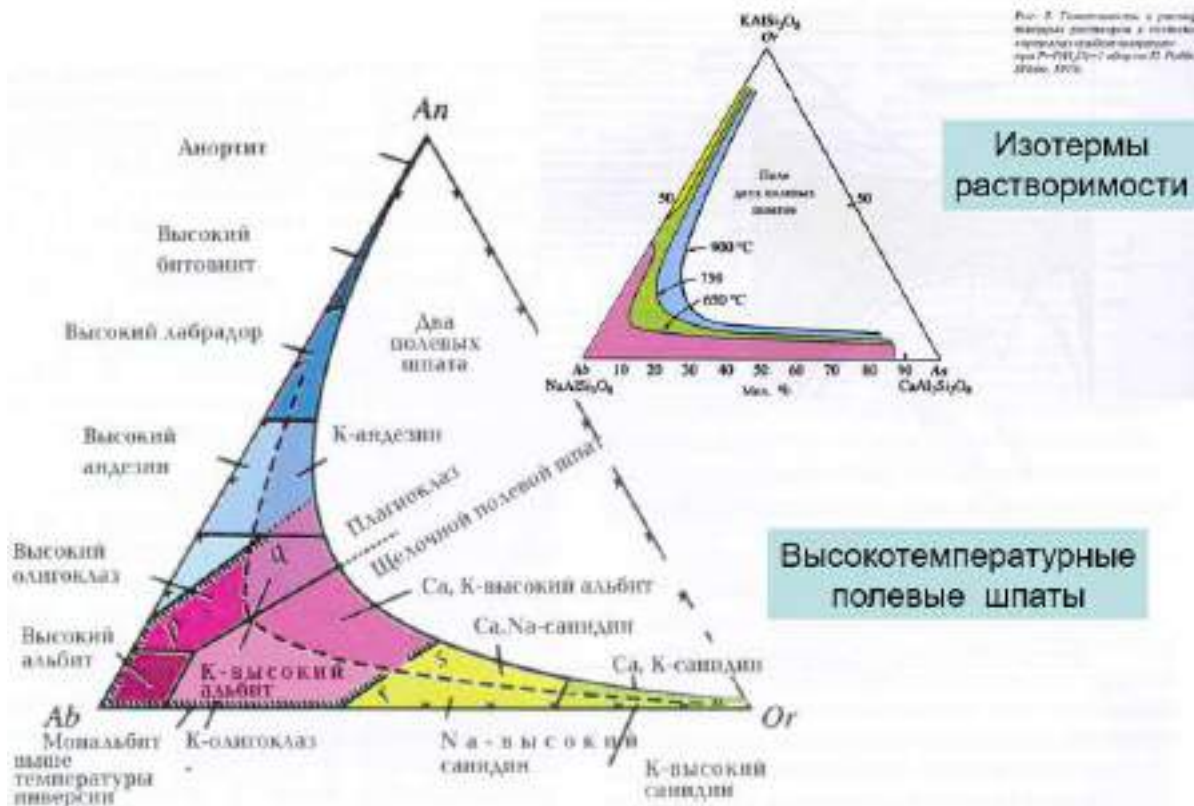


Рис. 3.1. Слева: номенклатура тройных полевых шпатов, закаленных при высокой температуре по Дж. Смуту и В. Брауну. Справа: гомогенность и распад твердых растворов в системе «ортоклаз-альбит-анортит» при $P=P(H_2O)=1$ кбар по П. Риббе

Рассмотрим магматические плагиоклазы нескольких планет: Луны, Земли, Марса и Весты 4 (рис. 3.2). Самые высококальциевые и низкокалиевые плагиоклазы – лунные. Самые натриевые и высококалиевые – марсианские плагиоклазы. Состав плагиоклазов на Земле занимает промежуточное положение.

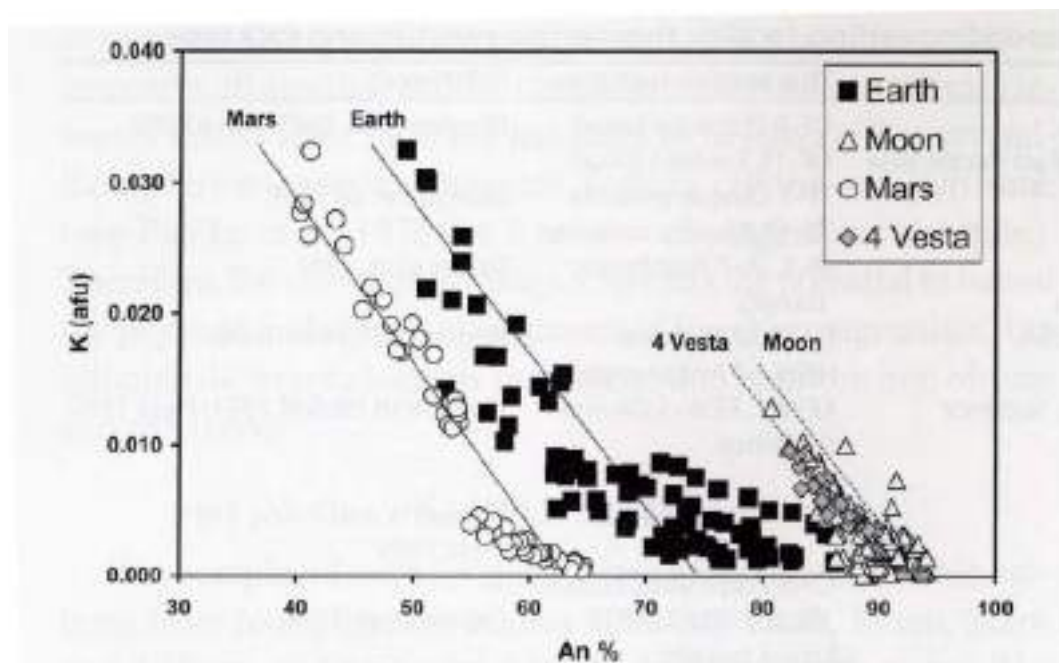


Рис. 3.2. К (afu) против An% для репрезентативных анализов плагиоклаза с Земли, Луны, Марса и Весты. Тенденция точек данных, показанных для каждой планеты, представляет 25-250 фактических анализов EMP. Линии тренда для каждого планетарного набора являются приближенными.

Высокотемпературные кальциевые плагиоклазы различных формаций чётко различаются по содержанию стронция – плагиоклазы габброидов офиолитовых формаций бедны стронцием, плагиоклазы габброидов послеофиолитовых формаций обогащены стронцием – нередко содержат более 1000 г/т Sr.

Судя по экспериментальным данным, при более высоком P_{H_2O} возникают более натровые плагиоклазы. Поэтому в мало глубинных плутонах базитов и во многих эффузивах обилён анортит, а в наиболее глубинных плутонах анортозитов развит андезин.

Магматические кальциевые плагиоклазы обычно обогащены двухвалентным европием. По этой причине, для анортозитов, лейкогабброидов и даже плагиогранитоидов характерны положительные европиевые аномалии. Отсутствие такой аномалии в нижнекоровом веществе нашей планеты – свидетельство того, что на Земле не было анортозитовой коры как на Луне. То есть, наша планета не пережила лунную стадию развития, для которой характерно наличие обще планетарного магматического океана базитового состава, который породил мощную кору анортозитового типа. На Луне очень низкая fO_2 , – поэтому расплавы весьма железистые и в них всплывают даже тяжёлые кристаллы анортита.

На рисунке 3.3 показаны вкрапленники анортита из толеитовых базальтов.

Закаленные магматические плагиоклазы – стеклянноподобные (рис. 3.4). Эти образцы имеют белые включения – тонкие включения газа.



Рис. 3.3. Вкрапленники анортита из толеитовых базальтов. Вулкан Мияке, Япония



Рис. 3.4. Вкрапленник олигоклаза из щелочных базальтов. Танзания

Рассмотрим вкрапленники битовнита, хризолита, авгита, бронзита, пижонита, алюмохромита (белый) в цементирующей массе, бедной вулканическим стеклом. (Прорыв Пийпа, Ключевской вулкан, Камчатка), показанные на рисунке 3.5. Фотография представлена в отраженных электронах.

Краевая часть потока показана на рисунке 3.6: начинается диффузионное голодание, кристаллы набирают включения стекла.

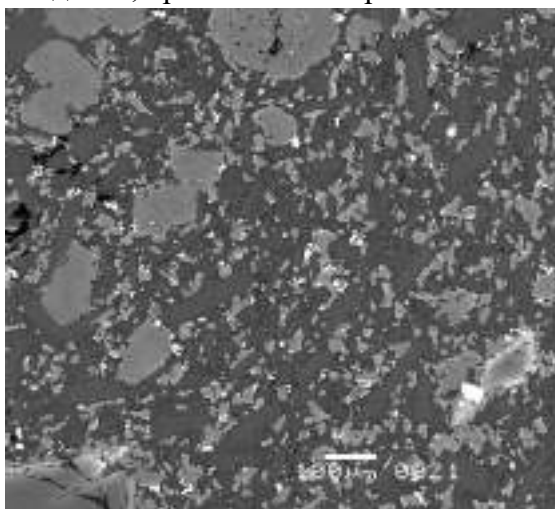


Рис. 3.5. Оливиновые базальт с флюидально текстурой (центральная часть лавового покрова). Вулкан Ключевской, Камчатка

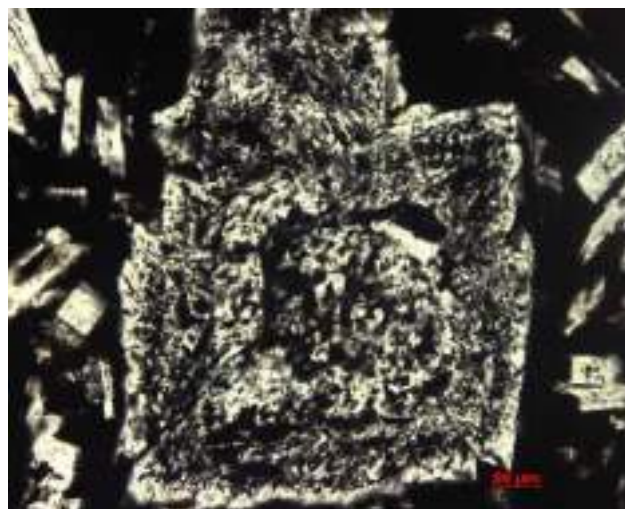


Рис. 3.6. Вкрапленники битовнита с массой включений вулканического стекла. Прорыв Пийпа. Ключевской вулкан. Камчатка

Нередко образуются сложные полисинтетические двойниковые сростания (рис. 3.7). Все кристаллы связаны элементами симметрии. Размеры составляют до 2 см. При извержениях вулканическое стекло отдувается отдельно в виде тонкого пепла, в результате чего образуются кристаллы – лапеллиевые туфы.

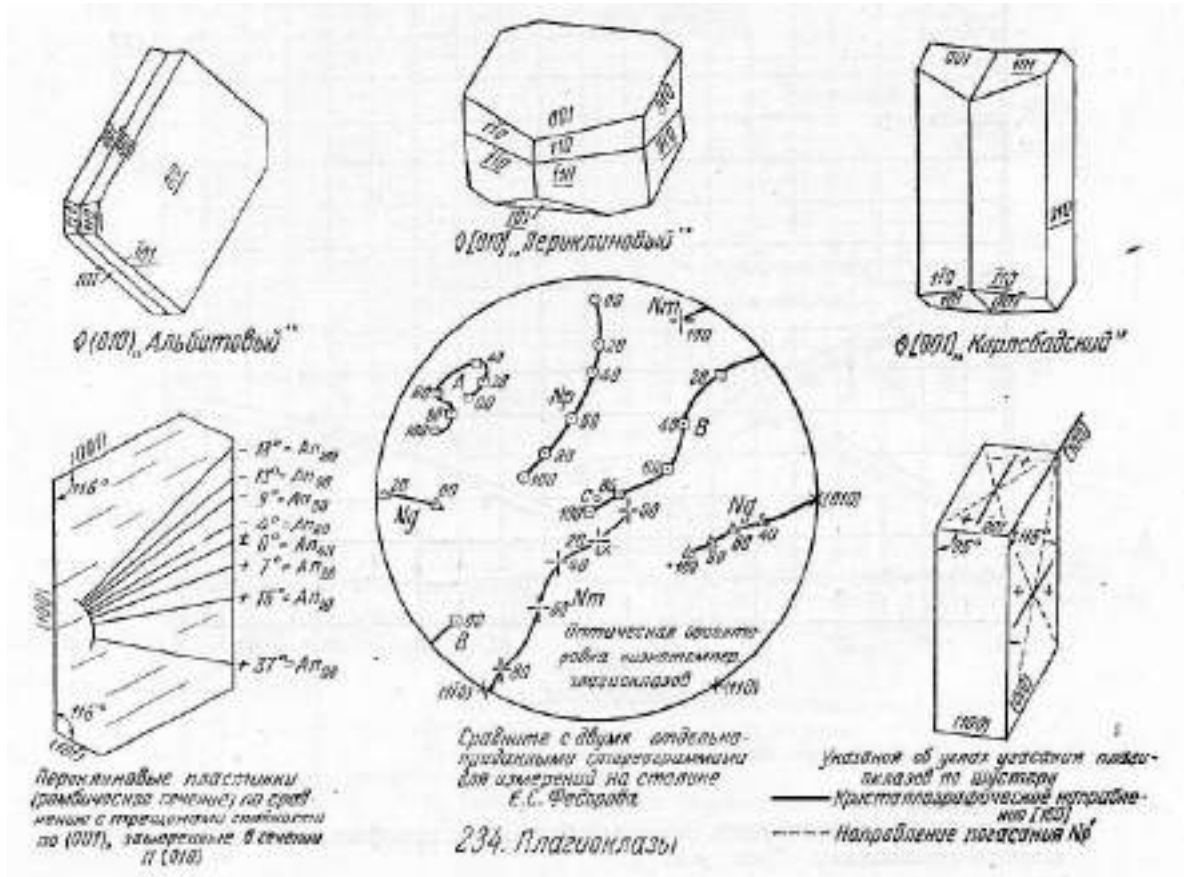


Рис. 3.7. Полисинтетические двойники битовнита. Вкрапленники в высокоглинозёмистых базальтах. Вулкан Толбачик, Камчатка

Магматические плагиоклазы отожжённые

Магматические кальциевые плагиоклазы содержат в твёрдом растворе до 0.5-1 масс. % FeO и 0.1 % TiO_2 . При отжиге за счёт этих элементов-примесей возникают тончайшие пластинки распада ильменита (гемоильменита), которые окрашивают кальциевые плагиоклазы от андезин-лабрадора до анортита в чёрный цвет (рис. 3.8-3.11).

Для магматических богатых Ca плагиоклазов типичны структуры распада ильменита, придающие свежему плагиоклазу чёрный цвет (для менее Ca плагиоклазов – тёмно-серый или серый цвет) (рис. 3.9).

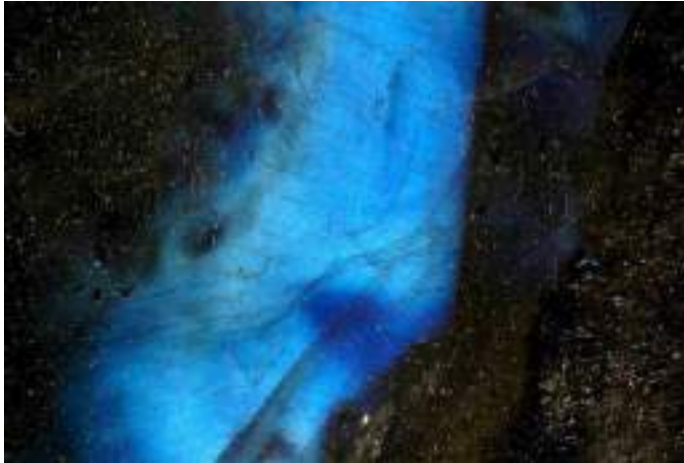
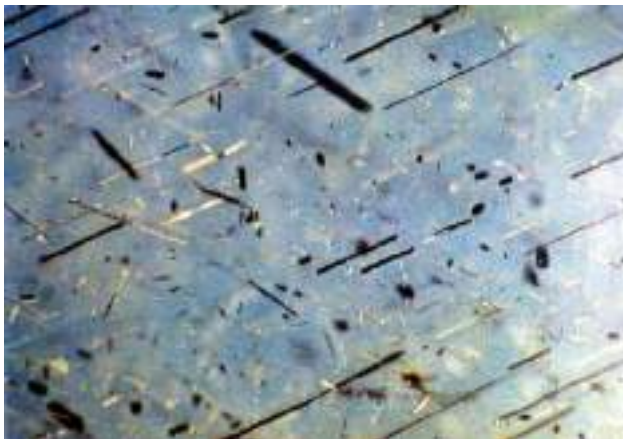


Рис. 3.8. Лабрадориты. Волынь



*Рис. 3.9. Чёрные вкрапленники
лабрадора в гранитах-рапакиви.
Выборгский плутон, Финский
залив*

На рисунке 3.11 показан шлиф в небольшом увеличении: плагиоклаз имеет дымчатый окрас.



*Рис. 3.10. Ламелли распада гемошльменита в
лабрадоре. Лабрадориты Ньюфаундленда.
Канада*



*Рис. 3.11. Нориты с чёрным лабрадор-
битовнитом. Мончегорский интрузив.
При 1 николе. Фото ЭМС*

Изменения магматических плагиоклазов: переслаивание анортозитов и хромититов, хромшпинелид – плагиоклазовые кумуляты (рис. 3.12, 3.13). Так выглядят плагиоклазы после окислительного обжига. При кристаллизации интрузивных пород всегда присутствует небольшое количество водяного пара. Этого достаточно, чтобы преобразовать первичные плагиоклазы черного цвета в плагиоклазы белого цвета. На образцах видны потоки течения.



Рис. 3.12. Интрузивных базитов платформ. Бушвельдский интрузив, Южная Африка



Рис. 3.13. Интрузивных базитов платформ. Бушвельдский интрузив, Южная Африка

Плагиоклаз часто превращается в кумуляты (рис. 3.14, 3.15). На правом образце видны текстуры осадочного типа.



Рис. 3.14. Плагиоклаз – ильменит - титаномагнетитовые кумуляты



Рис. 3.15. Титаномагнетит - клинопироксеновые кумуляты

Интрузивы базитов складчатых областей

Рассмотрим плагиоклаз – титано – магнетитовые кумуляты. Образцы имеют достаточно выдержанную ориентировку кристаллов плагиоклаза (рис. 3.16, 3.17). Интрузив в настоящее время поставлен «на голову».



*Рис. 3.16. Плагиоклаз – титано –
магнетитовые кумуляты*



*Рис. 3.17. Плагиоклаз – титано –
магнетитовые кумуляты*

На рисунках 3.18, 3.19 показаны титано-магнетитовые пироксениты, разбросанные скопления анортитового материала.



*Рис. 3.18. Пегматоидные
титаномагнетитовые клинопироксениты с
рассеянным плагиоклазом - анортитом*



*Рис. 3.19. Пегматоидные
титаномагнетитовые
клинопироксениты с рассеянным
плагиоклазом - анортитом*

Магматические плагиоклазы слагают основной объём вариолей в вариолитовых базальтах (рис. 3.20). Геологи предполагают, что вариоли – это продукты магматической ликвации. На самом деле, вариоли – это вкрапленники с радиально-лучистой текстурой, которая состоит в основном из высокотемпературного магматического плагиоклаза с небольшим количеством включений пироксена, титаномагнетита и др. Наиболее

вероятное происхождение вариолей – вкрапленники, которые крутились в магматическом расплаве.



Рис. 3.20. Шаровые вариолитовые базальты раннего силура. Тагильский мегасинклинорий. Река Ис, Средний Урал

На рисунке 3.21 представлены срезы магматического плагиоклаза:

- Вариолит. Ялгуба, северный берег Онежского озера.

Типичная радиально-волокнистая (вариолитовая) структура. Зернышки моноклинного пироксена располагаются независимо от волокон альбита. В центре зернышек пироксена включения разложившегося стекла. Внизу единичный фенокристалл пироксена; $d = 3,1$ мм.

- Вариолит. Дюране, Франция.

Варили из волокон плагиоклаза и зажатых между ними зернышек пироксена и актинолита. У края вариолей «псевдокристаллы» - полости сжатия, выполненные при кристаллизации. Вокруг вариолей хлоритовая оболочка. Между вариолями разложившееся стекло. Округлые миндалины и секущие породе жилки актинолита и эпидота. По Половинкиной и др., 1948.

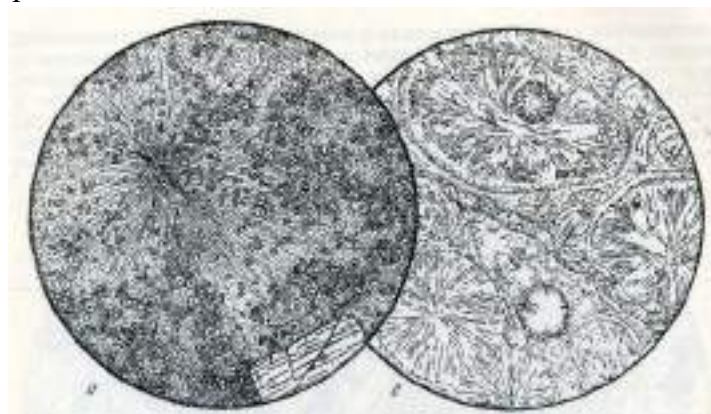


Рис. 3.21. а. Вариолит. Ялгуба, северный берег Онежского озера, б. Вариолит. Дюране, Франция.

В вулканических породах нередко нормальный рост кристаллов превращается в скелетный (рис. 3.22, 3.23).



Рис. 3.22. Плагиоклаз в базальтах Монголии



Рис. 3.23. Плагиоклаз в кремнекислом вулканическом стекле

Рассмотрим система альбит – анортит (рис. 3.24). Система – сухая и водонасыщенная. Даже малые колебания P_{H_2O} приводят к смене состава плагиоклаза.

Возможно, что это одна из причин широчайшего распространения зональных плагиоклазов.

Температура плавления анортита – крайне высокая (около 1600 градусов), а у альбита – 1100 градусов.

Рис. 3.24. Система альбит – анортит

На рисунках 3.25, 3.26 показаны осцилляционно-зональные кристаллы битовнита. Ядра представлены кальцием, края – натриевым составом. В наиболее глубинных породах такой резкой зональности практически не бывает.

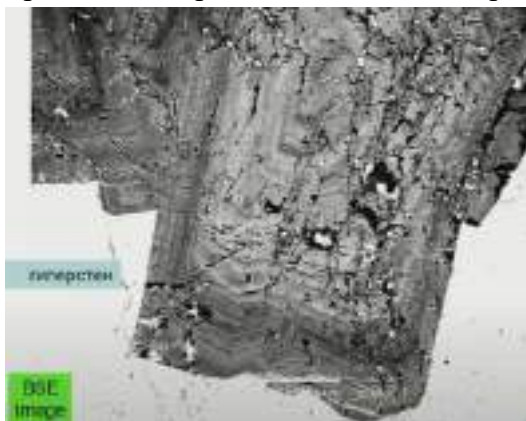


Рис. 3.25. Кварцевые габбро-норит-дiorиты. Интрузив Аю-Даг, Крым



Рис. 3.26. Оливин-диопсидовые базальты бодракского субвулкан. комплекса позднего байоса. Крым

Температурный перепад приводит к тому, что через базитовые, андезитовые расплавы будут представлены высоко-кальциевыми плагиоклазами (рис. 3.27). Эти плагиоклазы крайне бедны кремнеземом. В анортите порядка 45% кремнезема. В обычном альбит-олигоклазе – 60%.

От состава плагиоклаза сильно зависит количество кварца в магматических горных породах (рис. 3.27).

На рисунке 3.28 показаны тонкозональные вкрапленники андезина.

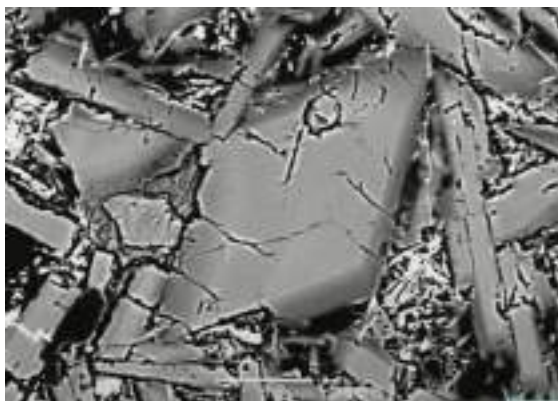


Рис. 3.27. Кварцевые габбро-норит-диориты Кушнарёвского интрузива раннего байоса. Полигон МГУ. Крым



Рис. 3.28. Тонкозональный вкрапленник андезина. Николи х. Поле зрения 4 мм. Андезиты балаклавской серии мелового возраста. Запад Горного Крыма

Анортозитовые интрузивы

Анортозитовые интрузивы (автономные) образуют пояса, обрамляющие древние кратоны – континенты: Северо-Американский, Русский, Северо-Азиатский (Восточно-Сибирский). Возможно, плутоны анортозитов, которые залегают в основном среди метаморфитов гранулитовой фации, т.е. формировались на глубинах порядка 30 км, возникли из расплавов высокоглинозёмистых базальтов островодужного типа, отвечают глубинной части зон Заварицкого – Беньюффа – Вадати. Об обилии воды в расплавах, породивших анортозиты, свидетельствуют:

1) грубо – гигантозернистые структуры анортозитов и габбро-анортозитов; размер кристаллов пироксена в некоторых интрузивах Норвегии до 1.5-2 м, ламелли распада в них толщиной в руку;

2) состав рудных минералов анортозитов, во многих из них преобладает гемойльменит.

Поздние производные таких плутонов нередко – меланогабброиды до пироксенитов, богаты ильменитом.

Как видно, состав котектики анортит – клинопироксен при низком давлении отвечает обычным габбро или базальта, а при высоком давлении водяного пара – отвечает лейкобазальтам или габбро-анортозитам.

Котектика анортит – ромбопироксен при таких условиях по составу ещё ближе к анортозитам (рис. 3.29).

В интрузивах автономных анортозитов содержатся гигантские скопления гемойльменита, и/или титаномагнетита. Одно из крупнейших – месторождение Аллард-Лейк (рис. 3.30).

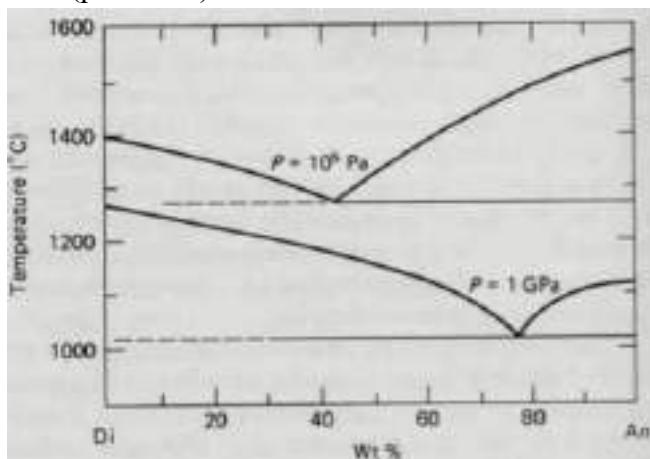


Рис. 3.29. Система диопсид-анортит при атмосферном давлении (10^5 Па) и в сухом состоянии, а также насыщенная водой при 1,0 ГПа. Глинозем, входящий в диопсид, заставляет богатые диопсидом части этой системы немного отклоняться от бинарного поведения. [По Yoder (1965)]



Рис. 3.30. Анортозитовые интрузивы Канадского щита

Анортозиты массивного типа юго-восточной части Канадского щита. Возраст анортозитов вблизи Найн составляет 1,45 млн лет, тогда как возраст многих из них к югу от Гренвильского фронта достигает 1,1 млн лет, за исключением анортозита Септ-Айлс, возраст которого составляет всего 0,5 млн лет. Новая Англия Морские горы Новой Англии могут отмечать след горячей точки, которая ранее сформировала мезозойские магматические породы Белых гор. Мезозойские бассейны (области со штрихами) образовались во время расширения земной коры, связанного с открытием Атлантики. Также показаны две крупные структуры падения метеоритов – Маникуаган (М) и Шарлевуа (С).

Близкого типа рудные концентрации развиты в гигантских анортозитовых интрузивах Джугджурском вдоль южной границы Алданского щита.

Наиболее высокотемпературные плагиоклазы могут содержать в твёрдом растворе до нескольких % калия. Такие плагиоклазы развиты в анортозитовых плутонах и характерны для крайне высокотемпературных чарнокитовых гранитоидов. При отжиге таких плагиоклазов возникли антипертиты – ламеллы распада калишпата или даже *K-Na* полевого шпата в матрице кальциевого плагиоклаза (рис. 3.31, 3.32).

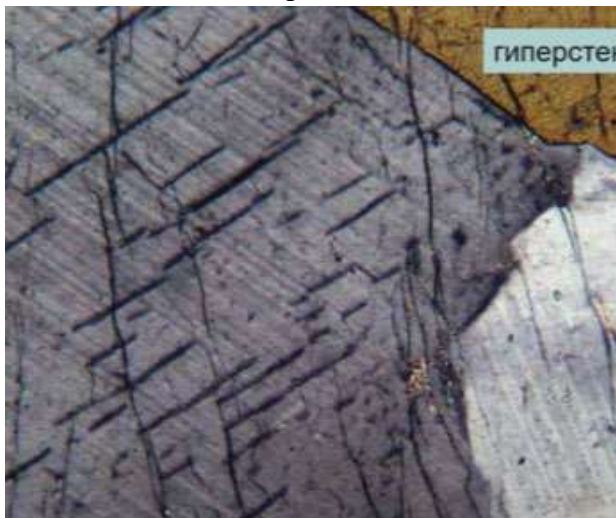


Рис. 3.31. Антипертитовый полевой шпат.
Чарнокиты. Алданский щит. Николи x

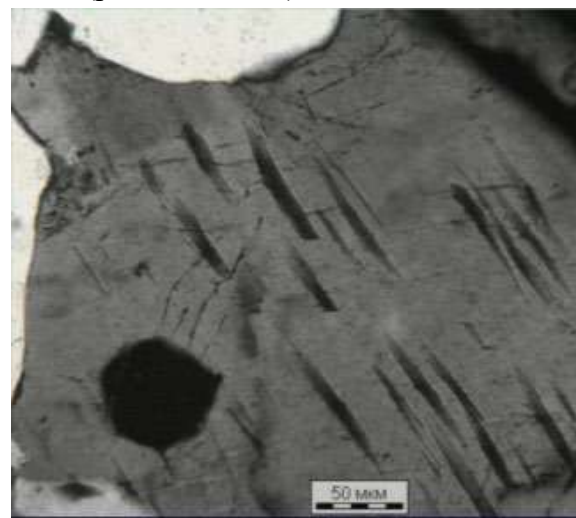


Рис. 3.32. Антипертитовый полевой шпат.
Чарнокиты. Алданский щит.
Николи x

Магматические плагиоклазы отожжённые
 $n (Na,K)Al[Si_3O_8] \cdot 1-n Ca[Al_2Si_2O_8]$

Для крайне высокотемпературных богатых калием плагиоклазов анортозитов типичны антипертиты - ламеллы распада калишпата (рис. 3.33, 3.34).

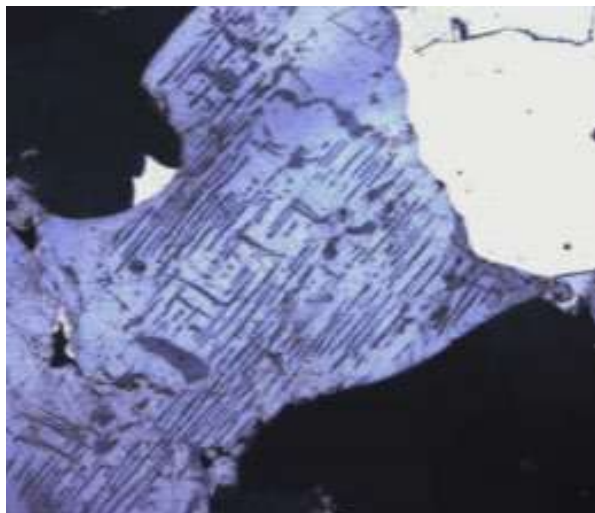


Рис. 3.33. Гранулиты архея. Алданский щит.
Шлиф, николи x

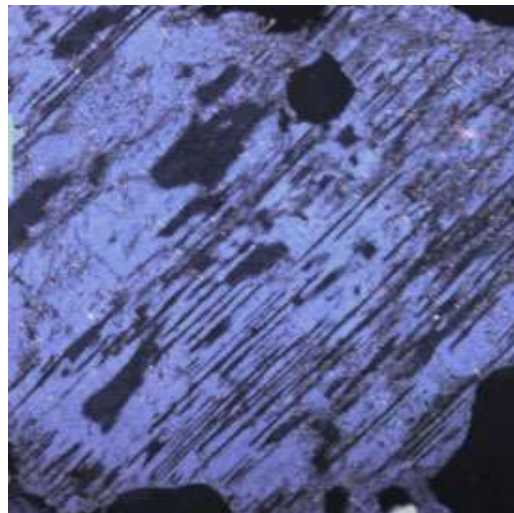


Рис. 3.34. Гранулиты архея.
Алданский щит. Шлиф, николи x

3.2. Превращения магматических плагиоклазов

Пути достижения низкотемпературного упорядоченного состояния у альбита и у анортита совершенно различны. Упорядоченное расположение Si и Al в альбите и в анортите принципиально отличны. Альбитовая схема упорядочения ограничена составами, близкими к чистому альбиту. Анортитовая схема упорядочения допускает гораздо больший диапазон отношений $Al:Si$.

Вследствие электростатических связей между Ca и Al , с одной стороны, и Na и Si , с другой, образование гомогенного упорядоченного плагиоклаза в составах от An_{0-2} до An_{95-100} невозможно. Некоторая добавка анортитового компонента к упорядоченному альбиту неизбежно вызовет разупорядоченность $Al - Si$. Аналогичен эффект добавления альбитового компонента к упорядоченному анортиту. Единственным типом упорядоченной структуры в плагиоклазах промежуточного состава должен быть тот, в котором участки альбитового и анортитового типов отделены друг от друга. То есть должен бы происходить распад на конечные члены. Но! Процессы упорядочения в плагиоклазах кинетически чрезвычайно затруднены. Поэтому обычно метастабильно сохраняются промежуточные составы. А в них при медленном охлаждении развиваются характерные микроструктуры, зависящие и от состава плагиоклаза, и от скорости охлаждения. Типичное метастабильное альтернативное поведение.

Для плагиоклазов промежуточного состава характерны упорядоченно-модулированные структуры. Упорядочение неизбежно связано с некоторым компромиссным распределением $Al-Si$ и $Ca-Na$. Любая попытка упорядочения алюминия и кремния должна основываться на анортитовой схеме упорядочения, поскольку альбитовая схема не допускает заметных отклонений от соотношения $Al : Si = 1 : 3$. Рентгеновские исследования это подтверждают.

Для сохранения баланс зарядов в участке, упорядоченном по Al и Si , катионы Ca и Na должны оставаться разупорядоченными. И наоборот, если упорядочены Ca и Na , то Al и Si должны быть локально разупорядочены.

Взаимодействие между упорядочением $Al-Si$ и $Ca-Na$ стабилизирует упорядоченно-модулированную субмикроструктуру. Масштаб этой модуляции очень тонкий – порядка 50 \AA . Наряду с этими тончайшими структурами во многих плагиоклазах промежуточного состава возникают более «грубые» пластинчатые микроструктуры, возникшие в результате распада высокотемпературных плагиоклазов. Известны три типа таких сростаний: 1. в области состава An_{0-16} – перистериты; 2. в области состава An_{45-60} – сростания Бётгильда; 3. в области An_{65-90} – сростания Хуттенлохера. Размер пластин до видимого в оптическом микроскопе.

Оптические характеристики плагиоклазов разделяются достаточно хорошо (рис. 3.35).

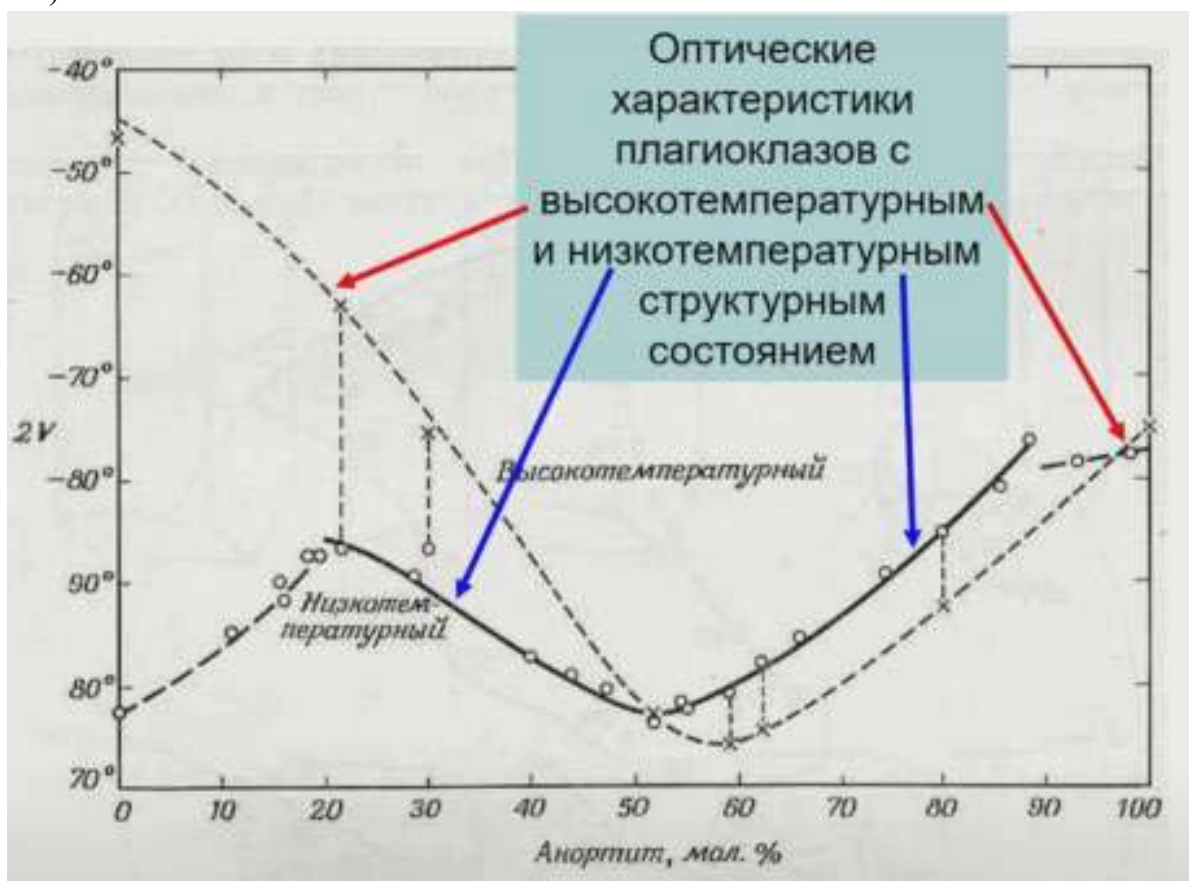


Рис. 3.35. Углы оптических осей низкотемпературных природных плагиоклазов (кружки) и тех же образцов после их отжига до температуры, близкой к солидусу (крестики). Крестик на An_{100} дает угол оптических осей анортита, полученного путем сухого синтеза (Smith J. R., 1956)

Аналогично, рентгенометрические характеристики плагиоклазов (рис. 3.36). Для существенно-натриевых и натриево-кальциевых плагиоклазов характеристика помогает

оценить структурное состояние. Для плагиоклазов, близких к анортиту, разница практически исчезает.

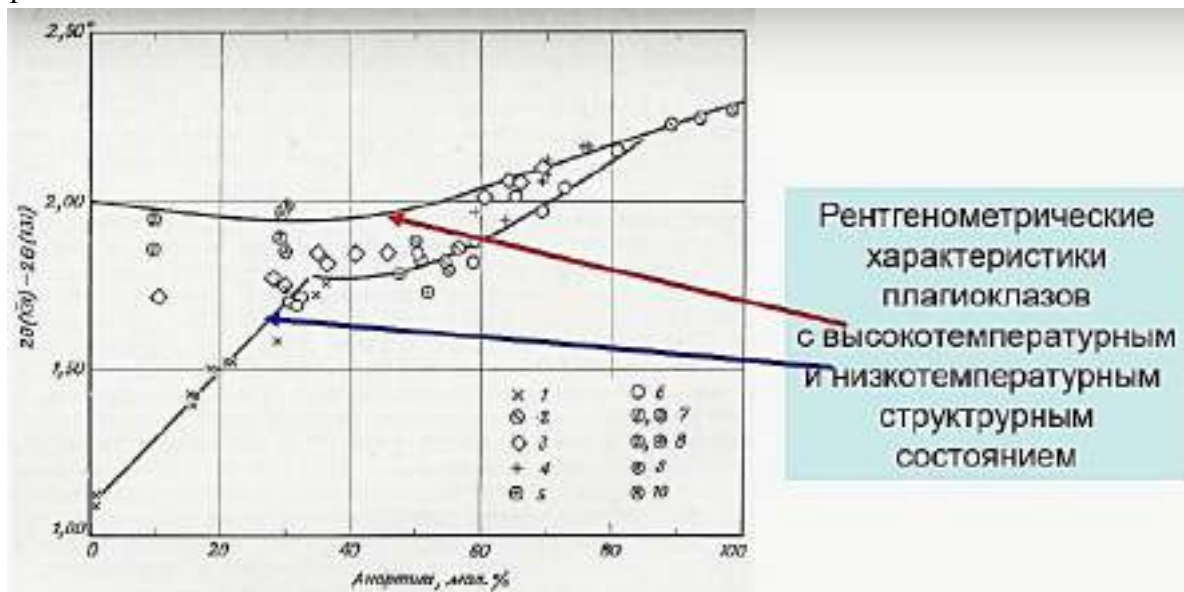


Рис. 3.36. Зависимость $2\theta(131) - 2\theta(111)$ от состава для плагиоклазов различного происхождения. 1 – плагиоклазовых пегматитов и гранитов; 2 – плагиоклазы метаморфических пород; 3 – плагиоклазы эффузивных пород; 4 – плагиоклазы анортозитовых массивов верхних горизонтов габбрового силла, северная Миннесота; 5 – плагиоклазы анортозитовых массивов типа Адирондакского массива; плагиоклазы различных пород, точное место взятия которых неизвестно; 7 – плагиоклазы, синтезированные из стекла при температуре 640°C и давлении паров воды 10 000 бар; 8 – плагиоклазы, синтезированные из кристаллического материала при температуре 640°C и давлении паров воды 1000 бар; 9 – природный плагиоклаз из пегматитов, отожженный в течение 9 час при температуре 1122°C ; 10 – природный плагиоклаз из пегматита, отожженный в течение 24 час при температуре 1140° (Smith, Yoder, 1956)

Субсолидусные превращения в плагиоклазах имеют три типа распада с образованием ламелей субмикроскопического масштаба (рис. 3.37). При попадании в серые поля при температуре в $500\text{-}600^{\circ}$ происходит распад:

- Пиристерит на альбит и плагиоклаз;
- Срастания Бёггильда испытывают распад на андезин и лабрадор;
- Срастания Хуттенлохера испытывают распад на лабрадор-битовнит и высококальциевый битовнит.

Такой распад может происходить только в глубинных условиях. По этой причине: по левой части диаграммы образуются в основном глубинные гранитные пегматиты, существенно плагиоклазовые.

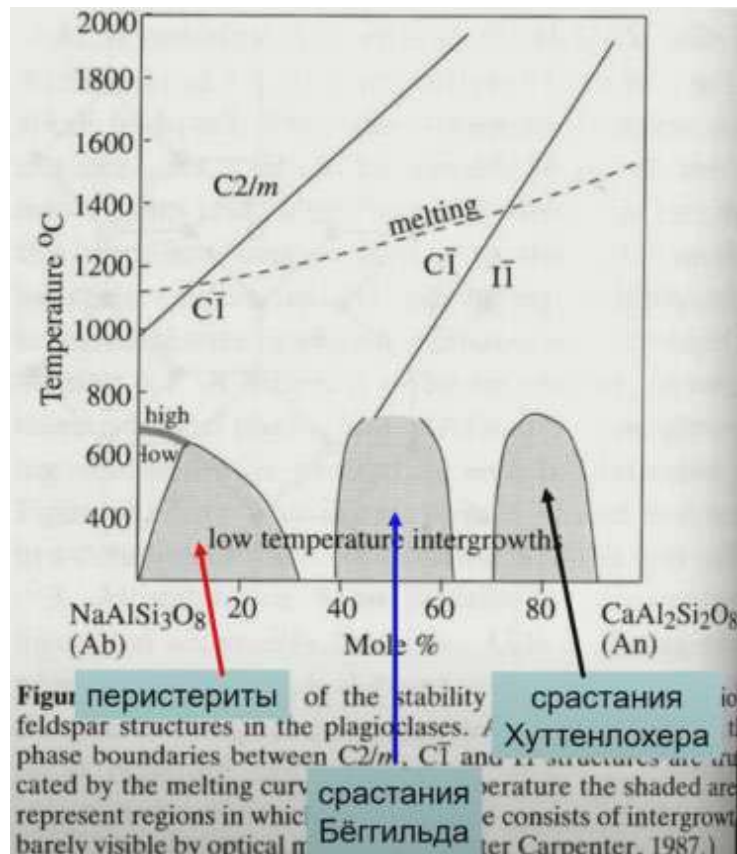


Рис. 3.37. Субсолидусные превращения в плагиоклазах

Глубинные гранитные пегматиты могут быть представлены перистеритами (рис. 3.38) и беломоритами (рис. 3.39).

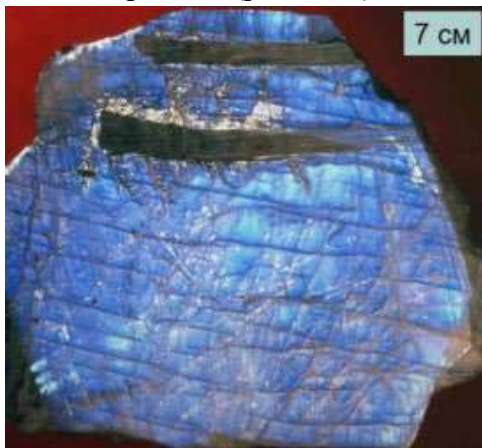


Рис. 3.38. Перистерит

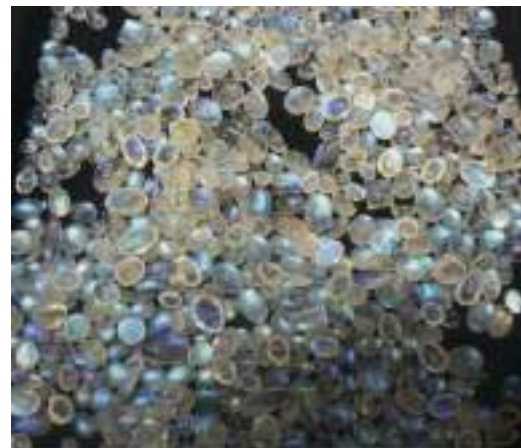


Рис. 3.39. Беломорит

Лабрадор анортозитов Волыни с валовым составом $Ca_{57.9}Na_{39.7}K_{2.4}$ с фиолетово-синей лабрадорисценцией представляет собой тончайшие ламеллярные сростания Бёггильда – андезин – лабрадор -криптопертиты (рис. 3.40, 3.41).

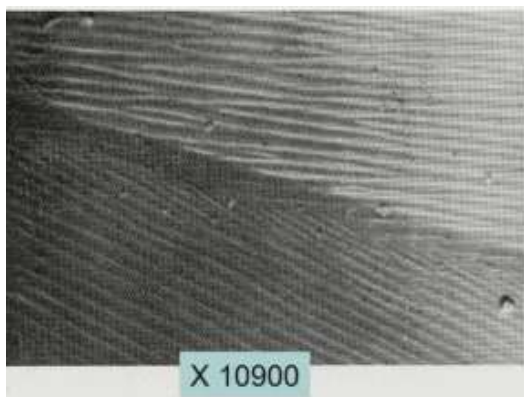


Рис. 3.40. Срастания Бёггильда

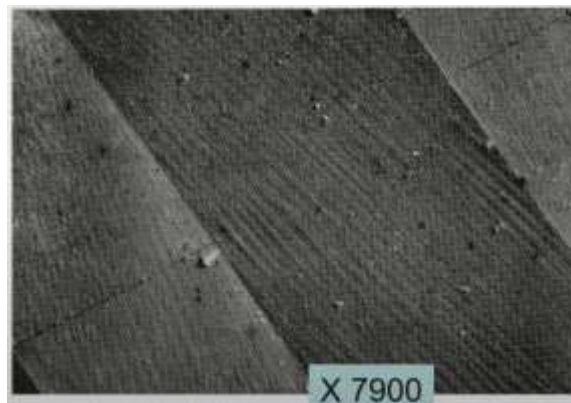


Рис. 3.41. Срастания Бёггильда

Лекция 4. Генетические особенности пироксенов и амфиболов

4.1. Устойчивость и фазовые диаграммы

При весьма высоких температурах устойчивы только клинопироксены, в их числе клиноэнстатит, клинобронзит и клиногиперстен, – характерные минералы коматиитов, марианитов и бонинитов.

При более низких температурах устойчивы обычные клинопироксены, ромбические пироксены, пижонит.

При ещё более низких температурах устойчивы обычные моноклинные и ромбические пироксены.

На рисунке 4.1. показана диаграмма изменения критической температуры сольвуса авгит-пижонит и минимальной стабильности пижонита в зависимости от мольных долей $Mg/(Mg + Fe)$ в системе $Di-En-Hd-Fs$ при атмосферном давлении. Кривые показаны пунктиром при высоких содержаниях железа, чтобы показать, что пироксены в «запретной зоне» нестабильны. Длинная пунктирная линия указывает на минимальную стабильность природного голубита, содержащего нечетырехгранные компоненты. Пунктирная линия указывает на типичную фракционную ванну базальтовой магмы.

Из диаграммы исключен кальций. При крайне высоких температурах – порядка 1400 градусов – существуют исключительно клинопироксены (не только с кальцием, но и без): клиноэнстатит, клинобронзит и др.

Главная характеристика пироксенов – $Ca/(Ca+Mg+Fe) \dots, \%$:

- 0-5 % – ромбические пироксены;
- 5-15% – пижонит (и ферропижонит);
- 15-25 % – субСа авгит (и ферроавгит);
- 25-45 % – авгит (и ферроавгит);
- 45-50 % – диопсид (до геденбергита);
- 50-65 % – фассаит.

При весьма высоких температурах взаимная растворимость $MgMgSi_2O_6 - Fe^{2+}Fe^{2+}Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6 - CaFe^{2+}Si_2O_6$ не ограниченная.

На рисунке 4.2. показаны диаграммы:

(a) Композиционный диапазон распространенных пироксенов в терминах $CaSiO$, $MgSiO$, $FeSiO$. Пироксены в пределах «запретной зоны» нестабильны по отношению к богатому кальцием канопи-роксену + фаялитовому оливину + кварцу. Эта зона уменьшается с ростом давления, исчезая выше 1,15 ГПа.

(b) Упрощенная схема псевдобинарного воспроизведения фазовых отношений вблизи стороны $En-Di$ четырехугольника пироксена. Высокотемпературный полиморф энстатита и небольшое поле инконгруэнтного плавления с участием оливина опущены. Ламели растворения с участием пижонита и авгита приблизительно параллельны (001), а с участием ортопироксена и авгита приблизительно параллельны (100).

(c) Ориентация ламелей экзосоединения в пигеоните, который медленно охлаждается и инвертируется в ортопироксен, образуя инвертированный пигеонит.

(d) Фотомикрограмма инвертированного пижонита. Север, анортозитовый массив озера Сент-Джон, Квебек.

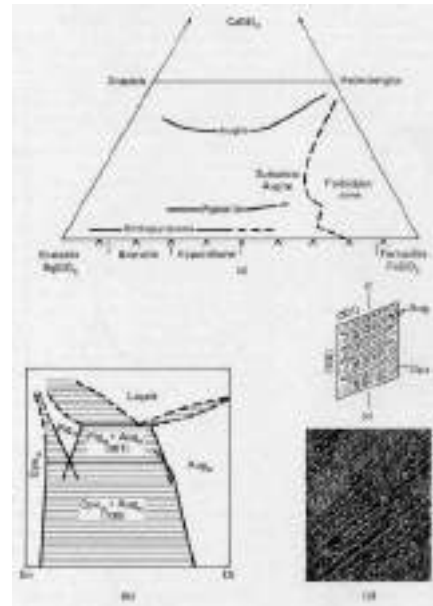
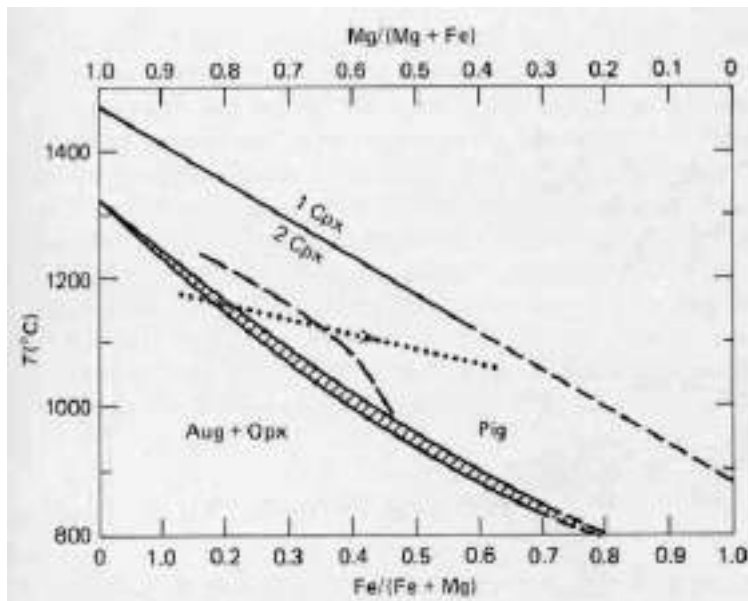


Рис. 4.1. Изменение критической температуры сольвуса авгит-пижонит и минимальной стабильности пижонита в зависимости от мольных долей $Mg/(Mg + Fe)$ в системе $Di-En-Hd-Fs$ при атмосферном давлении

Рис. 4.2. Диаграммы фазового отношения

4.2. Структуры пикроксеренов

Миналы и минералы

Рассмотрим стандартный ряд диопсид – димбергит:

- диопсид $CaMg[Si_2O_6]$, мон.
 - салит, ферросалит
 - геденбергит $CaFe^{2+}[Si_2O_6]$, мон.
 - джохансенит $CaMn^{2+}[Si_2O_6]$, мон.
 - питданнит $CaZn[Si_2O_6]$
 - каноит $Mn^{2+}Mg[Si_2O_6]$, мон.
 - пижонит $(Mg, Fe^{2+}, Ca)(Mg, Fe^{2+})[Si_2O_6]$
 - ферропижонит
 - авгит, ферроавгит
 - эндиопсид
 - клиноэнстатит $MgMg[Si_2O_6]$, мон.
 - клинобронзит, клиногиперстен,
 - клиноферросилит $Fe^{2+}Fe^{2+}[Si_2O_6]$
- и ряд ромбопикроксеренов:
- энстатит $MgMg[Si_2O_6]$, ромб.

- бронзит, гиперстен, феррогиперстен, эвлит
- ортоферросилит $Fe^{2+}Fe^{2+}[Si_2O_6]$

На рисунке 4.3 показана четырехкомпонентная трапеция с нанесенными составами клинопироксенов Луны. Почти все поле имеет отметки, что указывает на коллосальный диапазон дифференциации по железистости, содержанию кальция.



Рис. 4.3. Четырехкомпонентная диаграмма с номенклатурой лунных пироксенов, показывающая общие тренды их составов

Структуры пижонита

На рисунках 4.4 и 4.5 показаны известные диаграммы – структуры пироксеновой цепочки. Верхние рисунки составлены при изучении кристаллизации при давлении 1 атм, нижние рисунки составлены при изучении кристаллизации расплава при 15000 атм. Разницы практически не наблюдается.

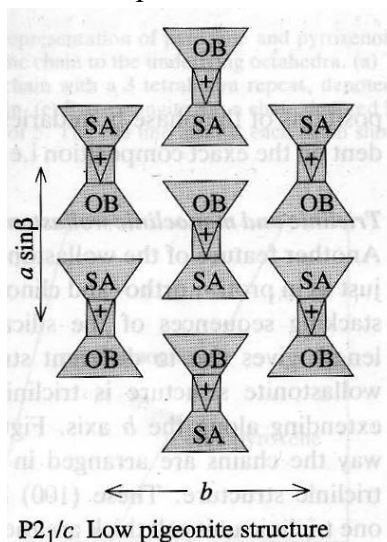


Рис. 4.4. Структура пижонита

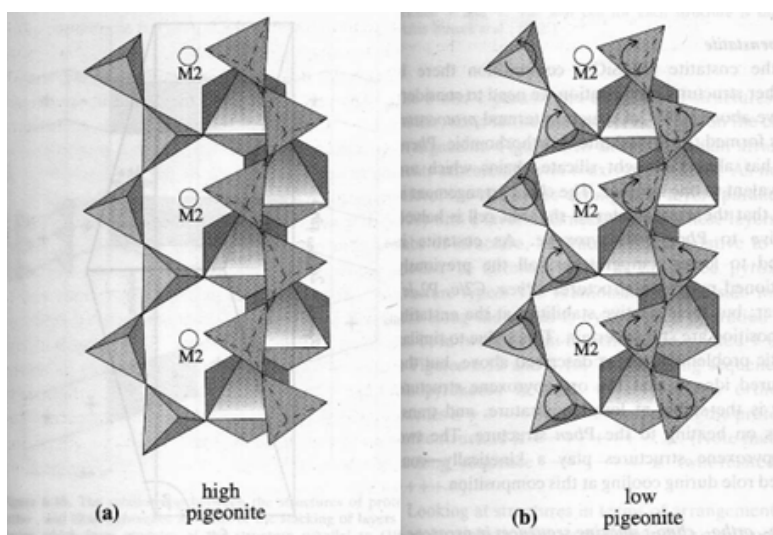


Рис. 4.5. Структуры пижонита

Как видно на рисунке 4.6, давление слабо влияет на состав авгита и ромбопироксенов.

Самый высокотемпературный пироксен – *эндиопсид*.

Самый низкотемпературный пироксен – *геденбергит*.

Наиболее поздние клинопироксены – ферросалит и геденбергит Аю-Дага – ~ 600-550° С. Черными отметками обозначены ферроавгит и феррогиперстен окончания основной стадии магматической кристаллизации Аю-Дага ~ 850-800° С. Фиолетовыми отметками обозначены авгит, пижонит и гиперстен основной стадии магматической кристаллизации Аю-Дага ~ 1000-950° С. Зелеными отметками обозначены Mg авгит, субСа авгит и бронзит ранней стадии магматической кристаллизации Аю-Дага ~ 1200-1150° С.

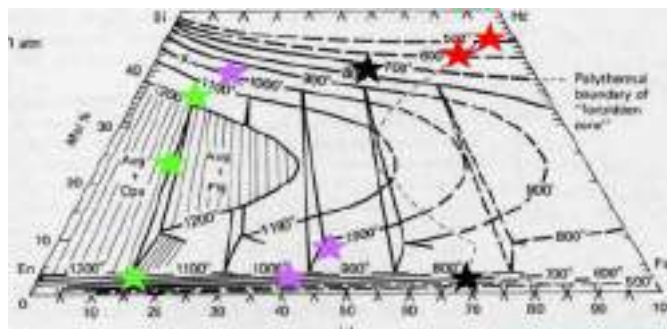


Рис. 4.6. Пироксеновая термометрия: монопироксеновая
двупироксеновая
трёхпироксеновая

На рисунке 4.7. составы рассчитаны с использованием термодинамических данных, собранных Ghiorso & Sack (1995). Ф.П.: путь фракционирования.

Пунктирные линии соединяют составы сосуществующих пироксенов в термодинамической модели. Состав при 1173°С показывает соотношение *Fe:Mg* в оливине на ликвидусе.

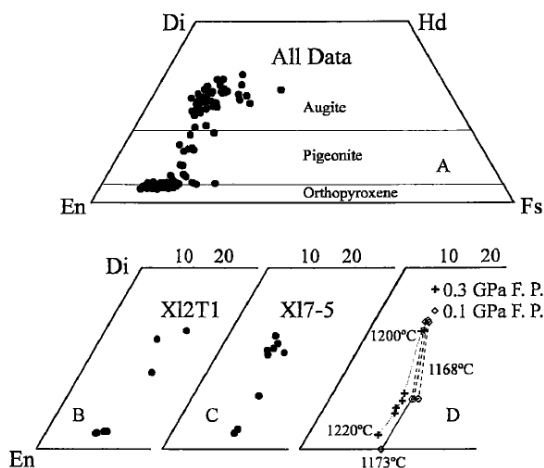


Рис. 4.7. А. Составы пироксенов в эпитаксиальных ориентациях из лавового потока 1881 года из Мауна-Лоа. Названия пироксенов взяты из Morimoto (1989). В и С.

Составы фаз при эпитактическом росте из отдельных зерен. Г. Предполагаемые составы пироксенов, полученных при фракционной кристаллизации расплава, имеющего исходный состав, равный составу породы, указанному в Macdonald & Katsura

4.3. Ромбические пироксены

Характерной формой ромбических пироксенов являются уплощенные, удлиненные зерна, в отличие от моноклинных, которые обычно имеют изометрическую форму. На рисунках 4.1, 4.2 показаны примеры кумулятов из придонной части Мончегорского платона. Кумуляты имеют хромшпинелидовый, оливковый состав.

Ромбические пироксены, также как и оливины, легко серпентинизируются. На рисунках 4.3 и 4.4 показаны ромбические пироксены в гипербазитах.



Рис. 4.1. Ромбопироксен – хромшпинелид – оливковые кумуляты. Мончеплутон. Придонная часть

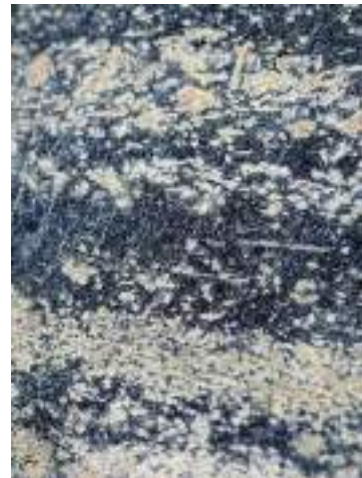


Рис. 4.2. Ромбопироксен – хромшпинелид – оливковые кумуляты. Мончеплутон. Придонная часть

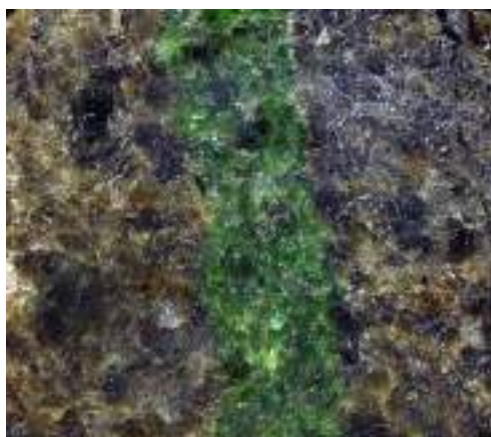


Рис. 4.3. Ромбический пироксен (бронзит) и клинопироксен

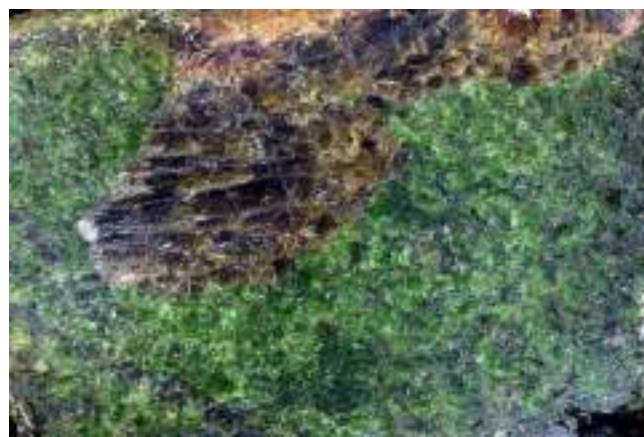


Рис. 4.4. Ромбический пироксен (бронзит) и клинопироксен (хромистый эндиопсид) в гипербазитах Полярного Урала

(хромистый эндиопсид) в
гипербазитах Полярного Урала

В магматических системах ромбические пироксены образуются по модели, показанной, на схеме (рис. 4.5).

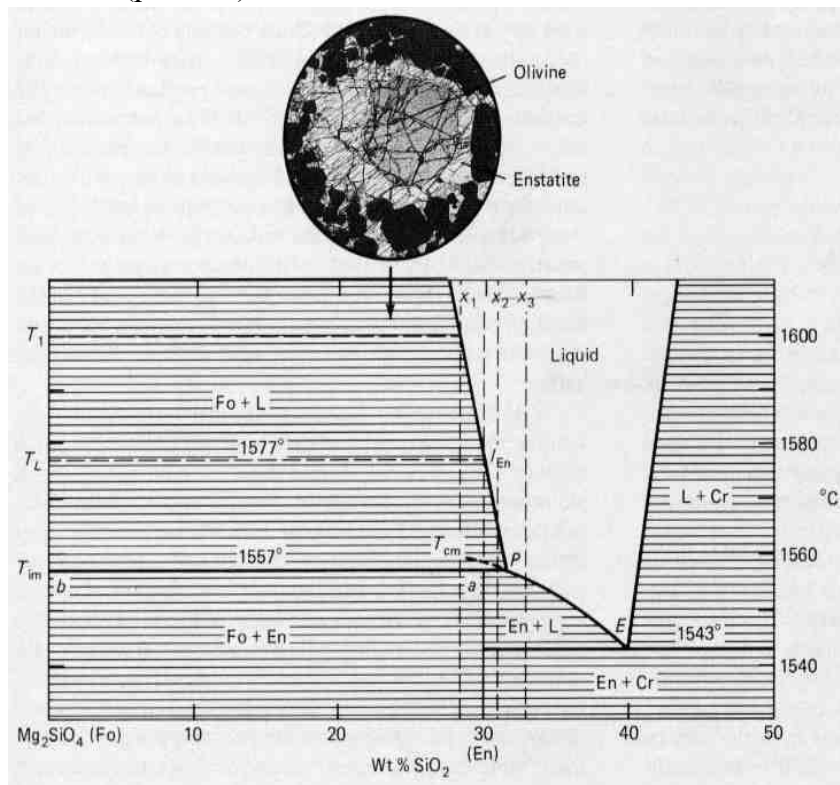


Рис. 4.5. Модель образования ромбического пироксена в магматических системах

О равновесии ромбических пироксенов и оливинов

Распределение никеля и магния в сосуществующих ромбических пироксенах и оливинах – геотермометр (Podvin, 1988):

$$K_{Ni-Mg} = (Ni:Mg)_{\text{оливин}} : (Ni:Mg)_{\text{ромбопироксен}}$$

$$\ln K_{Ni-Mg} = [3801 : T^{\circ} K] - 1.815$$

$$T^{\circ} K = 3801 : (1.815 + \ln K_{Ni-Mg})$$

$$\log K_{Ni-Mg} = 0.7 \rightarrow 1225^{\circ} C, 0.9 \rightarrow 1125^{\circ} C, 1.0 \rightarrow 1075^{\circ} C$$

Ромбические пироксены сменяются парагенезом оливин + кварц при следующих параметрах:

- $T 1000^{\circ} C$
- при давлении 0 кб и составах более железистых, чем Mg_{35}
- при давлении более 2.5 кб и составе Mg_{30}
- при давлении более 5 кб и составе Mg_{25}
- при давлении более 7.3 кб и составе Mg_{20}
- при давлении более 9.1 кб и составе Mg_{15}
- при давлении более 10.8 кб и составе Mg_{10}

- при давлении более 12.4 кб и составе $Mg_{0.5}$

Ромбические пироксены в магматических системах

Ромбические пироксены – характерные минералы магматитов от ультраосновного до кремнекислого состава, обычно низко и умеренно щелочных, т.е. толеитовых и известково-щелочных.

Особенность состава ромбопироксенов – высокое содержание SiO_2 :

энстатит $Mg_{100} - SiO_2$ 60 масс. %, MgO 40 масс. %, плотность 3.2 г/см³;

гиперстен $Mg_{70} - SiO_2$ 55 масс. %, MgO 20 масс. %, плотность 3.4 г/см³;

ферросилит $Mg_{0} - SiO_2$ 35 масс. %, MgO – , плотность 4.0 г/см³.

С ростом железистости ромбических пироксенов увеличивается их двупреломление ($n_g - n_p$):

- энстатит – 0.008,
- бронзит – 0.010,
- гиперстен – 0.012,
- феррогиперстен – 0.016,
- ортоферросилит – 0.022.

С ростом температуры в ромбопироксенах растёт содержание Ca .

С ростом давления в ромб. пироксенах растёт содержание алюминия, по экспериментальным данным: 6 кб (1200⁰ C) ~ 4 масс. % Al_2O_3 , 10 кб (1250⁰ C) ~ 7 масс. % Al_2O_3 , 11.5 кб (1270⁰ C) ~ 8 масс. % Al_2O_3 , 18 кб (1400⁰ C) ~ 14 масс. % Al_2O_3 , предельно до 19 % Al_2O_3 .

Ромбические пироксены $M_1M_2Si_2O_6$ магматитов отличаются от ромб. пироксенов метаморфитов мало упорядоченным распределением магния и железа по двум катионным позициям (в ромб. пироксенах метаморфитов железо в основном сосредоточено в позиции M_2).

Типичные образцы гиперстеновых базальтов и андезитов показаны на фотографиях ниже (рис. 4.6 – 4.9).

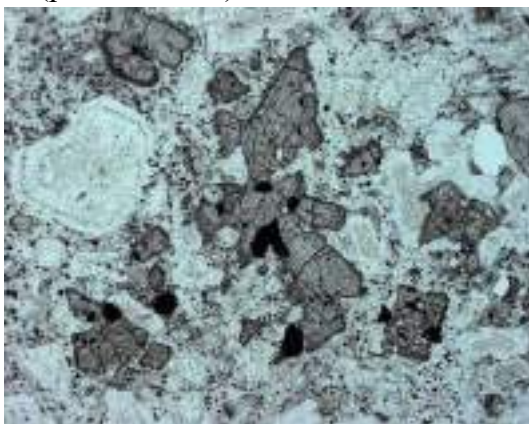


Рис. 4.6. Бронзитовые андезиты. Вокруг бронзита – оцанитовая кайма. Шлиф. При 1 николе

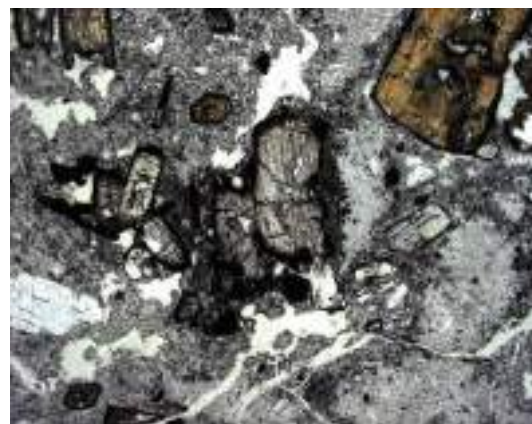


Рис. 4.7. Бронзитовые андезиты. Шлиф. При 1 николе

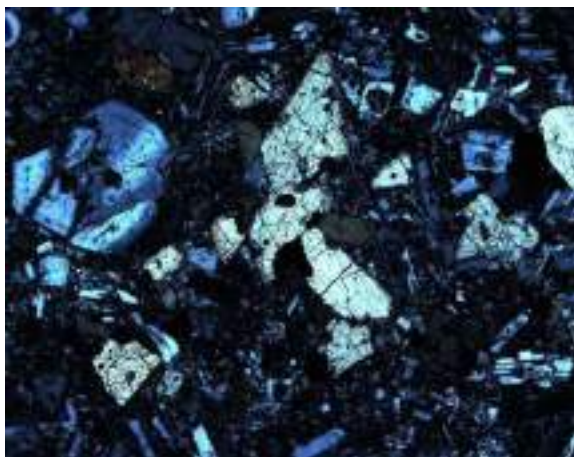


Рис. 4.8. Бронзитовые андезиты. Вокруг
бронзита – опацитовая кайма. Шлиф.
Николи х

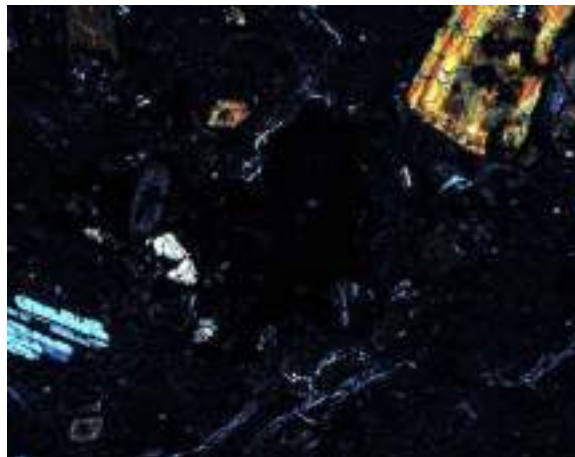


Рис. 4.9. Бронзитовые андезиты. Шлиф.
Николи х

Эрнст Максович сделал зарисовки железистых бронзитов с включениями гиперстена, которые он окрасил в розовый цвет (рис. 4.11, 4.12). Структуры закручивались, образуя структуры типа «снежный ком» с каймой замещения вокруг роговой обманки. Биотит вырос после образования структур кручения.

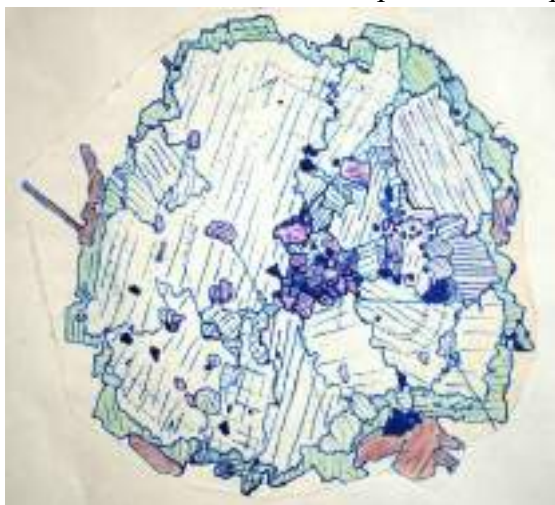


Рис. 4.10. Железистый бронзит -
гиперстен (розовый). Кварцевые
лейкогаббро-нориты. Мелкие
золотоносные интрузивы Север.
Казахстана. Зарисовки шлифов ЭМС

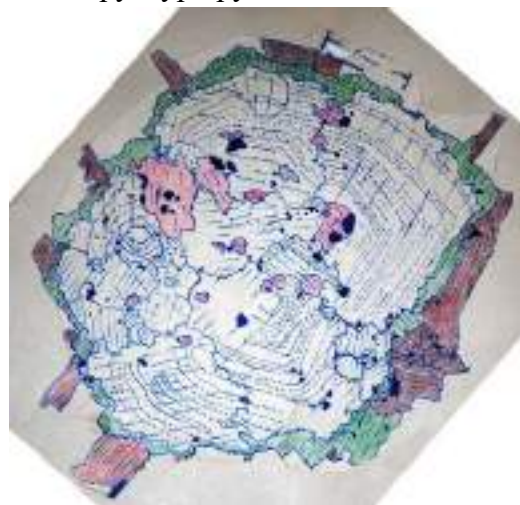


Рис. 4.12. Железистый бронзит -
гиперстен (розовый). Кварцевые
лейкогаббро-нориты. Мелкие
золотоносные интрузивы Север.
Казахстана. Зарисовки шлифов ЭМС

На рисунке 4.13 показан типичный зональный кристалл гиперстена – феррогиперстена. В отраженных электронах: чёрные кристаллы – битовнит, белый – титаномагнетит.

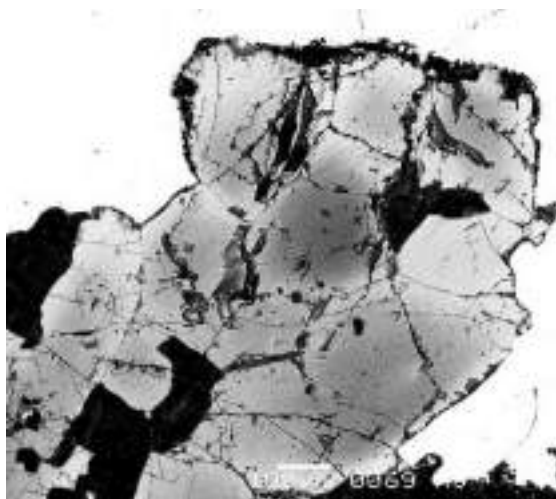
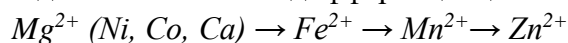


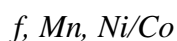
Рис. 4.13. Зональные кристаллы гиперстена – феррогиперстена. Кварцевые габбро-норит-долериты. Интрузив Аю-Даг, Крым

Эволюция состава

Эволюция состава в ходе магматической дифференциации:



Индикаторы степени дифференциации:



Чем более магнезиальный, тем больше никеля – обычно 0.2-0.7 % (чаще 0.3-0.5%).

Индикаторы fO_2 – железистость, Fe^{3+}

Индикаторы T – магнезиальность, Ca .

Индикатор глубинности – Cr .

На рисунке 4.14 показана диаграмма типичных магматических ромбо- и клинопироксенов. Заметно большее содержание хрома и 3-5% содержания алюминия.

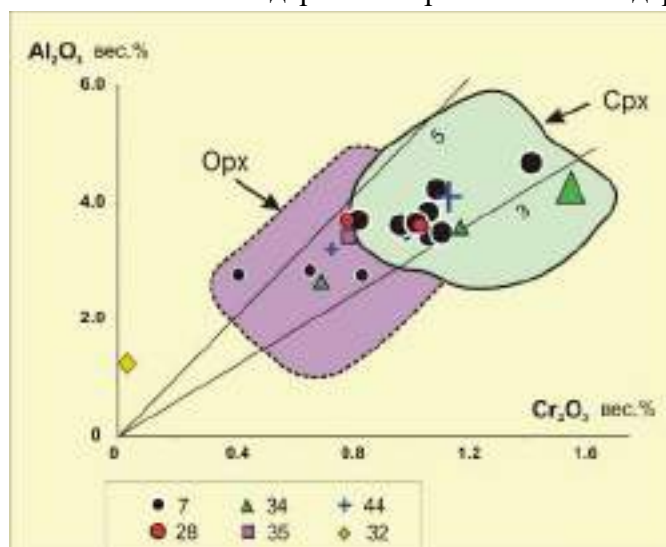


Рис. 4.14. Мантийные магматические ромбо- и клинопироксены гипербазитов

Рассмотрим когерентный распад высоко температурного обогащённого кальцием пироксенового твёрдого раствора на энстатит (матрица) и авгит (рис. 4.13 – 4.18).

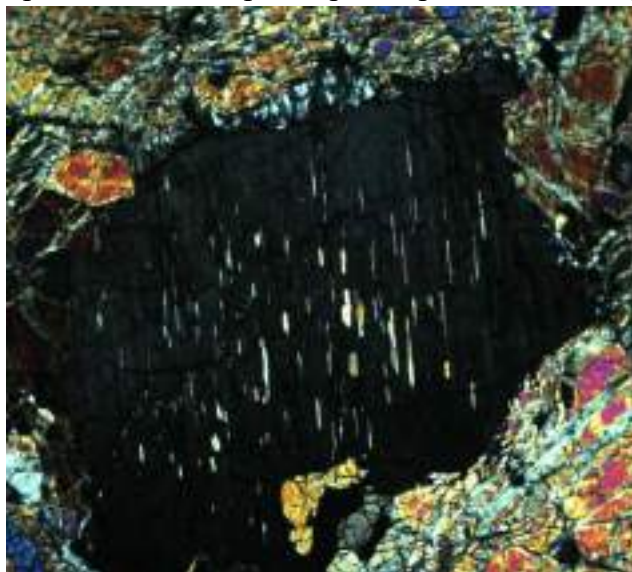


Рис. 4.13. Ламелли распада авгита в энстатите. Гарцбургиты. Шлиф. Николи х.

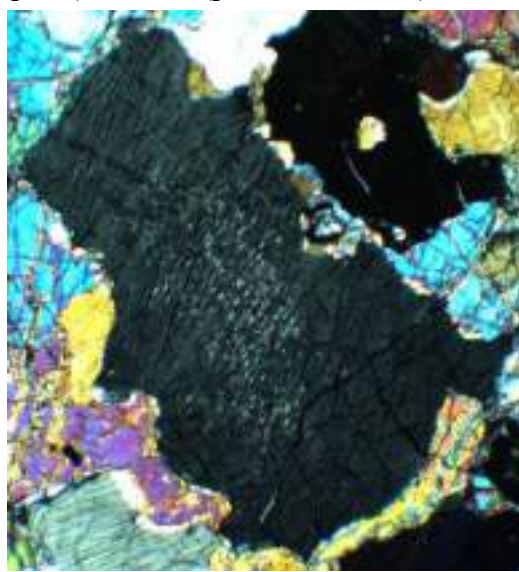


Рис. 4.14. Лерцолиты Нуралинского массива. Шлиф. Николи х. Южный Урал



Рис. 4.15. Ламелли распада авгита в энстатите. Шлифы. Николи х.

Гарцбургиты (слева) и лерцолиты Нуралинского массива. Южный Урал

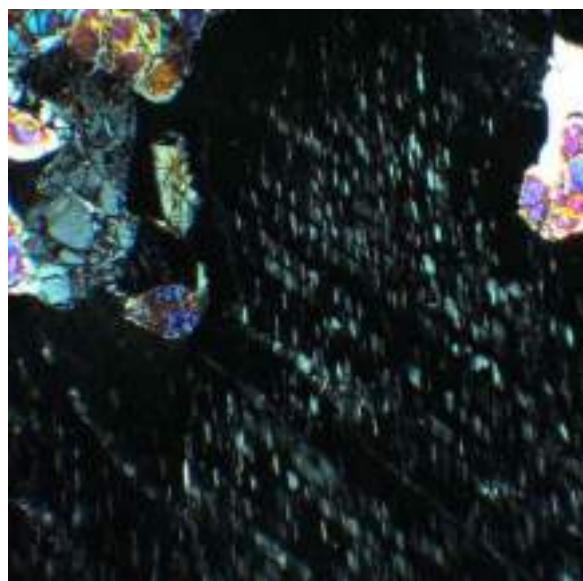
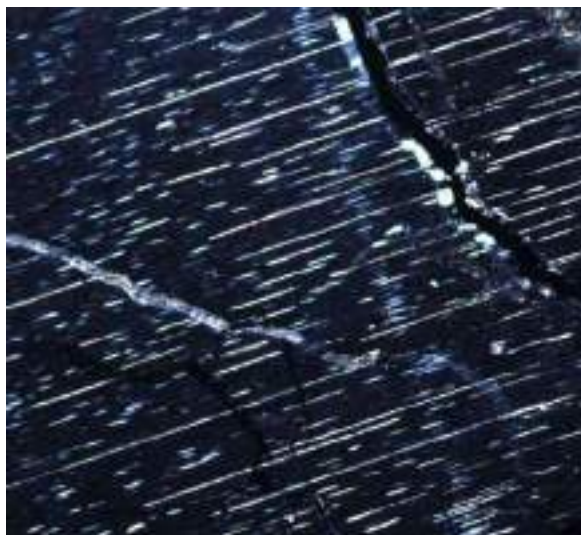
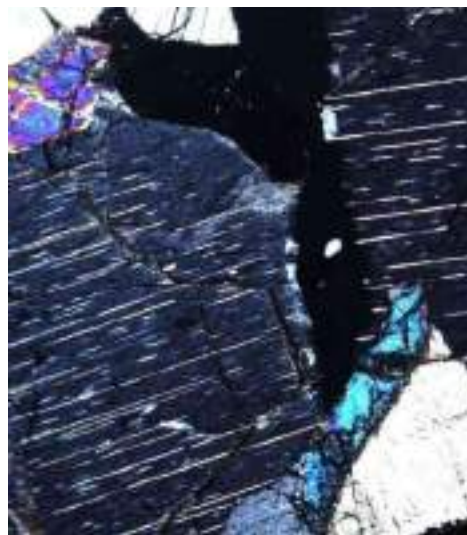


Рис. 4.16. Ламелли распада авгита в энстатите. Шлифы. Николи х.

Гарцбургиты (слева) и лерцолиты Нуралинского массива. Южный Урал



*Рис. 4.17. Ламелли распада авгита в
бронзите гранатовых «перидотитов»*



*Рис. 4.18. Ламелли распада авгита в
бронзите гранатовых «перидотитов»*

4.4. Пижонит

Пижонит – это высокотемпературная фаза. Чаще всего пижонит встречается именно в магматических горных породах. Он имеет такие структуры распада, которые можно узнать при любой степени изменения горной породы.

Как и ромбические пироксены, пижонит имеет удлиненные, вытянутые кристаллы (рис. 4.19, 4.20).



*Рис. 4.19. Пижонитовые габбро-нориты
верхней части Бушвельдского интрузива*



*Рис. 4.20. Пижонитовые габбро-
нориты верхней части Бушвельдского
интрузива*

На рисунках 4.21 и 4.22 показаны вкрапленники пижонита в стекловатых пикритах.

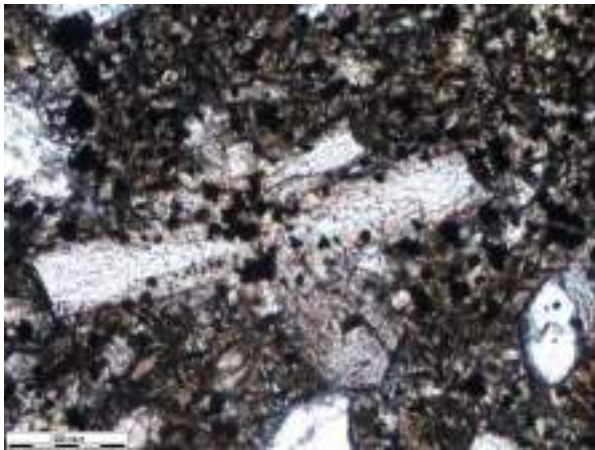


Рис. 4.21. Вкрапленники пижонита и оливина в стекловатых пикритах. Озеро Долей-Нор, СВ Монголия. Шлиф при 1 николе

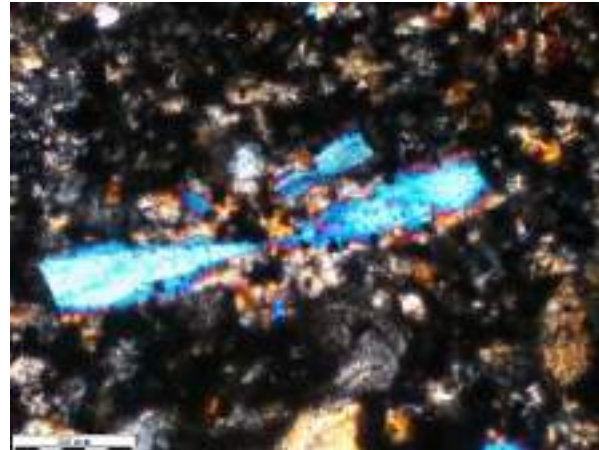


Рис. 4.22. Вкрапленники пижонита и оливина в стекловатых пикритах. Озеро Долей-Нор, СВ Монголия. Шлиф, николи x

На рисунках 4.23 показано тонкое чередование структур субкальциевого авгита, в центре виден двойник с крупными поперечными ламиллями авгита – пижонита.



Рис. 4.23. Пироксены – субкальциевый авгит и пижонит кварцевых габбро-норитов Йоко-Довыренского плутона. Шлиф при 1 николе

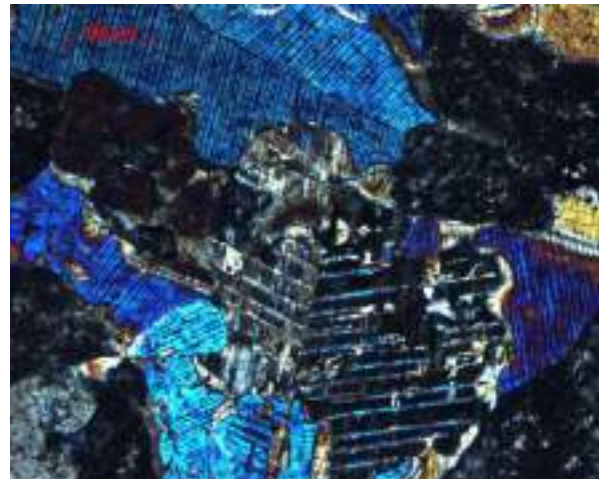


Рис. 4.24. Пироксены – субкальциевый авгит и пижонит кварцевых габбро-норитов Йоко-Довыренского плутона. Шлиф. Николи x

Рассмотрим детальнее структуры «спинифекс» на примере коматиитов зеленокаменного пояса Абитибиде архейского возраста, Канадский щит (рис. 4.25, 4.26): тонкими линиями видны скелетные кристаллы пижонита и субкальциевого авгита.



Рис. 4.24. Структуры «спинифекс». Коматииты зеленокаменного пояса Абитиби архейского возраста, Канадский щит. При 1 никеле

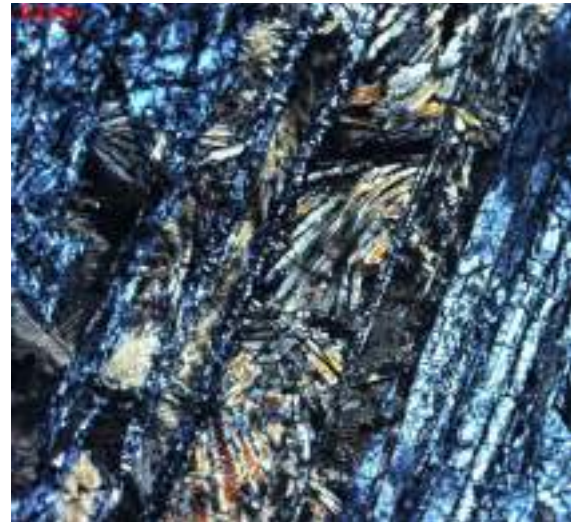


Рис. 4.25. Структуры «спинифекс». Коматииты зеленокаменного пояса Абитиби архейского возраста, Канадский щит. Никели x

На рисунке 4.26 показаны структуры «спинифекс»: зелеными стрелками показаны скелетные кристаллы пижонита и субкальциевого авгита, оранжевыми стрелками обозначены скелетные кристаллы титано-магнетита.

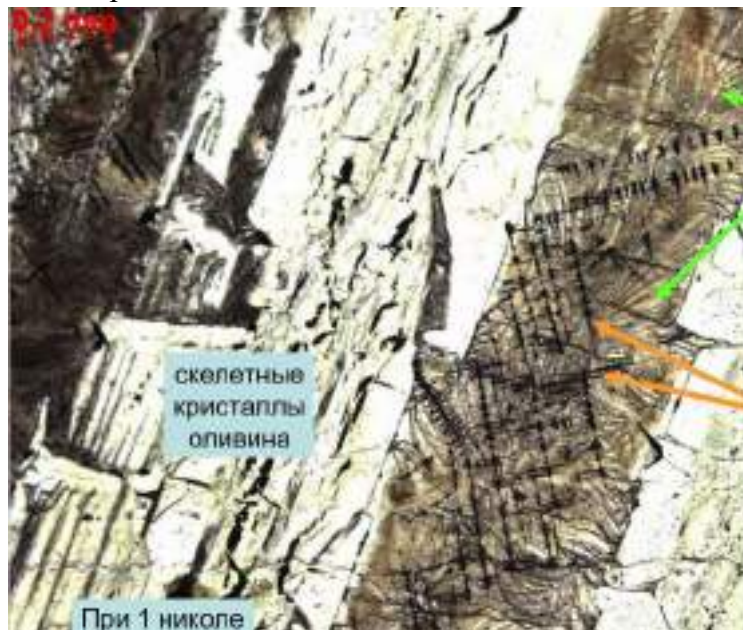


Рис. 4.26. Структуры «спинифекс». Коматииты зеленокаменного пояса Абитиби архейского возраста, Канадский щит. При 1 никеле

Сольвус пижонит – авгит имеет куполообразную форму (рис. 4.27). Купол достигает почти 1100 градусов.

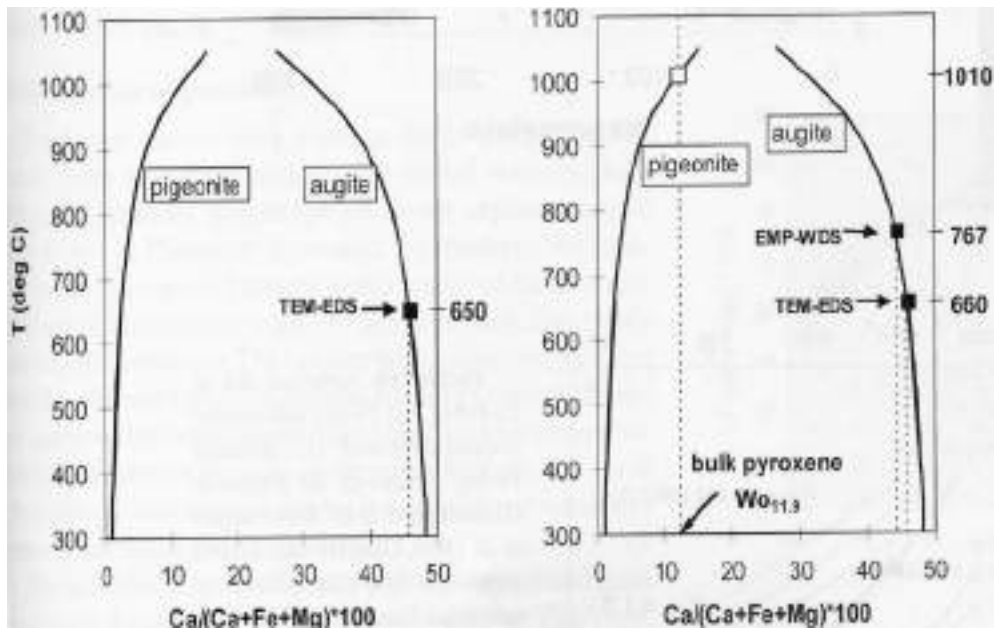


Рис. 4.27. Сольвусы пижонит – авгит

Рассмотрим превращения в пижоните (рис. 4.28, 4.29) на примере габбро-норитов Восточного Казахстана.

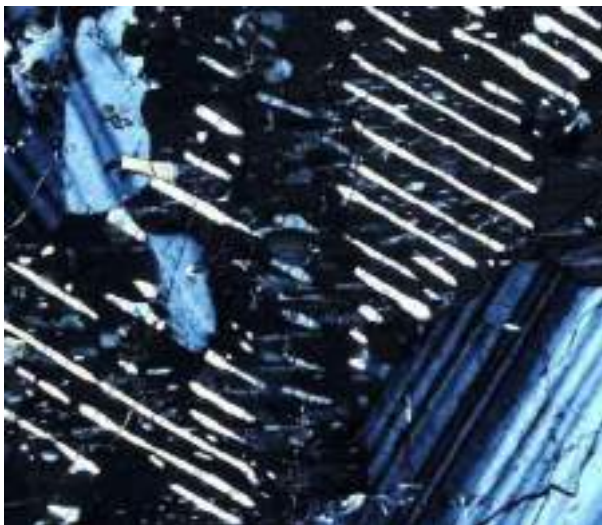


Рис. 4.28. Габбро-нориты. ВоРаспад пижонита на ромбопироксен (матрица) и авгит (ламелли). Восточный Казахстан

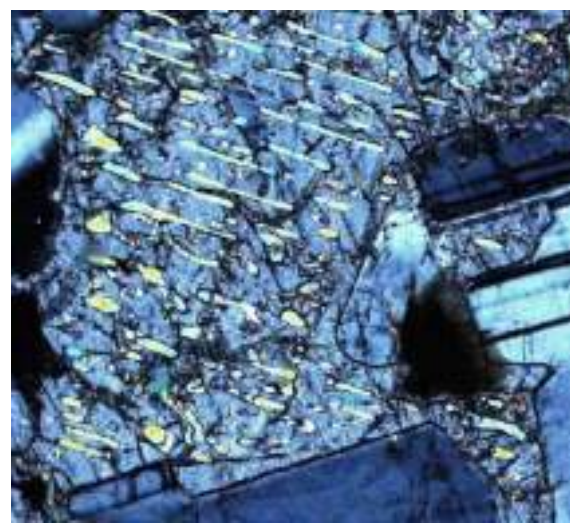


Рис. 4.29. Габбро-нориты. ВоРаспад пижонита на ромбопироксен (матрица) и авгит (ламелли). Восточный Казахстан

Распад в пижоните интрузивных пород проходит в две стадии.

На 1 стадии пижонит распадается на ромбический пироксен (матрица) и авгит (ламелли).

Достаточно толстые ламеллы авгита 1 стадии ориентированы по (001) – поперёк удлинения кристаллов пижонита, навстречу друг другу, если кристалл пижонита был сдвойникован.

Пижонит превращается в эপিписонит. На 2 стадии эпиписонит распадается уже как ромбический пироксен: образуются относительно тонкие ламеллы авгита, ориентированные вдоль удлинения кристалла.

На рисунке 4.30 показана последовательность процессов, приводящих к наблюдаемому срастанию, такова:

- (I) рост сдвоенного кристалла пижонита из расплава;
- (II) растворение авгита на (001), дающее елочный узор;
- (III) преобразование пижонита в ортопироксен;
- (IV) дальнейшее растворение авгита из ортопироксена (небольшие вертикальные ламеллы).

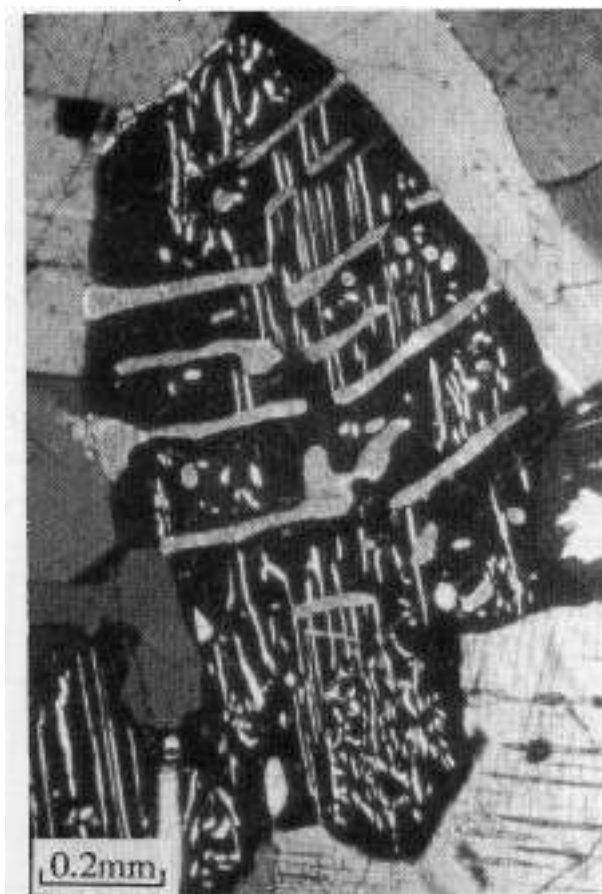


Рис. 4.30. Оптический микрограф перевернутого пижонита из комплекса Бушвельд

На рисунках 4.31 – 4.34 показаны две стадии распада пижонита. Наилучшим образом это наблюдается в шлифах при скрещенных николях.



Рис. 4.31. Две стадии распада пижонита. Оливиновые габбро-нориты. Иоко-Довыренский pluton. СВ Прибайкалье. Шлиф при 1 никеле



Рис. 4.32. Две стадии распада пижонита. Оливиновые габбро-нориты. Иоко-Довыренский pluton. СВ Прибайкалье. Шлиф. Никели x

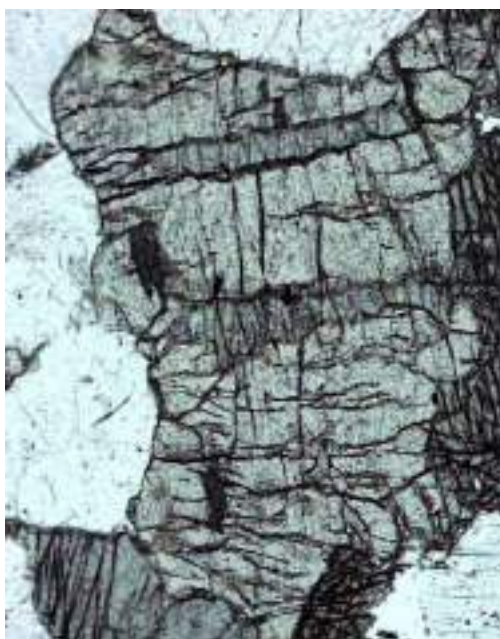


Рис. 4.33. Габбро-нориты. Иоко-Довыренский pluton. СВ Прибайкалье. Шлиф при 1 никеле



Рис. 4.34. Габбро-нориты. Иоко-Довыренский pluton. СВ Прибайкалье. Шлиф при 1 никеле

Пижонит – как критерий отличия кварцевых габброидов, габбро-диоритов, монзонитов габбрового ряда (эти породы нередко содержат пижонит) и аналогичных

пород гранитоидного ряда (эти породы не содержат пижонит, - они более низкотемпературные).

4.5. Авгит и близкие клинопироксены

Авгит имеет более округлую изометричную форму (рис. 4.35, 4.36).



Рис. 4.35. Типичная форма кристаллов.
Вкрапленники в базальтах. Борислав, Чехия



Рис. 4.36. Кристаллы - вкрапленники
авгита - фассаита до 20 мм.
Щелочные базальты. Fassa, Trentino-
Alto Adige, Северная Италия

Классификация

Главная характеристика пироксенов – $Ca/(Ca+Mg+Fe...),\%$:

- 15-25 % – субСа авгит (и ферроавгит)
- 25-45 % – авгит (и ферроавгит)
- 45-50 % – диопсид (до геденбергита)
- 50-65 % – фассаит.

При весьма высоких температурах взаимная растворимость $MgMgSi_2O_6 - Fe^{2+}Fe^{2+}Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6 - CaFe^{2+}Si_2O_6$ не ограниченная.

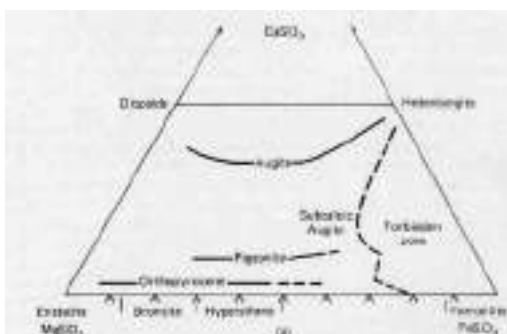


Рис. 4.37. Диапазон состава
распространенных пироксенов в
пересчете на $CaSiO_3, MgSiO_3,$

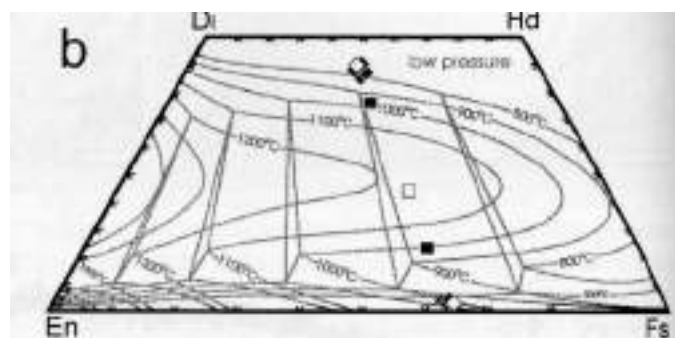


Рис. 4.38. Составы пироксенов в Харайе,
использованные для расчета пиковой
метаморфической температуры и

FeSiO₃. Пироксены в пределах "запретной зоны" нестабильны по отношению к богатому кальцием пологу - роксен + фаялитовый оливин + кварц. Эта зона сжимается с увеличением давления, исчезая выше 1,15 ГПа

температуры закрытия. Объемный авгит и пижонит = черные квадраты; пары вмещающих ламелей = черные алмазы. Промежуточный объемный состав пироксена (50% авгит и 50% пижонит) = белый квадрат; пары вмещающих ламелей = белые алмазы

Для авгита характерны полисинтетические двойники (рис. 4.39 – 4.46).

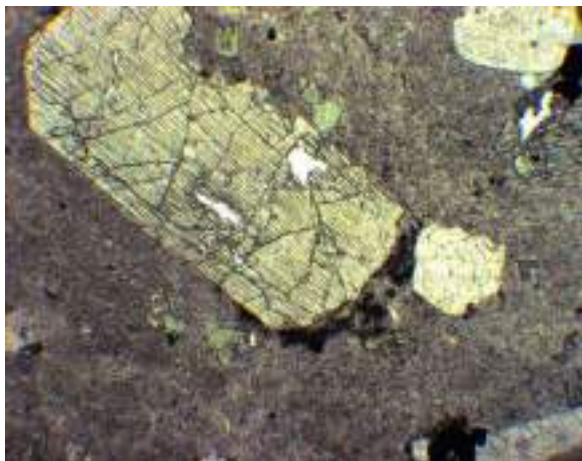


Рис. 4.39. Колтубанская свита девона. Магнитогорский мегасинклиорий, Юж. Урал. Колл. И.А. Буриковой Фото Э.М. Спиридонова. Шлиф при 1 николе

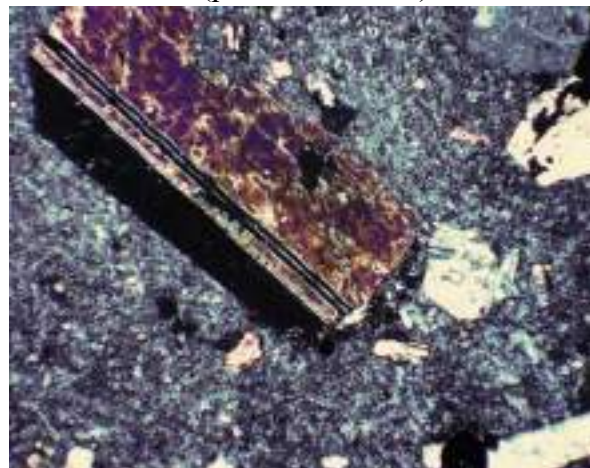


Рис. 4.40. Колтубанская свита девона. Магнитогорский мегасинклиорий, Юж. Урал. Колл. И.А. Буриковой Фото Э.М. Спиридонова. Шлиф, николи x

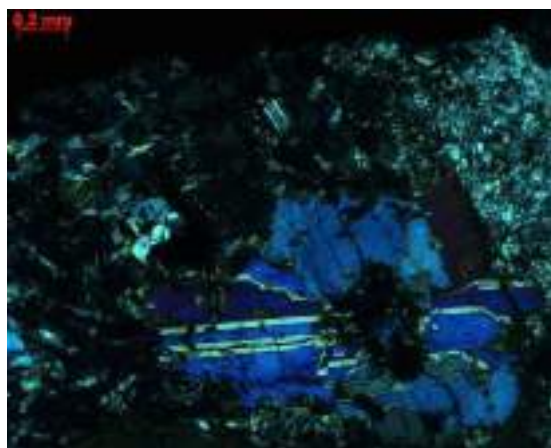


Рис. 4.41. Кристалл авгита – двойник в габбро-норит-долеритах. Джадаирский интрузив («силл Короновского»). Полигон. Крым. Шлиф, николи x

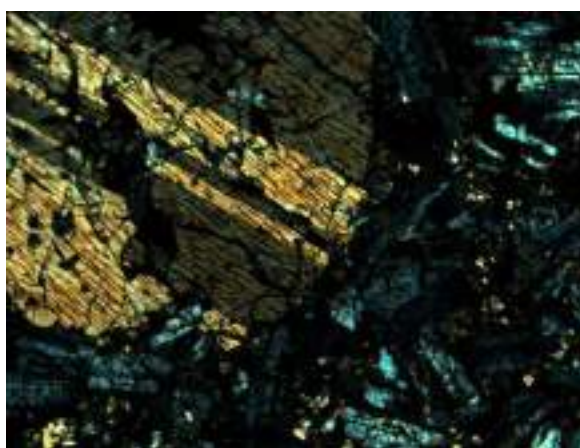


Рис. 4.42. Кристалл авгита – двойник в габбро-норит-долеритах. Джадаирский интрузив («силл Короновского»). Полигон. Крым. Шлиф, николи x

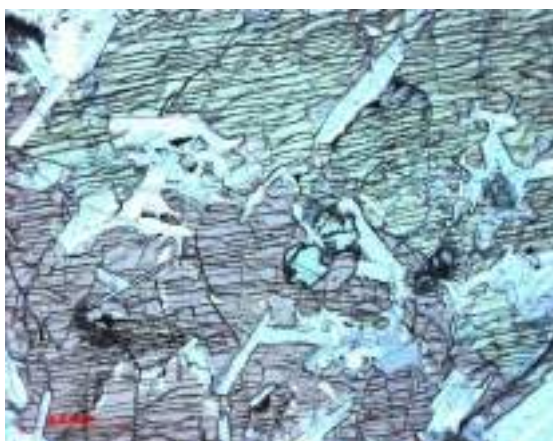


Рис. 4.43. Пойкилокристаллы авгита в оливинсодержащих габбро-долеритах. Хараелахский интрузив. Норильское рудное поле. Шлиф, при 1 николе

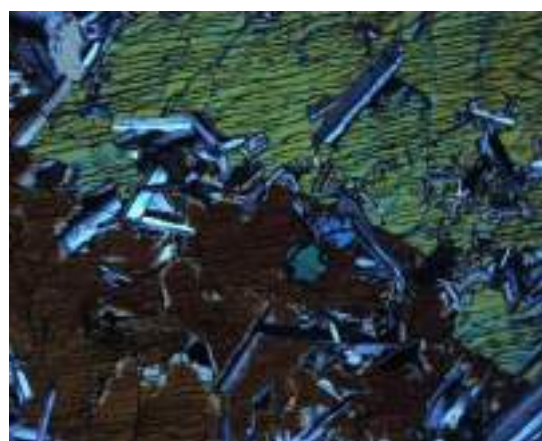


Рис. 4.44. Пойкилокристаллы авгита в оливинсодержащих габбро-долеритах. Хараелахский интрузив. Норильское рудное поле. Шлиф, николи х

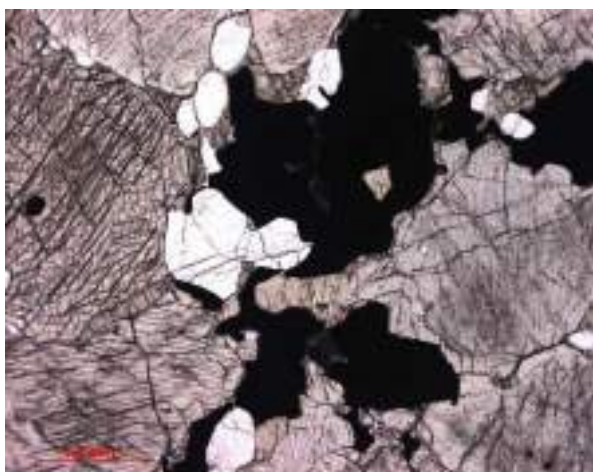


Рис. 4.45. Апатит – титаномагнетитовые клинопироксениты. Качканарский интрузив. Средний Урал. Шлиф, при 1 николе

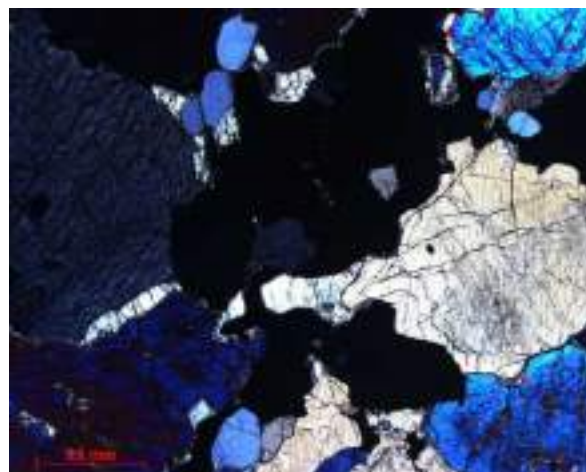


Рис. 4.46. Апатит – титаномагнетитовые клинопироксениты. Качканарский интрузив. Средний Урал. Шлиф, николи х

В малоглубинных интрузивах нередко можно наблюдать зональные кристаллы (рис. 4.47 – 4.50). Такие структуры встречаются, например, в Крыму.

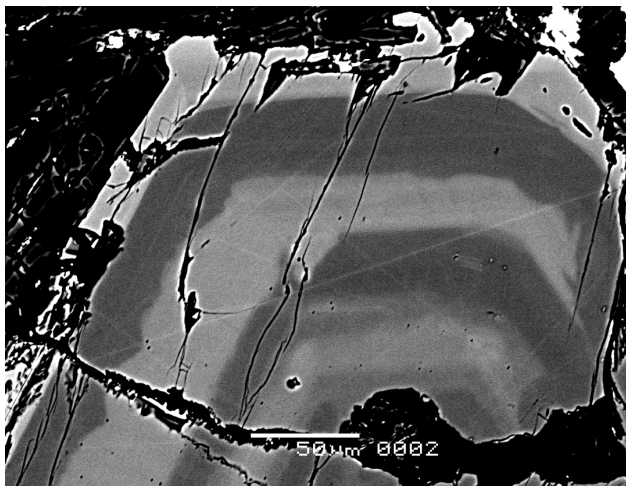


Рис. 4.47. Осцилляционно-зональные кристаллы авгита – ферроавгита в кварцевых габбро-норит-долеритах. Кушнарёвский (Первомайский) интрузив. Полигон. Крым

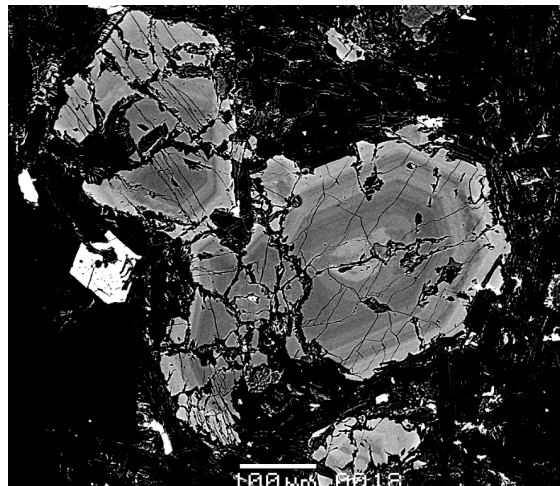


Рис. 4.48. Осцилляционно-зональные кристаллы авгита – ферроавгита в кварцевых габбро-норит-долеритах. Кушнарёвский (Первомайский) интрузив. Полигон. Крым

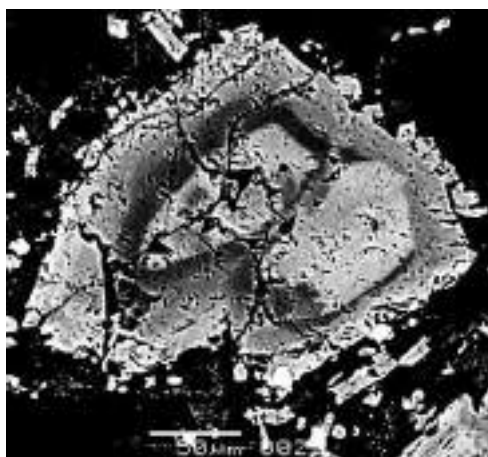


Рис. 4.49. Сложно зональные кристаллы авгита - эндиопсида в оливиновых базальтах. Поток Пийпа. Ключевской вулкан. Камчатка

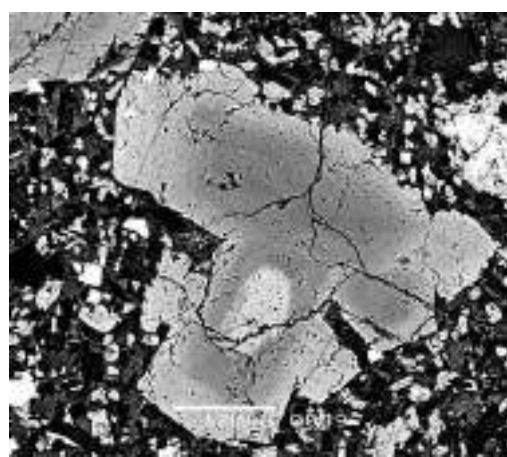


Рис. 4.50. Сложно зональные кристаллы авгита - эндиопсида в оливиновых базальтах. Поток Пийпа. Ключевской вулкан. Камчатка

Рассмотрим скелетные кристаллы ферроавгита в стекловатых базальтах (Кукухото, Монголия): светлые пластины – лабрадор, чёрные пластины – ильменит, чёрные октаэдр – титаномagnetитовых, коричневое – вулканическое стекло (рис. 4.51, 4.52).

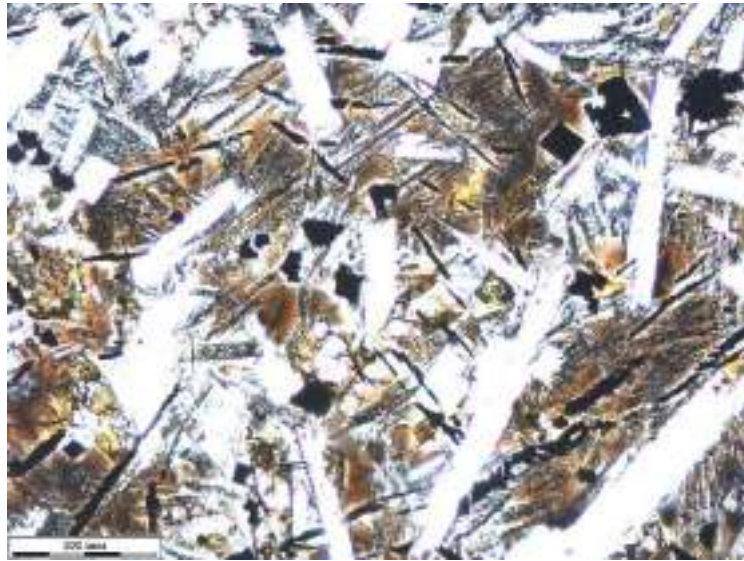


Рис. 4.51. Скелетные кристаллы ферроавгита в стекловатых базальтах (Кукухото, Монголия). Шлиф при 1 никеле. Освещение усиленное. Колл. Н.М. Пржевальского. Петрографический музей С-Петербургского ун-та. Фото Э.М. Спиридонова
На рисунке 4.53 показан расщепленный микролит авгита.



Рис. 4.52. Скелетные кристаллы ферроавгита в стекловатых базальтах (Кукухото, Монголия). Шлиф при 1 никеле. Освещение усиленное. Колл. Н.М. Пржевальского. Петрографический музей С-Петербургского ун-та. Фото Э.М. Спиридонова

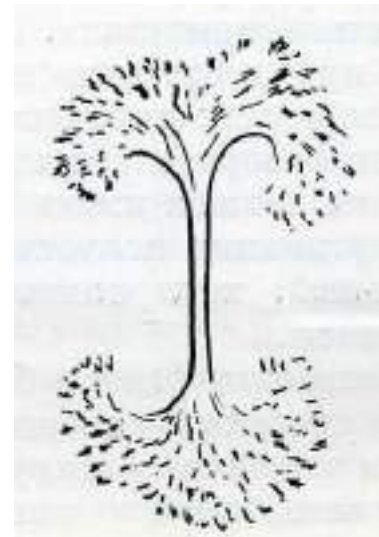
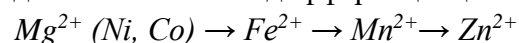


Рис. 4.53. Микролиты авгита в стекловатых базальтах. Зарисовка Пауля Ниггли

Авгит и близкие клинопироксены

Эволюция состава в ходе магматической дифференциации:



Индикаторы степени дифференциации: окраска, f , Mn, Ni/Co, Cr/Ti

Индикаторы $f O_2$ – железистость, Fe^{3+}

Индикаторы T – магнезиальность, Ca !!

Индикаторы глубинности – Cr !!, Na (жадеит. минал).

Индикаторы щёлочности – Na (эгирин. минал), Ti , Al .

Для пироксенов, как и для многих иных силикатов, характерно замещение Чермака:



Левая часть – обычно, высокие давления и пониженная температура.

Правая часть – обычно, низкие давления и повышенная температура; системы недосыщены SiO_2 .

Примеры:

$Ca-Al$ Чермак $CaAl[AlSiO_6]$

$Ca-Cr$ Чермак $CaCr[AlSiO_6]$

эссенеит $CaFe^{3+}[AlSiO_6]$

$CaMg_{0.5}Ti^{4+}_{0.5}[AlSiO_6]$

гроссманит (метеорит) $CaTi^{3+}[AlSiO_6]$ (этот минал совсем особый!)

девисит (метеорит) $CaSc[AlSiO_6]$

$Ca-Ti^{4+}$ Чермак $CaAl[AlTi^{4+}O_6]$

$CaMg_{0.5}Ti^{4+}_{0.5}[AlTi^{4+}O_6]$

фассаит $Ca(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)_2O_6]$

На пироксеновом тетраэдре точки состава пироксенов, богатых миналами Чермака, часто расположены выше линии Ca_{50} – это поле фассаита.

На рисунке 4.54 показана диаграмма, разработанная китайскими учеными. Для исследования вводится внутренний эталон, жестко фиксируется положение отражений.

$$d_{510} = 1.79 - 1.88 \text{ \AA}$$

$$d_{150} = 1.70 - 1.80 \text{ \AA}$$

$$2\theta \text{ CuK}\alpha = 48 - 54^\circ$$

На диаграмме (рис. 4.55) хорошо виден состав мантийных пироксенов.

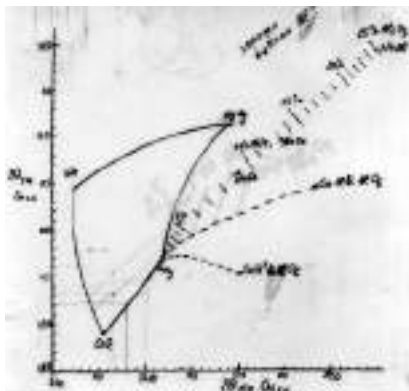


Рис. 4.54. Диаграмма состав клинопироксенов - рентгенометрические характеристики

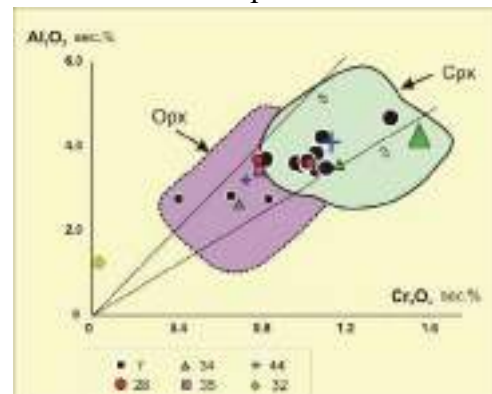


Рис. 4.55. Мантийные магматические ромбо- и клинопироксены гипербазитов

Рассмотрим эволюцию состава пироксенов магматических серий различной щелочности. На рисунке 4.56 показаны пути кристаллизации пироксенов:

- I. Дифференцированный тешенитовый сил БлэкДжек (Wilkinson, 1957).
- II. Силл Гарб-Эйлин, острова Шайтан (Murray, 1954).
- III. Британские и ирландские третичные кислые стекла (Carmichael, 1960).
- IV. Скергаардская интрузия (Muir, 1951; Brown, 1957).

AB – путь кристаллизации первичных ромбических пироксенов;

CD – путь кристаллизации пижонита, претерпевшего инверсию, Вертикальные соединительные линии приведены для четырех сосуществующих пироксеновых пар из пород Скергаардской интрузии.

1 – проанализированный образец;

2 – состав, выведенный на основании оптических свойств.

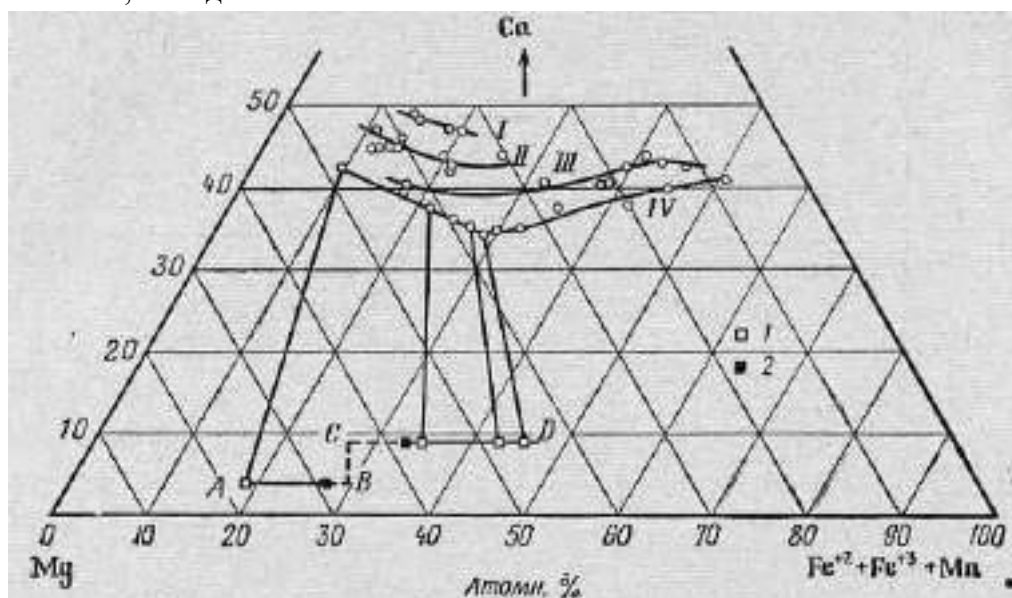


Рис. 4.56. Пути кристаллизации пироксенов

Рассмотрим эволюция состава авгита и близких клинопироксенов, ромбопироксенов, а также оливина и плагиоклазов базитов метеоритов (а), Луны (б), Марса (в) (рис. 4.57): Марс имеет более железистый состав.

Марганец в клинопироксенах

Марганец в клинопироксенах – индикатор эволюции, степени дифференциации.

Авгит толеитовых и известково-щелочных базальтов и андезитов –

0.2 – 0.5 масс. % MnO .

Авгит щелочных оливиновых базальтов –

0.3 – 0.8 масс. % MnO .

Авгит вкрапленников трахитов - комендитов – пантеллеритов

1.5 – 3.5 масс. % MnO .

Натровый авгит цементирующей массы трахитов – комендитов – пантеллеритов

4.5 – 7.5 масс. % MnO .

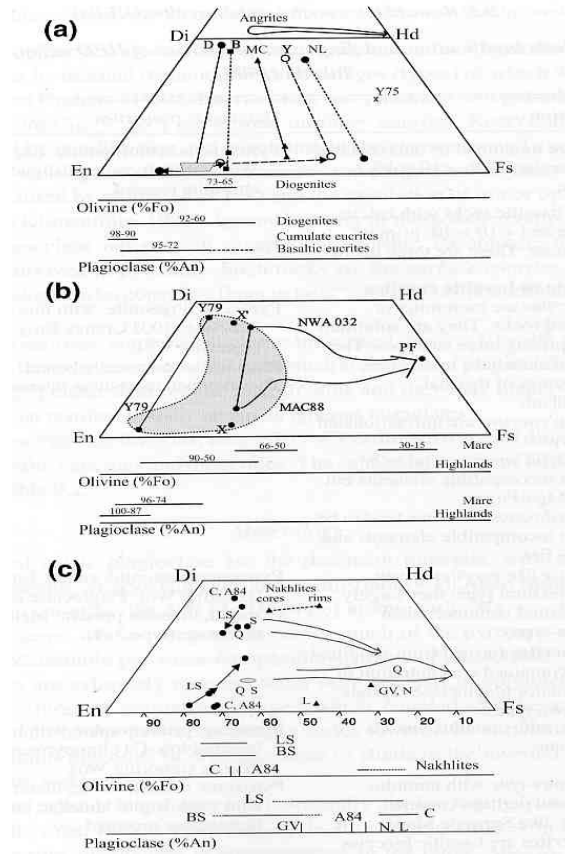


Рис. 4.57. Эволюция состава авгита и близких клинопироксенов, ромбопироксенов, а также оливина и плагиоклазов базитов метеоритов (а), Луны (б), Марса (в)

В щелочных базальтах характерно содержание титана и алюминия (рис. 4.58, 4.59).

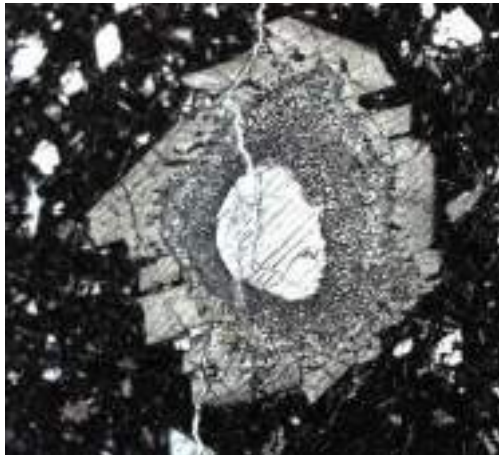


Рис. 4.58. Вкрапленник - титанистый авгит трёх генераций. Щелочные базальты. Шпицберген. Шлиф при 1 николе

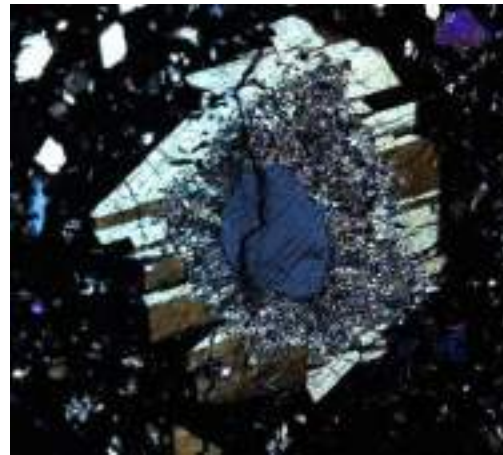


Рис. 4.59. Вкрапленник - титанистый авгит трёх генераций. Щелочные базальты. Шпицберген. Шлиф, николи
x

Рассмотрим авгит с пластинами распада ромбопироксена, кварцевые габбро-норит-долериты (Аю-Даг, Крым): светлые пластины – гиперстен, чёрные таблицы – битовнит, светлые зёрна – ромбо-пироксен (рис. 4.61).

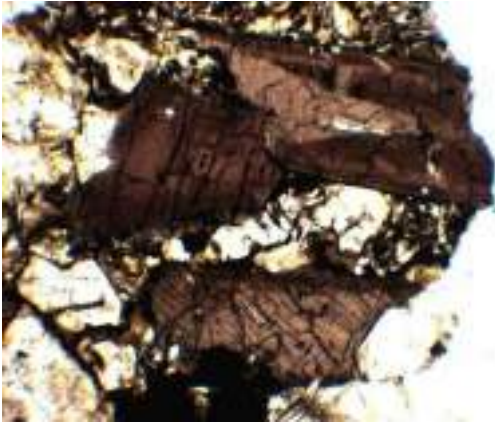


Рис. 4.60. Сиренево-бурый титан-авгит с 6 масс. % TiO_2 в щелочных оливиновых базальтах. Волноваха, Украинский щит, Русская платформа

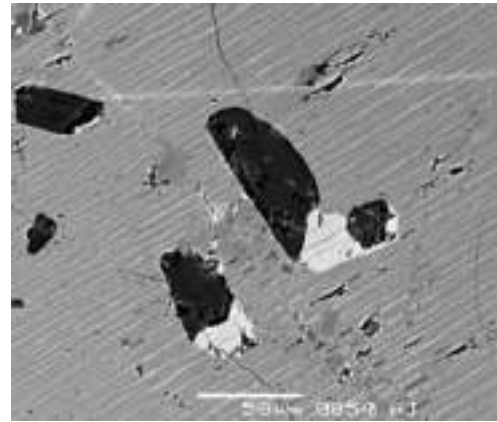
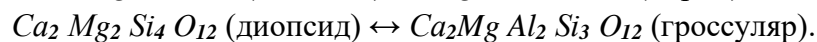


Рис. 4.61. Авгит с пластинами распада ромбопироксена, кварцевые габбро-норит-долериты (Аю-Даг, Крым)

При чудовищном давлении – более 100 кбар замещение Чермака приводит к формированию твёрдых растворов пироксены – гранаты :



Поэтому пироксены сверхглубинных пород содержат ламелли распада граната.

Миналы и минералы группы пироксенов – индикаторы высоких и очень высоких давлений:

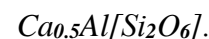
жадеит



«К-жадеит»



«Са-жадеит» Эскола



Жадеит обычно устойчив при давлениях более 10-20 кб. Наличие 1-2 масс. % калия в пироксенах – индикатор их кристаллизации при давлении более 50 кб, в таких пироксенах нередки ламелли распада калишпата. В пироксенах с «молекулой» Эскола нередки ламелли распада кварца.

Магматические Na-Са амфиболы

Само наличие магматических амфиболов свидетельствует о том, что расплавы, породившие эти породы, были водонасыщенными. Минимальные концентрации воды в расплавах гранодиоритового – андезитового состава для кристаллизации паргасита – около 4-6 масс. % для давления 2 кб и около 2.5-3 масс. % для давления 8 кб.

При давлении 2 кб и содержании воды в расплаве андезито - базальтового состава около 6.5 масс. % максимальная температура устойчивости высокотемпературного амфибола - паргасита составляет 975⁰ С.

Максимальная температура устойчивости магматических амфиболов установлена в расплавах щелочных базальтов – 1090⁰ С при 13 кб.

Максимальное давление устойчивости амфиболов – 31.5 кб при температуре 1030⁰ С (в расплаве оливиновых нефелинитов = высоко щёлочных базальтов).

каннилоит	$Ca Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 Al [Al_3 Si_5 O_{22}] (OH)_2$
алюмочермакит	$\square Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_3 Al_2 [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
алюмоферрочермакит	$\square Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_3 Al_2 [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
ферриферрочермакит	$\square Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_3 (Fe^{3+}, Al)_2 [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
феррочермакит	
паргасит	$Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}, Ti) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
ферропаргасит	
магнезиогастингсит	$Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Fe^{3+}, Al, Ti) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
гастингсит	$Na Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_4 (Fe^{3+}, Al, Ti) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
керсутит	$Na Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_4 (Ti, Al, Fe^{3+}) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH, O)_2$
феррокерсутит	
эденит	$Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}, Ti)_5 [AlSi_7 O_{22}] (OH)_2$
ферроэденит	
магнезиогорнблендит	$\square Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}) [AlSi_7 O_{22}] (OH)_2$
феррогорнблендит	
тремолит	$\square Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_5 [Si_8 O_{22}] (OH)_2$
актинолит	
ферроактинолит	$\square Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_5 [Si_8 O_{22}] (OH)_2$

Ведущие типы амфиболов магматических пород нормального ряда

паргасит	$Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}, Ti) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
гастингсит	$Na Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_4 (Fe^{3+}, Al, Ti) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
керсутит	$Na Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_4 (Ti, Al, Fe^{3+}) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH, O)_2$
эденит	$Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}, Ti)_5 [AlSi_7 O_{22}] (OH)_2$

Самый обычный и распространённый из них – паргасит, который к тому же часто и самый ранний из амфиболов.

Паргасит – характерный минерал островодужных вулканитов от базальтов до риолитов, типичный позднемагматический минерал габброидов, раннемагматический минерал кварцевых диоритов – тоналитов – гранодиоритов – адамеллитов – гранитов; кроме того, развит в виде мегакристаллов в некоторых типах островодужных базальтов.

Керсутит – типичный ранний минерал базитов повышенной и высокой щёлочности, широко развит в виде мегакристаллов в мантийных щелочных базальтах и во включениях в них.

Гастингсит – типичный минерал гранитоидов.

Эденит – поздний магматический амфибол разнообразных магматитов не высокой щёлочности. Обычные магматические амфиболы содержат $Na_2O > 1-2 \%$, $Al_2O_3 > 5 \%$,

$TiO_2 > 1\%$, $H_2O \sim 2\%$. Горнблендит и магнезиогорнблендит, как и тремолит – актинолит, – минералы послемагматические, относительно низко T .

Моноклинные амфиболы – магнезиально-железистые

куммингтонит $\square Mg_2(Mg, Fe^{2+})_5 [Si_8O_{22}](OH)_2$

грюнерит $\square Fe^{2+}_2(Fe^{2+}, Mg)_5 [Si_8O_{22}](OH)_2$

манганкуммингтонит $\square Mn^{2+}_2(Mg, Fe^{2+})_5 [Si_8O_{22}](OH)_2$

мангангрюнерит $\square Mn^{2+}_2(Fe^{2+}, Mg)_5 [Si_8O_{22}](OH)_2$

Типичные вкрапленники паргасита показаны на фотографиях (рис. 4.62 – 4.66).

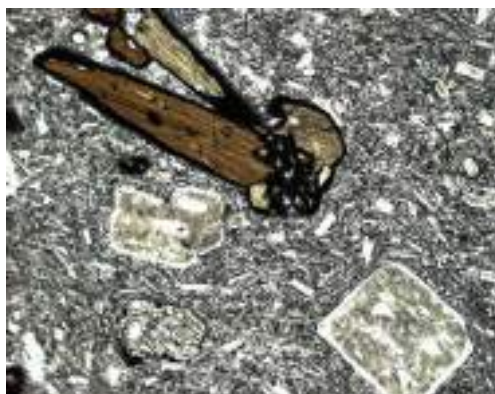


Рис. 4.62. Вкрапленники паргасита с опацитовой каймой (продукты окисления – горения лавы на воздухе). Андезиты Центральной Камчатки. Шлиф, при 1 никеле



Рис. 4.63. Вкрапленники паргасита с опацитовой каймой (продукты окисления – горения лавы на воздухе). Андезиты Центральной Камчатки. Шлиф, при 1 никеле

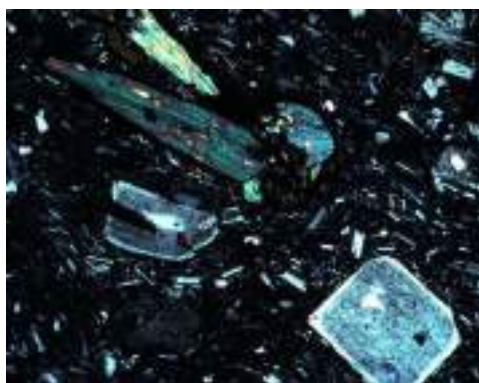


Рис. 4.64. Вкрапленники паргасита с опацитовой каймой (продукты окисления – горения лавы на воздухе). Андезиты Центральной Камчатки. Шлиф, николи х

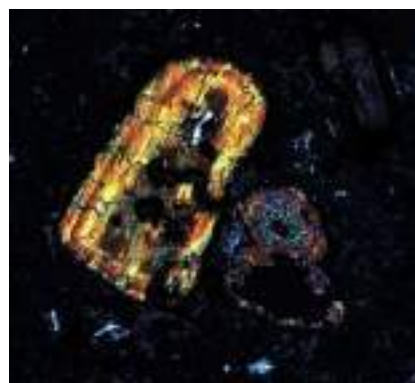


Рис. 4.65. Вкрапленники паргасита с опацитовой каймой (продукты окисления – горения лавы на воздухе). Андезиты Центральной Камчатки. Шлиф, николи х

Рассмотрим самые низкокальциевые, железистые амфиболы: радужная игра мексиканских обсидианов обусловлена массой мельчайших ориентированных включений грюнерита в вулканическом стекле (рис. 4.66).



Рис. 4.66. НизкоСа Mg-Fe амфиболы не редки в кремнекислых магматитах

Лекция 5. Генетические особенности хромшпинелидов

5.1. Характеристика и особенности хромшпинелидов

Распад в глубинном оливине

Глубинный оливин имеет непрозрачный, сероватый окрас, так как испытал окислительный распад твёрдого раствора $(Mg, Cr^{2+})_2[SiO_4]$ с обособлением тончайших ламелл хромшпинелида (рис. 5.1).

Нередко ничтожные количества хромшпинелидов содержат всю петрогенетическую информацию. Многие десятилетия длился спор о происхождении послегранитоидных даек амфиболовых лампрофиров спессартитов, частых спутников *Au* руд. Как только в спессартитах нашли хромшпинелиды – ответ стал ясен: это производные базальтоидных, а не гранитоидных магм (рис. 5.2).

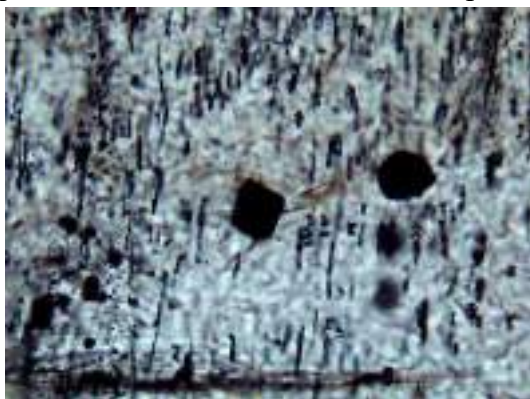


Рис. 5.1. Продукты собирательной перекристаллизации ламелл распада.
Шлиф. При 1 николе

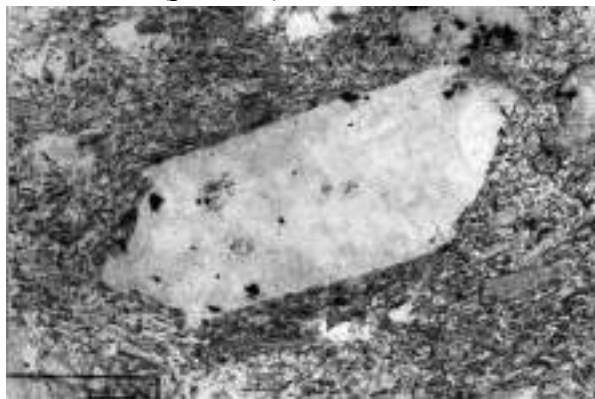


Рис. 5.2. Спессартит с включениями хромшпинелида. Шлиф при 1 николе

Характеристика хромшпинелидов

Хромшпинелиды – шпинелидные твёрдые растворы Me_3O_4 , содержащие > 5 масс. % Cr_2O_3 и до 75 масс. % Cr_2O_3 , кристаллизуются из магматических расплавов, содержащих более 300 г/т хрома.

Кларки хрома в ультрабазитах около 3000 г/т, в пикритах около 1000 г/т, в оливиновых базальтах около 500 г/т, в стандартных базальтах около 200 г/т, в андезитах около 50 г/т, в кремнекислых магматитах менее 30 г/т. Таким образом, растворимость хрома в магматических расплавах резко снижается с ростом их кремнекислотности. Ясно, что магматические хромшпинелиды обычно присутствуют только в оливинсодержащих породах – ультрабазитах и базитах.

Кроме того, хромшпинелиды в магматических породах возникают при твердофазных превращениях богатых хромом мантийных оливинов, ромбопироксенов и клинопироксенов.

Структура шпинелидов – это комбинация октаэдров MeO_6 и тетраэдров MeO_4 , т.е. нормальная и обращенная (рис. 5.3). У нормальной шпинели структура – двухвалентная в октаэдрах, трехвалентная в тетраэдрах. У обращенной шпинели – наоборот.

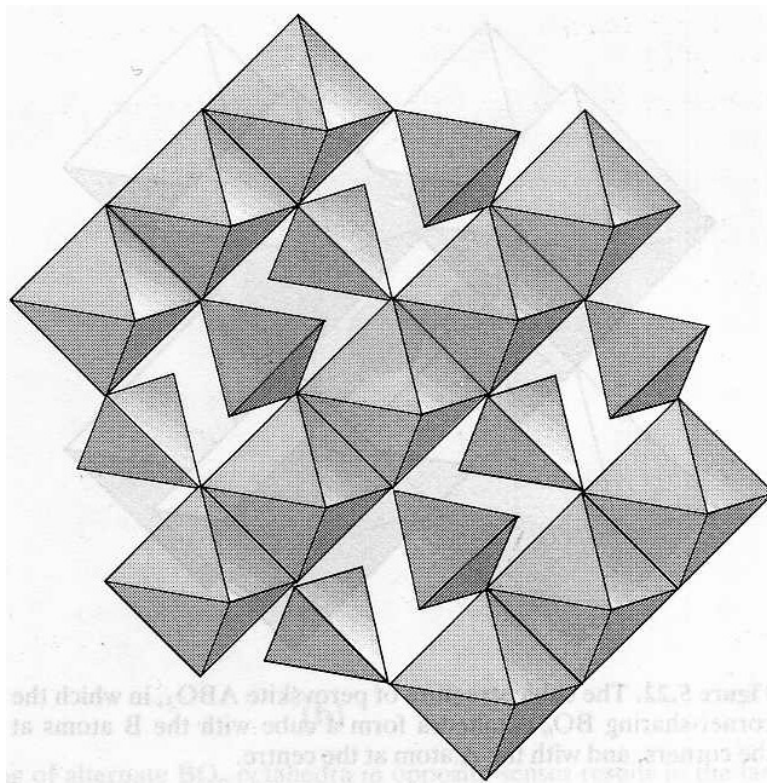


Рис. 5.3. Структура шпинелидов – комбинация октаэдров MeO_6 и тетраэдров MeO_4

Серии хромшпинелидов

Рассмотрим серии хромшпинелидов. Самая важная – это серия хромитов (кубических минералов).

Серия хромита (кубического)

Магнезиохромит	$MgCr_2O_4$
Хромит (феррохромит)	$Fe^{2+}Cr_2O_4$
Манганхромит	$Mn^{2+}Cr_2O_4$
Цинкхромит	$ZnCr_2O_4$
Нихромит	$NiCr_2O_4$
Кохромит	$CoCr_2O_4$

Серия шпинели (кубич.)

Шпинель	$MgAl_2O_4$
Герцинит (феррошпинель)	$Fe^{2+}Al_2O_4$
Галаксит (манганшпинель)	$Mn^{2+}Al_2O_4$
Ганит (цинкшпинель)	$ZnAl_2O_4$
Кобальтшпинель	$CoAl_2O_4$

Серия магнетита (кубич.)

Магнезиоферрит (магномагнетит)	$MgFe^{3+}_2O_4$
Магнетит	$Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$
Якобит (манганмагнетит)	$Mn^{2+}Fe^{3+}_2O_4$

Франклинит (цинкмагнетит)	$ZnFe^{3+}_2O_4$
Треворит (никельмагнетит)	$NiFe^{3+}_2O_4$
<u>Серия ульвошпинели (кубич.)</u>	
Квандилит (магнезиоульвошпинель)	Mg_2TiO_4
Ульвошпинель	$Fe^{2+}_2TiO_4$
Манганульвошпинель	$Mn^{2+}_2TiO_4$
<u>Серия кулсонита (кубич.)</u>	
Магнезиокулсонит	$MgV^{3+}_2O_4$
Кулсонит	$Fe^{2+}V^{3+}_2O_4$
Вуорелайненит (манганкулсонит)	$Mn^{2+}V^{3+}_2O_4$
<u>Серия гауссманиита (тетрагон.)</u>	
Ивакиит (феррогауссманиит)	$Fe^{2+}Mn^{3+}_2O_4$
Гауссманиит	$Mn^{2+}Mn^{3+}_2O_4$
Гетеролит (цинкгауссманиит)	$ZnMn^{3+}_2O_4$

Кроме того, в состав шпинелидных твёрдых растворов могут входить в небольшом количестве кубические оксиды трёхвалентных железа и/или марганца, приводя к некоторой нестехиометрии их состава. Обычно, степень нестехиометрии природных шпинелидов крайне низкая.

В твердые растворы входят нестехиометричные оксиды:

Маггемит $Fe^{3+}_2O_3 = [(Fe^{3+}, \square)_3]O_4$, куб.

Биксбиит $Mn^{3+}_2O_3 = [(Mn^{3+}, \square)_3]O_4$, куб.

Маггемит устойчив ниже 450^0 С.

Как правило, содержание компонентов в глубинных образованиях крайне близко к нулю.

Шпинелидные твёрдые растворы Me_3O_4

Рассмотрим непрерывные ряды твёрдых растворов:

Хромит – магнетит – выше 500^0 С

Хромит – герцинит > 700^0

Магнезиохромит – шпинель – ульвошпинель > 1150^0

Шпинель – герцинит > 650^0

Шпинель – магнетит > 800^0

Шпинель – ульвошпинель > 1200^0

Магнетит – ульвошпинель > 600^0

Магнетит – герцинит > 870^0 .

Эти экспериментальные данные объясняют широчайшую распространённость высокотемпературных шпинелей – твёрдых растворов, в их числе хромшпинелиды.

Шпинели нормальные и обращенные

В нормальных шпинелях – двухвалентные в октаэдрах, трехвалентные в тетраэдрах. В обратных шпинелях – наоборот (рис. 5.4).

На рисунке 5.6. зелеными стрелками показан алюмохромит, фиолетовыми стрелками показана хромвельвошпинель. На рисунке 5.7 показан плавно зональный лунный титанистый хромит.

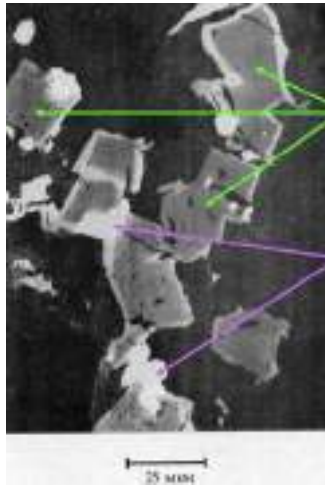


Рис. 5.6. Скопление кристаллов хромшпинелидов в оливиновых базальтах Луны

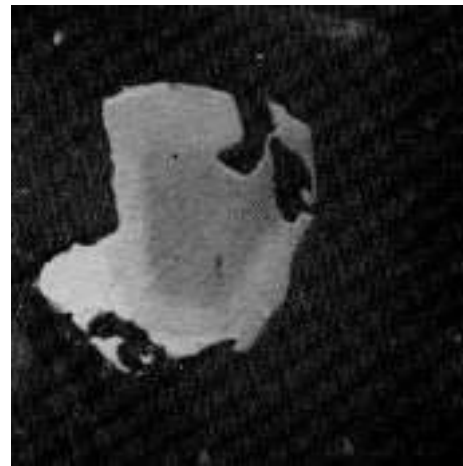


Рис. 5.7. Плавно зональный лунный титанистый хромит. 0.1 мм

На рисунках 5.8 и 5.9 показаны зональные кристаллы хромшпинелидов в оливиновых базальтах Марса. Зелеными стрелками показаны включения хромита.

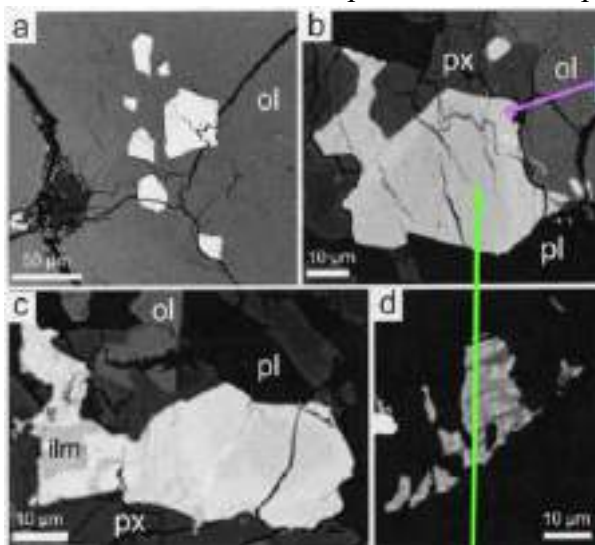


Рис. 5.8. Зональные кристаллы хромшпинелидов в оливиновых базальтах Марса

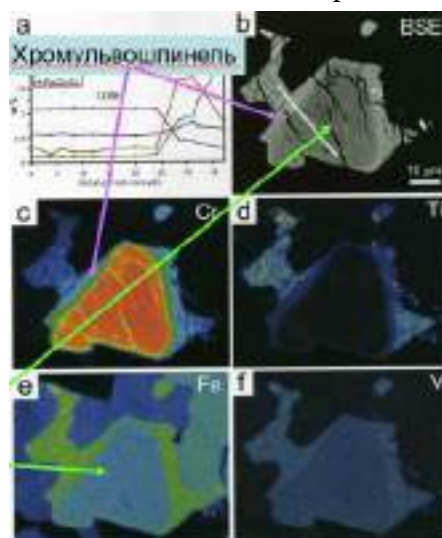


Рис. 5.9. Зональные кристаллы хромшпинелидов в оливиновых базальтах Марса.

Окраска хромшпинелидов в проходящем свете

Минералы, богатые Fe^{3+} и/или Mn^{3+} , в проходящем свете чёрные, не прозрачные.

Бедные Fe^{3+} магнезиохромиты – густо красные, алюмомагнезиохромиты – красные или коричневато-красные, хромшпинели – красновато-коричневые и коричневые (рис. 5.10, 5.11), бедные хромом хромшпинели – жёлто-коричневые до жёлтых, мало хромистые шпинели – светло окрашенные до бесцветных.

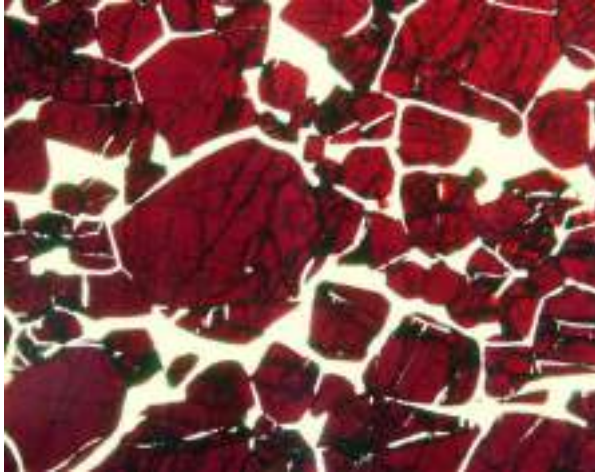


Рис. 5.10. Окраска хромшпинелидов дунитов – магнезиохромита в проходящем свете

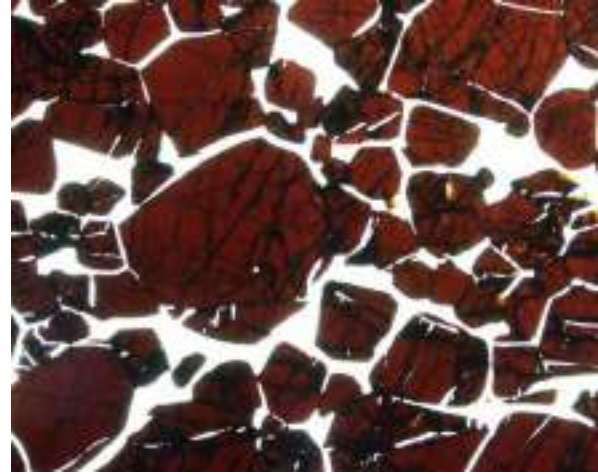


Рис. 5.11. Окраска хромшпинелидов дунитов – алюмомагнезиохромита в проходящем свете

Рассмотрим окраску хромшпинелидов гарцбургитов – алюмомагнезиохромита в проходящем свете. Чёрное – хроммагнетит, продукт серпентинизации (рис. 5.12, 5.13).

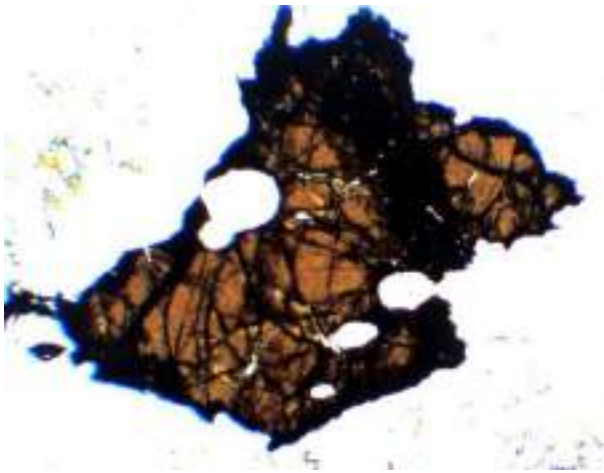


Рис. 5.12. Низко хромистый алюмомагнезиохромит. Шлиф при 1 николе. Нурали, Южный Урал

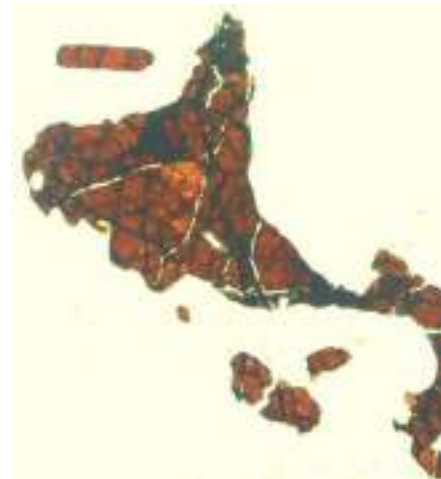


Рис. 5.13. Низко хромистый алюмомагнезиохромит. Шлиф при 1 николе. Нурали, Южный Урал

Рассмотрим окраску хромшпинелидов лерцолитов – хромшпинели в проходящем свете (рис. 5.14, 5.15).

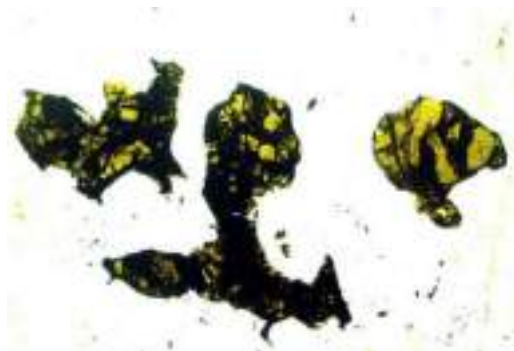


Рис. 5.14. Хромшпинель в лерцолитах.
Шлифы при 1 никеле. Нуралы, Южный
Урал

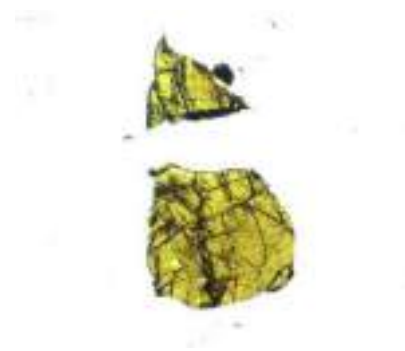


Рис. 5.15. Хромшпинель в лерцолитах.
Шлифы при 1 никеле. Нуралы, Южный
Урал

5.2. Состав хромшпинелидов

Состав хромшпинелидов зависит от состава магм, фугитивности кислорода (содержания воды в расплавах), давления, температуры.

На диаграмме (рис. 5.16) показано, что на состав колоссально влияет давление. В нормальных средах высоко хромистые хромшпинелиды кристаллизуются при низком давлении, а низко хромистые – при высоком давлении.

Кроме того, на глинозёмистость хромшпинелидов безусловно влияет повышенная глинозёмистость расплавов.

Классификация хромшпинелидов

Стандартные треугольники состава для хромшпинелидов магматитов Земли – с вершинами:

- сумма миналов хромитов (магнезиохромит, хромит..);
- сумма миналов шпинелей (шпинель, герцинит, ганит..); сумма миналов магнетита и ульвошпинели.

В тех редких случаях, когда содержания титана в хромшпинелидах низкие (менее 3-5%), используют треугольник с вершинами $Cr - Al - Fe^{3+}$ (рис. 5.17).

Дополнительные диаграммы с координатами

$Cr\# - Mg\#$ (или железистость),

$Cr\# - TiO_2$,

$Cr\# - V_2O_3$,

$Cr\# - MnO$,

$Cr\# - ZnO$.

Стандартные треугольники состава для хромшпинелидов магматитов Земли – с вершинами: сумма миналов хромитов (магнезиохромит, хромит..); сумма миналов шпинелей (шпинель, герцинит, ганит..); сумма миналов магнетита и ульвошпинели; дополнительно диаграммы с координатами $Cr\# - Mg\#$ (или железистость), $Cr\# - TiO_2$, V_2O_3 , MnO , ZnO .

В тех редких случаях, когда содержания титана в хромшпинелидах низкие (менее 3-5%), используют треугольник с вершинами $Cr - Al - Fe^{3+}$.

Рассмотрим хромшпинелиды офиолитовых перидотитов: судя по низкой концентрации Fe^{3+} , хромшпинелиды кристаллизовались в сухих расплавах. Максимальная концентрация хромшпинелидов находится в перидотитах – существенно оливиновых магматических породах.

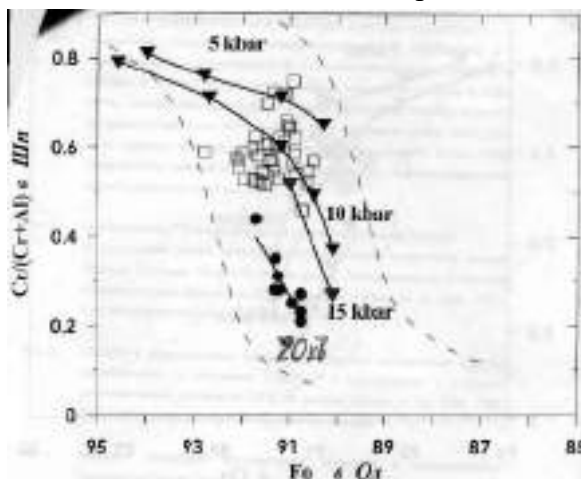


Рис. 5.16. Состав хромшпинелидов

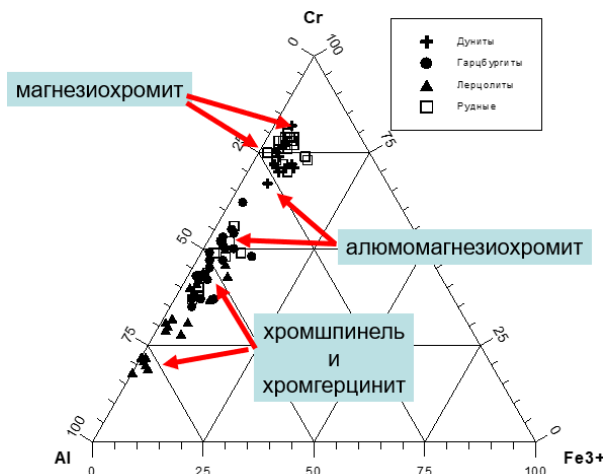


Рис. 5.17. Перидотиты Кемпирсайского массива, Южный Урал

Переход – шпинелевые лерцолиты → плагиоклазовые лерцолиты.

Шпинелевые лерцолиты устойчивы в верхней мантии.

При невысокой скорости всплывания, подъёма, аплифта шпинелевые лерцолиты превращаются в плагиоклазовые лерцолиты, устойчивые в земной коре. На месте больших выделений хромшпинели или хромгерцинита в их центре возникает небольшое выделение хромшпинелида, богатого хромом, остальной объём занимает высококальциевый плагиоклаз.

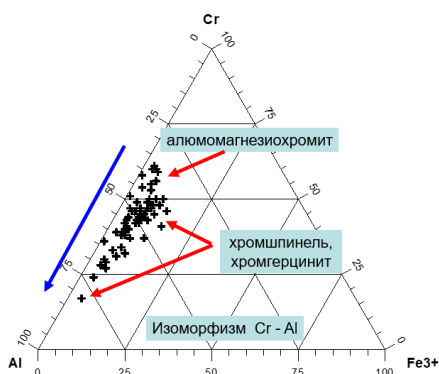


Рис. 5.18. Тренд дифференциации – тренд снижения температуры. Состав хромшпинелидов – алюмомагнезиохромита

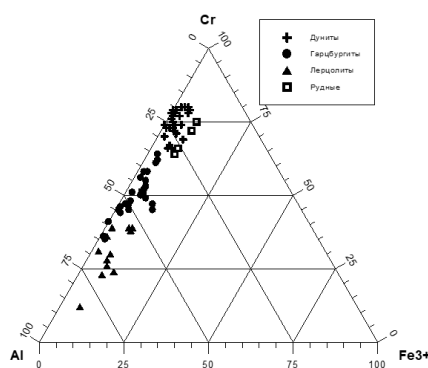


Рис. 5.19. Альпийские гипербазиты, Армения, Шарджинский (Севан. Пояс)

*и хромшпинели толеитовых оливиновых
базальтов океанского дна MORB*

Исходя по низкой концентрации Fe^{3+} , хромшпинелиды кристаллизовались в сухих расплавах. По начальной высокой хромистости можно сделать выводы, хромшпинелиды кристаллизовались при относительно небольшом давлении и из низкоалюминиевых магм.

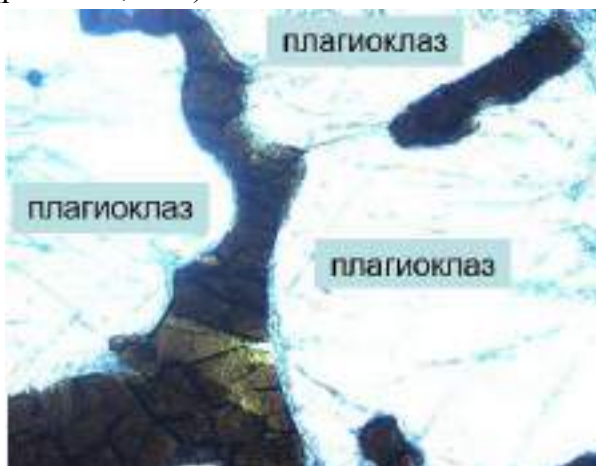


Рис. 5.20. Первичный контур хромшпинели



*Рис. 5.21. Типичная морфология
обогащенного хромом хромшпинелида*

Рассмотрим характерную морфологию обогащённого хромом хромшпинелида (рис. 5.22, 5.23).



*Рис. 5.22. Хромшпинелид, обогащенный
хромом*



Рис. 5.23. Плагиоклаз. Николи x

Генеральный тренд магматической эволюции от гипербазитов к базитам и, соответственно, от высоко хромистых и высоко магнезиальных хромшпинелидов к титаномагнетиту со снижением содержаний Cr , Mg , Al , миналов магнезиохромита, хромита, шпинели, герцинита, величин хромистости $Cr\# = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+}),\%$ и

магнезиальности $Mg\#$, и ростом содержаний Fe , Mn , Ti , V , Zn , мишалов магнетита и ульвошпинели.

Обычные магматические породы основного состава – габброиды и базальтоиды из шпинелидов обычно содержат титаномagnetит (твёрдый раствор магнетита и ульвошпинели) с небольшой примесью хрома, в кристаллах раннего оливина нередко присутствуют включения магнезиохромита или алюмомагнезиохромита, в более щелочных разновидностях основных пород – хромшпинели или хромгерцинита до бедной хромом шпинели (Irvine, 1967; Haggerty, 1991; Philpotts, Ague, 2009; Спиридонов, 2013).

Непрерывный ряд составов от хромшпинелидов до титаномagnetитов впервые был установлен в образцах лунных оливиновых базальтов. С начала в образцах, доставленных советской автоматической лунной станцией «Луна – 16», затем в образцах, доставленных американской станцией «Аполлон – 15» (Фрондел Д. Минералогия Луны. М.: Мир. 1978; Haggerty, 1991).

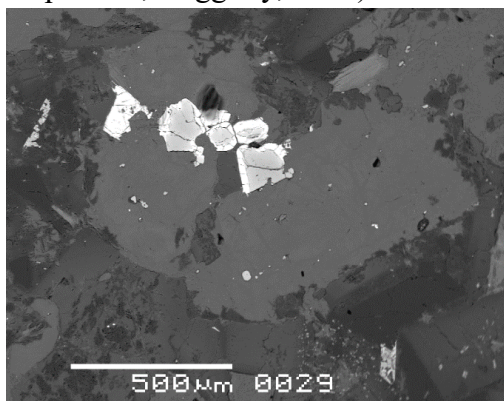


Рис. 5.24. Оливиновые габбро-норит-долериты. Дайкообразный интрузив у реки Бодрак. Включения сложно зональных хромшпинелидов в оливине

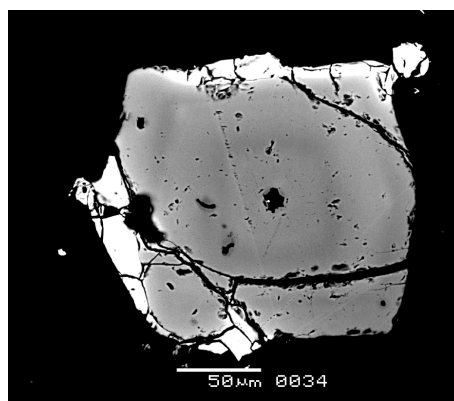


Рис. 5.25. Осцилляционно-зональный алюмомагнезио-хромит с каймой Хромсульво-шпинели – хромтитаномагнетита в оливине



Рис. 5.26. Крым. Полигон МГУ. Состав хромшпинелидов оливиновых габбро-норит-долеритов Утопя (зеленый цвет) и Бодрака (красный цвет)

Ранний хромшпинелид – не зональный алюмомагнезиохромит в центре кристалла оливина – магнезиального хризолита.

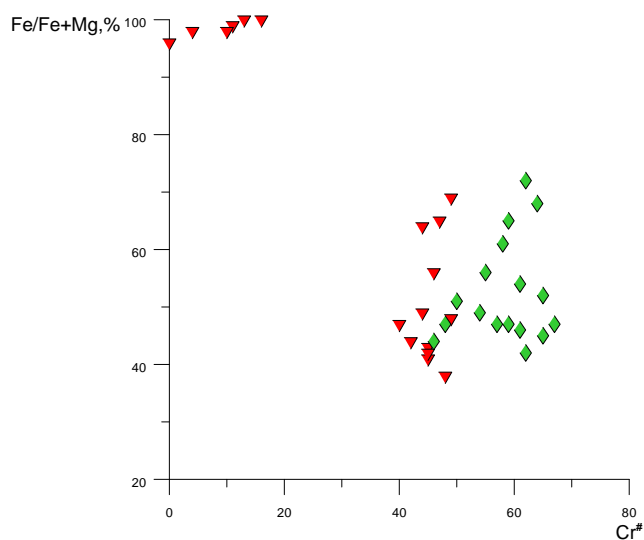


Рис. 5.27. Состав хромшпинелидов оливиновых габбро-норит-долеритов. Интрузивы Уртопай (зелёный цвет), Донузоран (синий цвет), Бодрак (красный цвет)

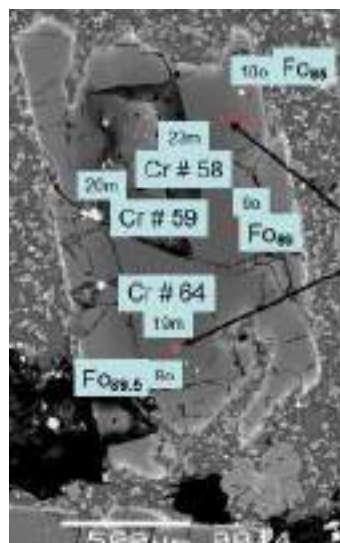


Рис. 5.28. Хромшпинелиды внутри вкрапленника оливина. Ключевская сопка, Камчатка

Рассмотрим незональные и зональные хромшпинелиды: более поздний хромшпинелид – алюмохромит во внешней зоне кристалла оливина – хризолита показан зелеными стрелками, ранний хромшпинелид – не зональный алюмомагнезиохромит в центре кристалла оливина – магнезиального хризолита; фиолетовой стрелкой показан ещё более поздний ферриалюмохромит.

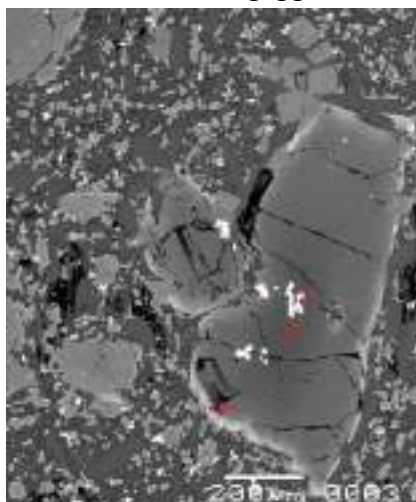


Рис. 5.29. Хромшпинелиды внутри вкрапленника оливина-1

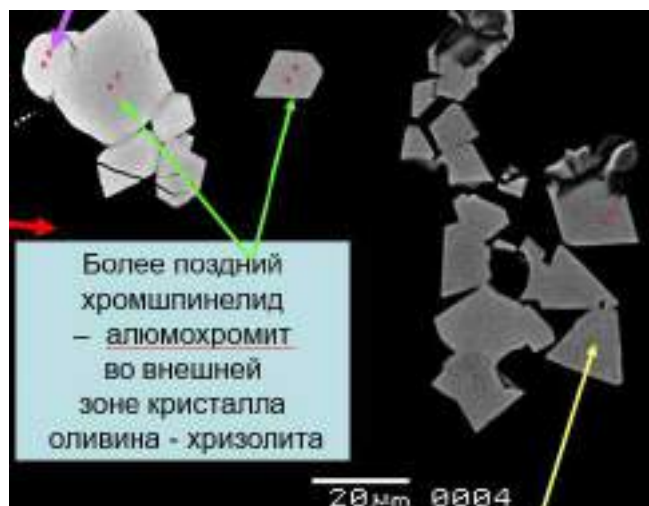


Рис. 5.30. Хромшпинелиды внутри вкрапленника оливина-1

Хромшпинелиды $(Mg, Fe^{2+}, Mn, Zn, Ni) (Cr, Al, Fe^{3+}, Ti)_2 O_4$

Хромшпинелиды во внешней зоне вкрапленника оливина (рис. 5.31, 5.32): зональные алюмохромит (7,8) – алюмоферрихромит (9); вне их – хромистый титаномагнетит (10, 11)

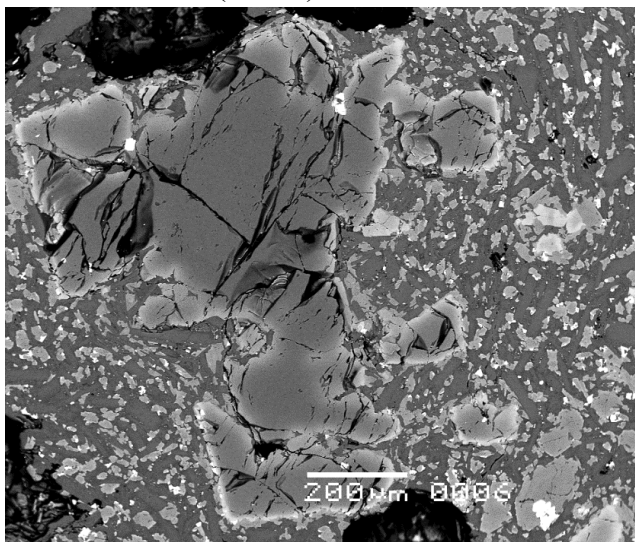


Рис. 5.31. Вкрапленник оливина

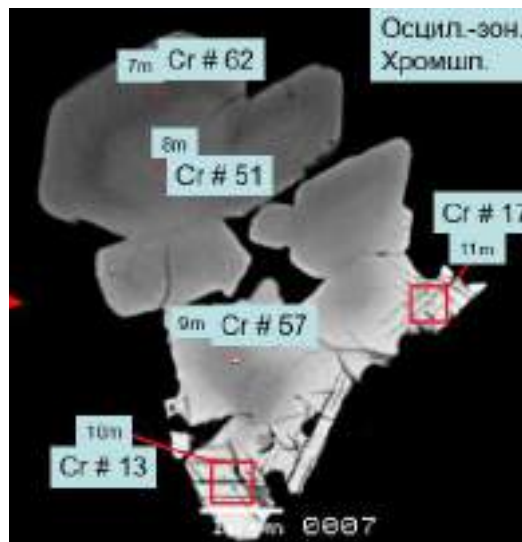


Рис. 5.32. Хромшпинелиды
во внешней зоне вкрапленника
оливина

Хромшпинелиды во внешней зоне вкрапленника оливина – сложно и осцилляционно зональные алюмохромит – алюмоферрихромит – феррихромит; вне оливина – хромтитаномагнетит и титаномагнетит (рис. 5.34).

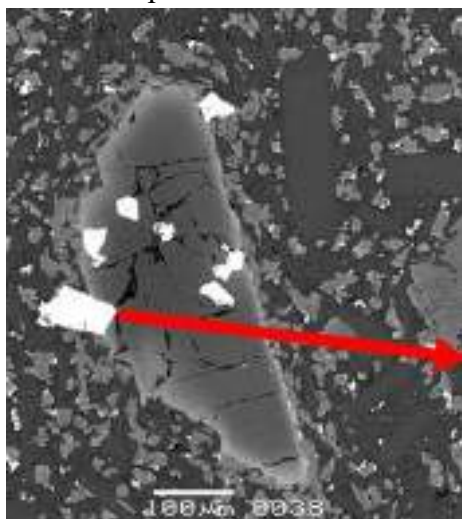


Рис. 5.33. Кристалл оливина

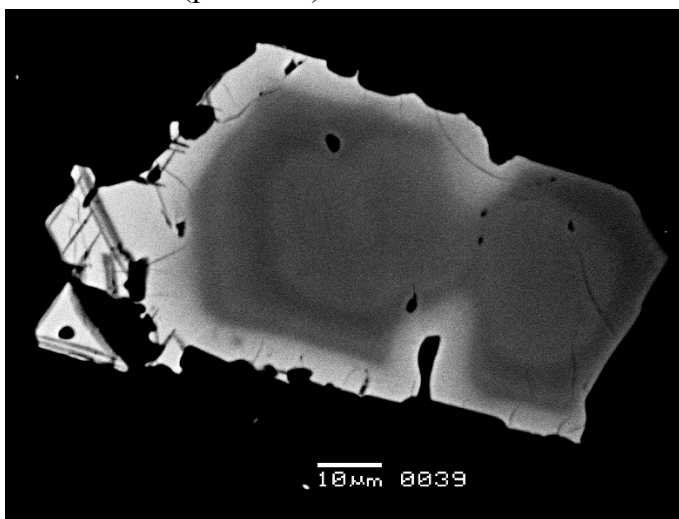


Рис. 5.34. Вкрапленник оливина

Рассмотрим общий тренд состава шпинелидов от алюмомагнезио-хромита и алюмохромита через алюмоферрихромит и феррихромит к хромтитаномагнетиту и

титаномагнетиту (рис. 5.35): и самые ранние шпинелиды, и самые поздние обогащены Fe^{3+} , что обусловлено тем, что островодужная базальтовая магма насыщена водой.

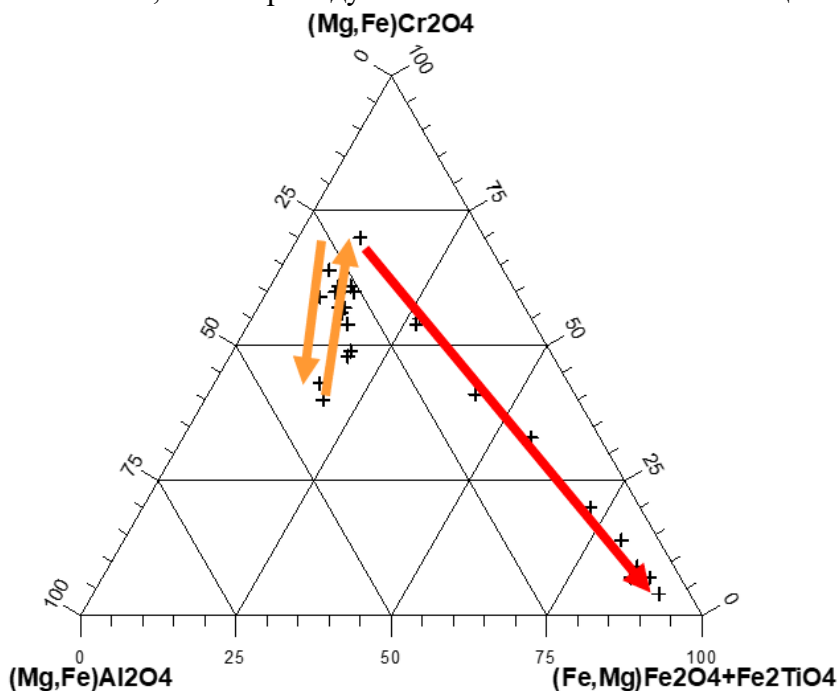


Рис. 5.35. Диаграмма состава хромшпинелидов оливиновых базальтов Ключевского вулкана

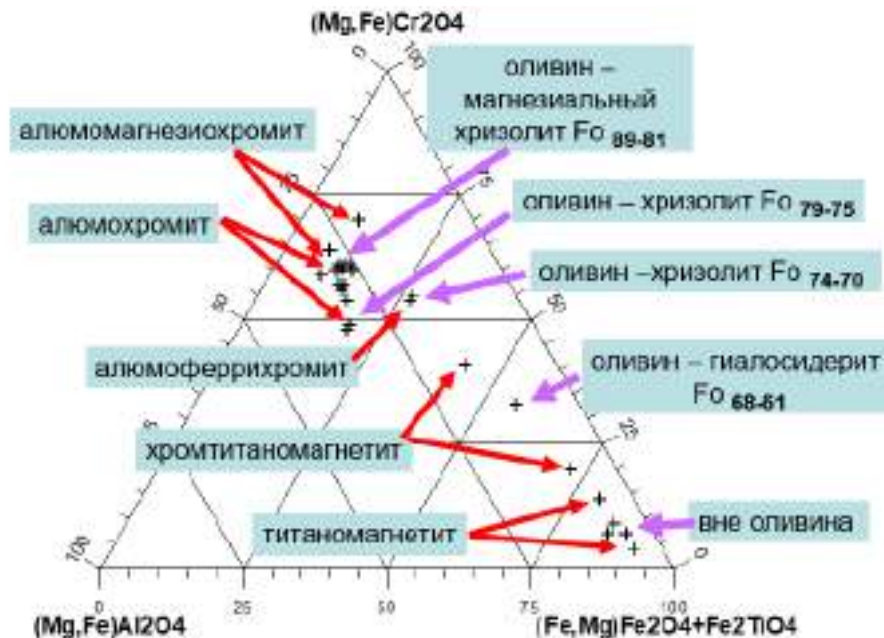


Рис. 5.36. Диаграмма состава хромшпинелидов оливиновых базальтов Ключевского вулкана

Полученные данные, возможно, свидетельствуют о наличии обособленной, протяжённой по вертикали магматической камеры – источника базальтов потока Пийпа.

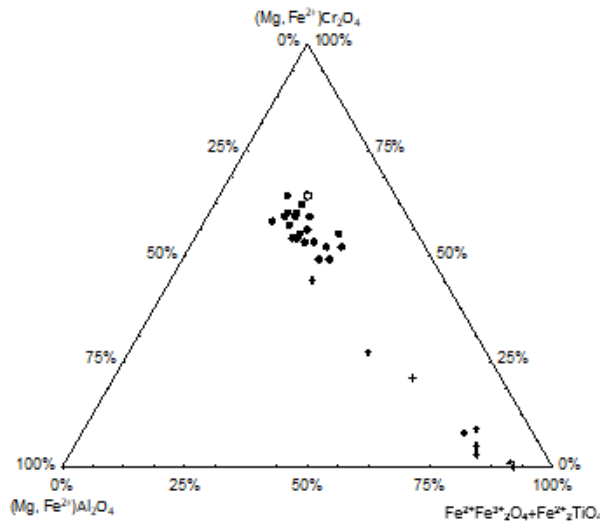


Рис. 5.37. Хромшпинелиды оливиновых базальтов прорыва имени А.Н. Заварицкого (данные А.Е. Озерова)

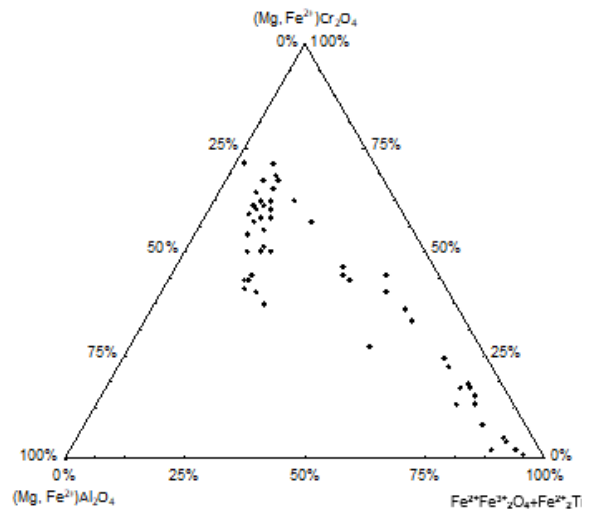


Рис. 5.38. Хромшпинелиды оливиновых базальтов прорыва имени Б.И. Пийпа (данные Э.М. Спиридонова)

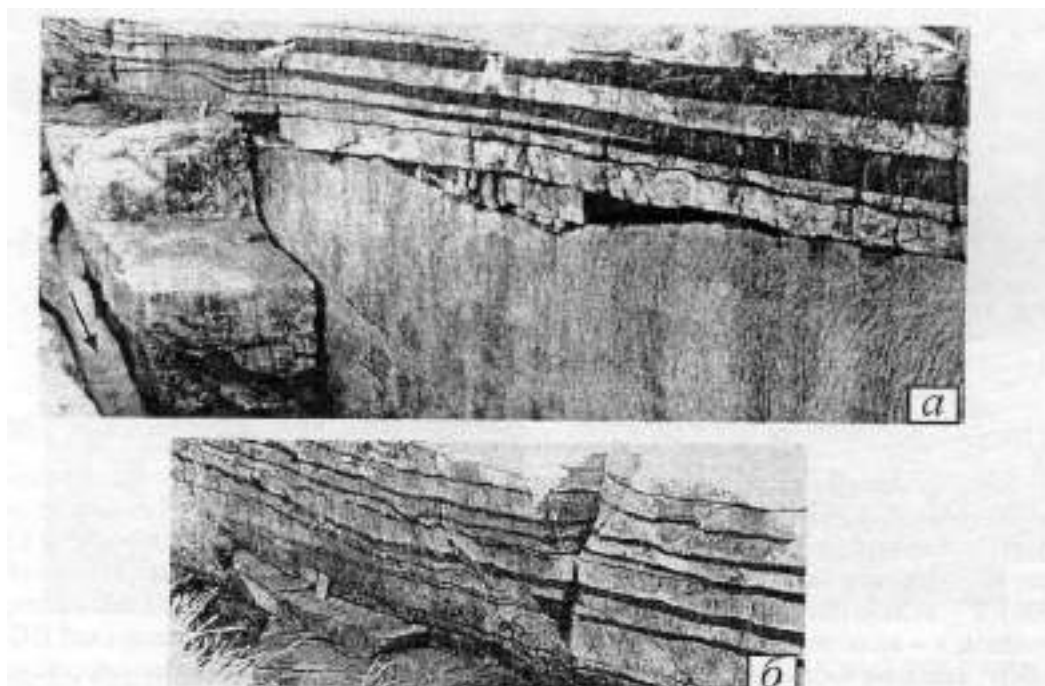


Рис. 5.39. Интрузив Бушвелд, Южная Африка. Переслаивание анортозитов и хромититов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	12.03	11.06	11.89	10.93	10.23	10.76	10.03	9.69
NiO	нпо	0.18	0.18	0.15	0.08	0.07	0.06	0.16
FeO	17.10	18.12	17.30	18.38	19.56	19.57	19.88	20.49
MnO	0.32	0.34	0.25	0.32	0.40	0.35	0.49	0.37
ZnO	нпо	0.20	0.18	0.17	0.09	0.19	0.06	0.20
Cr ₂ O ₃	39.75	38.31	40.26	37.91	37.87	39.87	37.97	38.39
Al ₂ O ₃	21.95	20.88	21.58	20.81	21.46	20.51	19.57	16.27
V ₂ O ₃	0.28	0.35	0.20	0.38	0.38	0.29	0.38	0.41
Fe ₂ O ₃	8.38	9.28	8.61	9.79	10.11	9.86	10.25	14.49
TiO ₂	0.39	0.76	0.48	0.78	0.44	0.82	0.99	1.21
Сумма	100.20	99.48	100.93	99.62	100.62	102.29	99.68	101.68
Содержание миналов, мол. %								
MgCr ₂ O ₄	48.8	47.9	49.3	47.4	47.7	48.8	47.8	46.2
FeCr ₂ O ₄	-	-	-	-	-	-	0.2	2.3
MgAl ₂ O ₄	6.9	4.2	5.5	4.1	0.3	0.9	-	-
FeAl ₂ O ₄	33.3	34.2	33.5	34.3	39.3	36.2	36.8	30.2
ZnAl ₂ O ₄	-	0.5	0.4	0.4	0.2	0.4	0.1	0.5
FeV ₂ O ₄	0.3	0.5	0.3	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5
Fe ₂ TiO ₄	0.9	1.8	1.1	1.8	1.0	1.9	2.4	2.9
FeFe ₂ O ₄	9.3	9.6	8.8	10.2	9.7	10.3	10.8	16.0
MnFe ₂ O ₄	0.8	0.09	0.7	0.9	1.1	0.9	1.3	1.0
NiFe ₂ O ₄	-	0.4	0.4	0.4	0.2	0.2	0.1	0.4
Cr#	48.8	47.9	49.3	47.4	47.7	48.8	48.0	48.5
Al#	40.2	38.9	39.4	38.8	39.8	37.5	36.9	30.7
f, %	44.8	48.8	45.8	49.4	52.5	51.2	53.3	55.1

Примечания. Здесь и далее - нпо – ниже предела обнаружения. Cr# - содержание миналов магнезиохромита и хромита. Al# - содержание миналов шпинели и герцинита. f – железистость.

Рис. 5.40. Химический состав (масс. %) хромшпинелидов 1 генерации. № 1-4 - алюмомагнезиохромит. № 5-8 - магнезиальный алюмохромит. Островодужные плагиолерцолиты и оливиновые габбро-нориты-долериты. Балаклава, Крым

Лекция 6. Минералогенез хромитоносных гипербазитов. Подформные хромититы. Эпигенетические преобразования гипербазитов

6.1. Вулканизм современных аналогов и собственно складчатых областей (доорогенный)

Рассмотрим вулканизм современных аналогов и собственно складчатых областей (доорогенный):

1. Наиболее ранние в складчатых областях толеитовые базальты – аналоги базальтов срединно-океанских рифтов и океанского дна (*MORB*). Примитивные низкощелочные вулканиты, большей частью насыщенные кремнезёмом. Пироксены – авгит. Дискретный ряд – хромшпинелиды и титаномагнетиты.

2. Вулканиты коматиит – марианит – бонинитовой (адакитовой) серии – аналоги вулканитов ранних, не зрелых внутри океанских островных дуг. Названы по Бонинским островам, расположенным в Тихом Океане восточнее Японии, и по Марианской впадине – глубоководном желобе. Предельно низко щелочные и почти не содержащие калия и фосфора вулканиты, весьма высоко температурные. Оливин высоко магнезиальный, очень богат никелем. Пироксены – крайне высокотемпературные клиноэнстатит, клинобронзит, пижонит, эндиопсид, субкальциевый авгит, авгит.

3. Вулканиты пёстрого состава – аналоги базальтоидов различного типа щёлочности окраинно-океанских обстановок и внутри океанских островов. Нередко сочетание по латерали и по вертикали различных вулканических серий – от щёлочно-базальтовой до толеитовой. Пироксены – в основном авгит. Характерно обилие ильменита, наряду с титаномагнетитом.

4. Вулканиты пикрит – базальт – андезит – дацитовой серии активных континентальных окраин – зрелых островных дуг на границах континент – океан. В зависимости от степени удаления от океана, то есть глубины залегания сейсмофокальной зоны Заварицкого – Бенъоффа – Вадати, состав вулканитов меняется: толеитовый → преобладающий известково-щелочной низко калиевый (высокоглинозёмистый – собственно остоводужный) → известково-щелочной высоко калиевый (шошонитовый, латитовый) → повышенной щёлочности (и калийности). Пироксены: в вулканитах толеитовых – бронзит – гиперстен ± пижонит, в высокоглинозёмистых – бронзит-гиперстен + пижонит + авгит, в шошонитовых – авгит. Характерен непрерывный ряд хромшпинелиды – титаномагнетиты.

6.2. Офиолитовая формация

Офиолитовая формация – принадлежность складчатых областей эвгеосинклинального типа. Это фрагменты земной коры океанского типа, которая формируется в срединно-океанских рифтах и в рифтах задуговых морских бассейнов (между вулканическими островными дугами и окраинно-континентальными морями).

Строение офиолитовой формации

Полный разрез офиолитовой формации (сверху вниз):

1. толеитовые базальты типа MORB (часто подушечные, пиллоу-лавы) ± глубоководные кремнистые, углеродисто-кремнистые, глинисто-кремнистые породы (яшмоиды, фтаниты, лидиты) с *Fe-Mn* конкрециями и линзами, линзами барита;

2. комплекс параллельных даек толеитовых долеритов «дайка в дайке»;

3. габбро и оливиновые габбро без роговообманковые;

4. клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты, вебстериты;

5. лерцолиты (и трансформационные плагиоклазовые лерцолиты);

6. гарцбургиты с телами дунитов с подиформными залежами хромититов;

7. дуниты;

8. полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс;

9. тектонизированные перидотиты, преимущественно гарцбургитового состава.

Породы 4 – 8 в основном магматические кумулятивные.

Обычно в составе офиолитов преобладают гарцбургиты и дуниты.

Обычно ниже габброидных кумулятов расположены пироксенитовые кумуляты, ещё ниже – оливин – пироксеновые кумуляты до пироксен – оливиновых, существенно оливиновых и хромшпинелид – оливиновых кумулятов (рис. 6.1.).

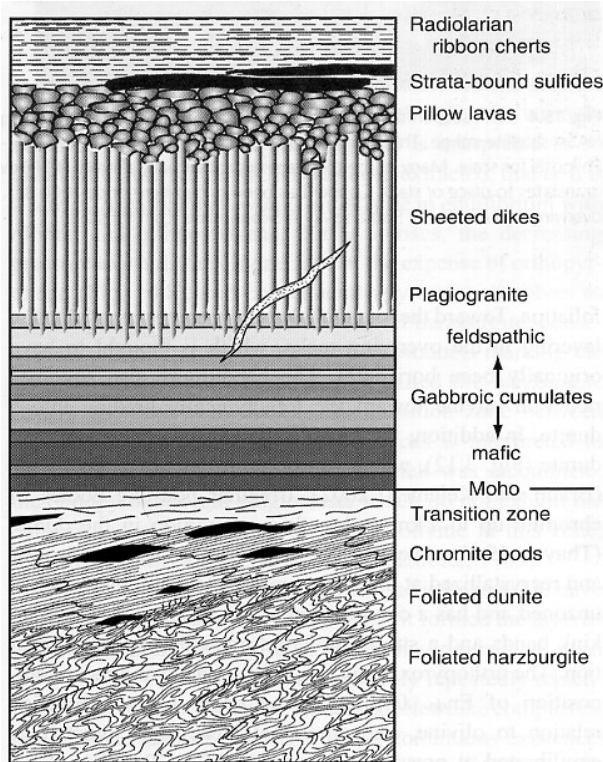
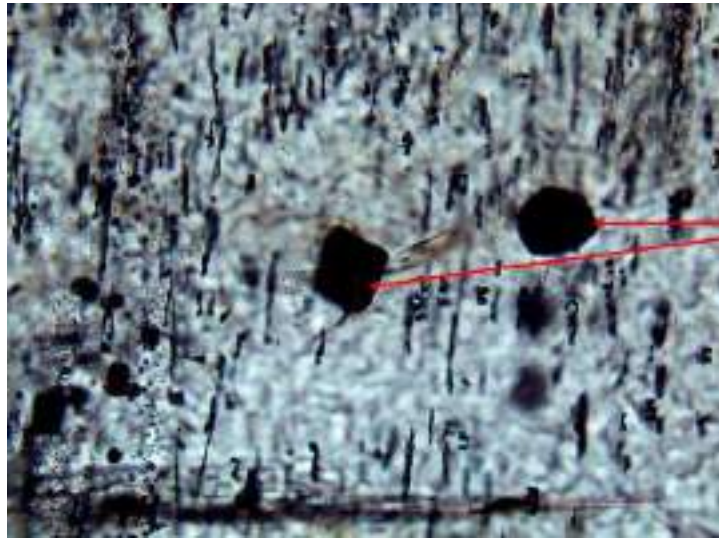


Рис. 6.1. Схематический разрез офиолитовой ассоциации. Охлажденные края листоватых даек обозначены более темной штриховкой; ось спрединга направлена влево

Оливин

Глубинный оливин – непрозрачный, сероватый, так как испытал окислительный распад твёрдого раствора $(Mg, Cr^{2+})_2[SiO_4]$ с обособлением тончайших ламелл хромшпинелида (рис. 6.2).



*Рис. 6.2. Продукты собирательной перекристаллизации ламелл
Распада (обозначены красными стрелками). Шлиф. При 1 николе*

Ромбопироксен (бронзит) и клинопироксен (хромистый эндиопсид) в гипербазитах Полярного Урала показаны на рисунках 6.3 и 6.4.

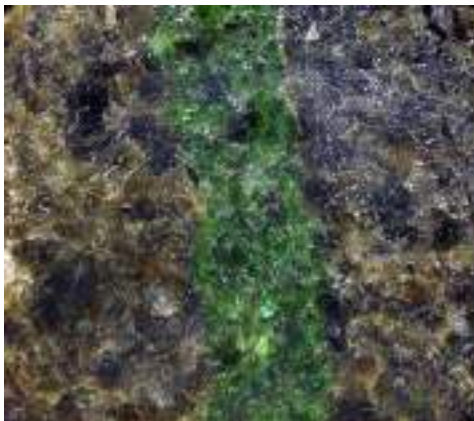


Рис. 6.3. Ромбопироксен (бронзит) в гипербазитах Полярного Урала

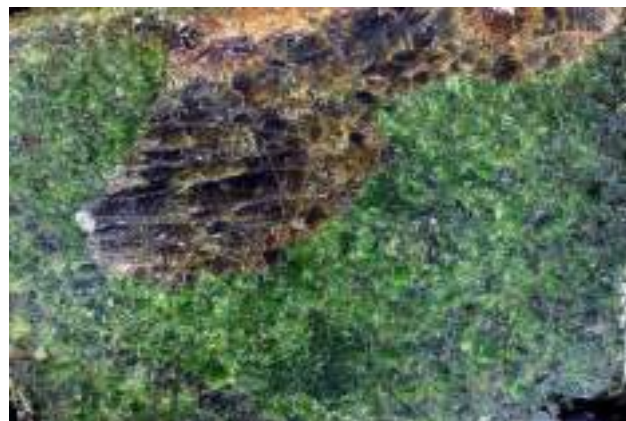


Рис. 6.4. Клинопироксен (хромистый эндиопсид) в гипербазитах Полярного Урала

На графике (рис. 6.5) показаны первичные, мантийные составы: сиреневым цветом обозначена область ортопироксенов, светло-зеленым цветом – область клинопироксенов (перидотиты Сьерра-Леоне).

Окраска хромшпинелидов в проходящем свете

Минералы, богатые Fe^{3+} и/или Mn^{3+} , в проходящем свете чёрные, не прозрачные. Бедные Fe^{3+} магнезиохромиты густо красные, алюмомагнезиохромиты – красные или коричневатокрасные, хромшпинели – красноватокоричневые и коричневые, бедные

хромом хромшпинели – жёлто-коричневые до жёлтых, мало хромистые шпинели – светло окрашенные до бесцветных (рис. 6.6).

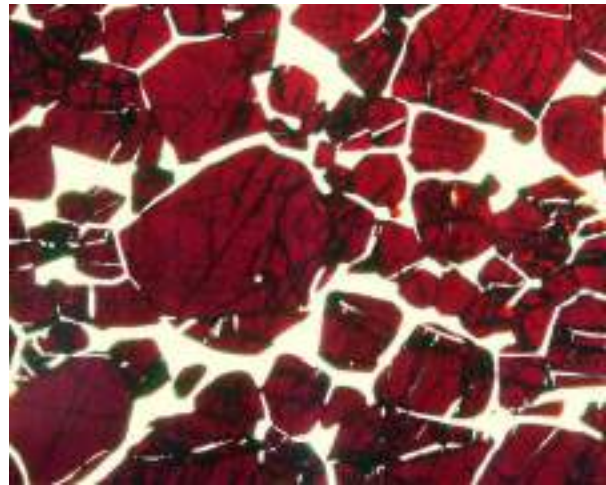
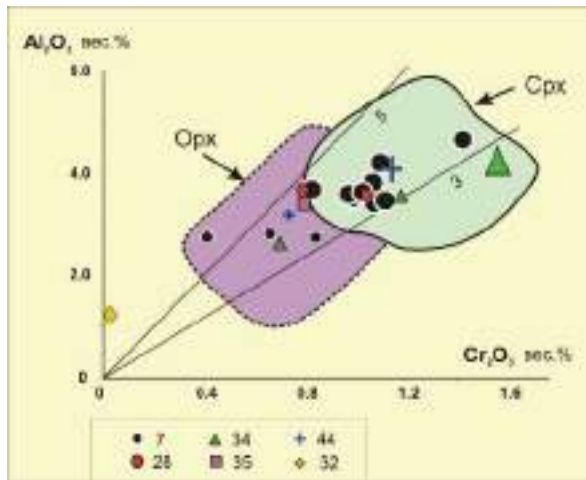


Рис. 6.5. Составы первичных
(мантийных) ассоциаций

Рис. 6.6. Высоко хромистый
алюмомагнезиохромит дунитов.
Шлиф при 1 николе. Кемпирсай. Южный
Урал

Рассмотрим окраску хромшпинелидов гарцбургитов в проходящем свете (рис. 6.7 – 6.10): чёрный – хроммагнетит, продукт серпентинизации.

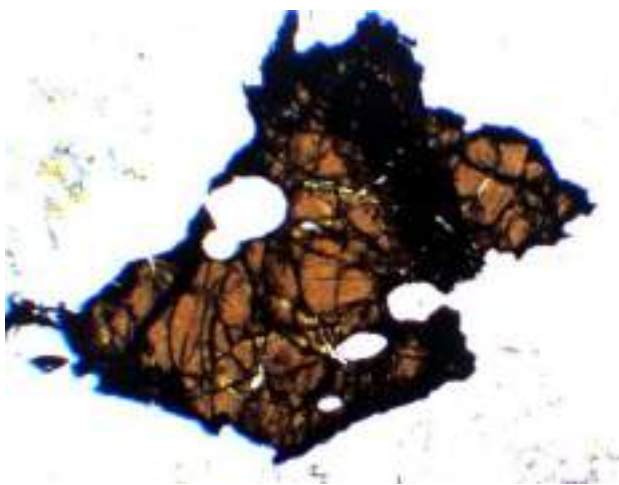


Рис. 6.7. Низко хромистый
алюмомагнезиохромит. Шлиф при 1 николе.
Нурали, Южный Урал

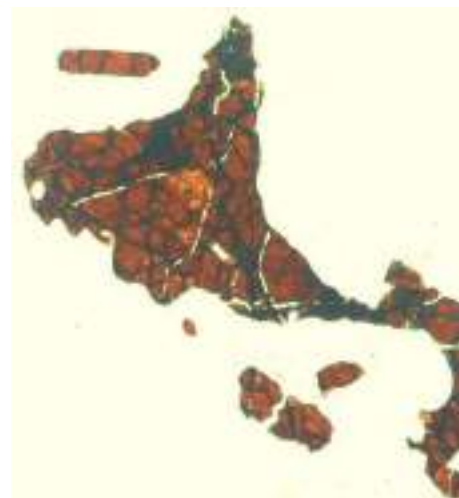


Рис. 6.8. Низко хромистый
алюмомагнезиохромит. Шлиф при 1
николе. Нурали, Южный Урал

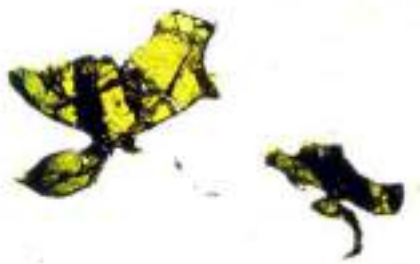


Рис. 6.9. Хромшпинель в лерцолитах.
Шлифы при 1 никеле. Урал, Южный



Рис. 6.10. Хромшпинель в лерцолитах.
Шлифы при 1 никеле. Урал, Южный

Хромшпинелиды

Генеральный тренд магматической эволюции от гипербазитов к базитам и, соответственно, от высоко хромистых и высоко магнезиальных хромшпинелидов к титаномагнетиту со снижением содержаний Cr , Mg , Al , миналов магнезиохромита, хромита, шпинели, герцинита, величин хромистости $Cr\# = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+}),\%$ и магнезиальности $Mg\#$, и ростом содержаний Fe , Mn , Ti , V , Zn , миналов магнетита и ульвошпинели.

Стандартные треугольники состава для хромшпинелидов магматитов Земли – с вершинами:

- сумма миналов хромитов (магнезиохромит, хромит);
- сумма миналов шпинелей (шпинель, герцинит, ганит);
- сумма миналов магнетита и ульвошпинели; дополнительно диаграммы с координатами $Cr\# - Mg\#$ (или железистость), $Cr\# - TiO_2, V_2O_5, MnO, ZnO$.

В тех нередких случаях, когда содержания титана в хромшпинелидах низкие (менее 3-5%), используют треугольник с вершинами $Cr - Al - Fe^{3+}$ (рис. 6.11).

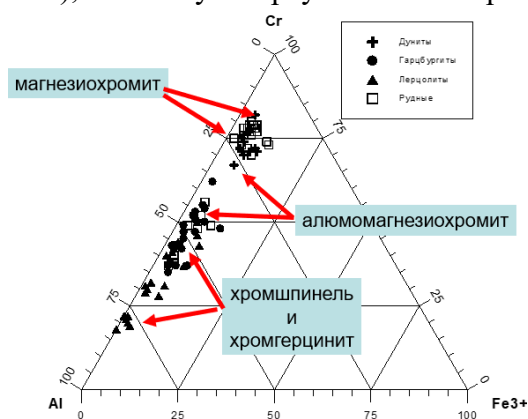


Рис. 6.11. Диаграмма $Cr - Al - Fe^{3+}$.
Перидотиты Кемпирсайского



Рис. 6.12. Шаровые (пиллоу) лавы.
Толейтовые базальты MORB типа.

массива, Южный Урал

*Туринская свита силура Тагильского
зеленокаменного пояса Урала у реки Ис*

Состав всех хромшпинелей находится ближе к левому краю диаграммы – это свидетельствует о низкой концентрации железа. Следовательно, хромшпинелиды кристаллизовались при очень низкой активности воды, при низком окислительном потенциале. Таким образом, тренд представляет собой тренд снижения температуры: более высокотемпературные изменения – в дунитах, менее – в гарцбургитах, и наименее температурные – в лерцолитах.

Судя по низкой концентрации Fe^{3+} , хромшпинелиды кристаллизовались в сухих расплавах. Максимальная концентрация хромшпинелидов находится в перидотитах – существенно оливиновых магматических породах. Примером служат шаровые (пиллоу) лавы (толеитовые базальты MORB типа) (рис. 6.12).

Рассмотрим знаменитую офиолитовую ассоциацию в ОАЭ на южном берегу Персидского залива в Омане (рис. 6.13, 6.14): гипербазиты, комплекс параллельных даек, габброиды.



Рис. 6.13. Карта распределения офиолитовой ассоциации. Оман

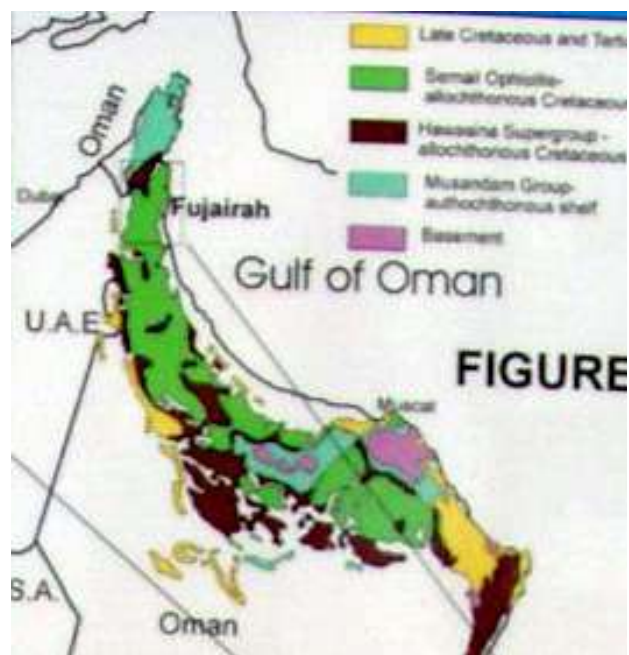


Рис. 6.14. Карта распределения офиолитовой ассоциации. Оман. Цветной рисунок

Рассмотрим офиолитовую формацию полярного Уралда (рис. 6.15): сопки коричневатого цвета – дуниты с хромшпинелидом (рис. 6.16), который представляет собой черные включения. Цвет корки выветривания свидетельствует о существенно магнизиальном составе оливина.



Рис. 6.15. Полярный Урал. Рай-Из, центр. Долина реки Макар – Рузь. Выходы дунитов и гарцбургитов. Фото Э.М. Спиридонова

На рисунках 6.17 – 6.22 показаны фотографии полосчатых дунитов и гарцбургитов: энстатит – оливиновые кумуляты с примесью хромшпинелида. Цвет корки выветривания свидетельствует о существенно магниальном составе оливина и ромбопироксена.



Рис. 6.16. Дуниты с хромшпинелидом. Гора Пусь-Ерка, Полярный Урал



Рис. 6.17. Полосчатые дуниты и гарцбургиты: энстатит – оливиновые кумуляты. Рай-Из, Полярный Урал. Фото А.А. Машиной



Рис. 6.18. Полосчатые дуниты и гарцбургиты: энстатит – оливиновые кумуляты с примесью хромшпинелида. Район рудного тела 214. Рай-Из, Полярный Урал



Рис. 6.19. Полосчатые дуниты и гарцбургиты: энстатит – оливиновые кумуляты с примесью хромшпинелида. Район рудного тела 214. Рай-Из, Полярный Урал



Рис. 6.20. Полосчатые дуниты и гарцбургиты: энстатит – оливиновые кумуляты с примесью хромшпинелида. Район рудного тела 214. Рай-Из, Полярный Урал



Рис. 6.21. Дуниты и гарцбургиты: энстатит – оливиновые кумуляты линзовидно-полосчатые. Район рудного тела 214. Рай-Из, Полярный Урал

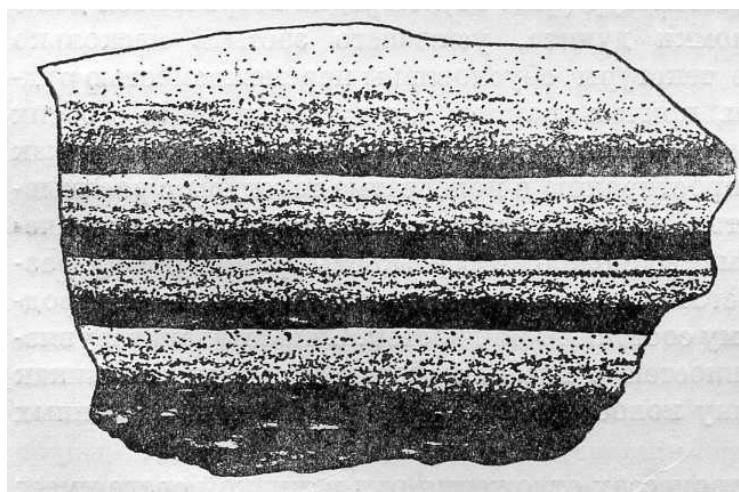


Рис. 6.22. Полосчатые дуниты и гарцбургиты: энстатит – оливиновые кумуляты с примесью хромшпинелида. Рай-Из, Полярный Урал

Рассмотрим хромшпинелиды альпинотипных перидотитов (рис. 6.23, 6.24): рудные полосы с одной стороны имеют резкую границу, с другой – постепенно переходят во вкрапленность. Светлые полосы в прослоях хромититов – это кристаллы ромбопироксена.

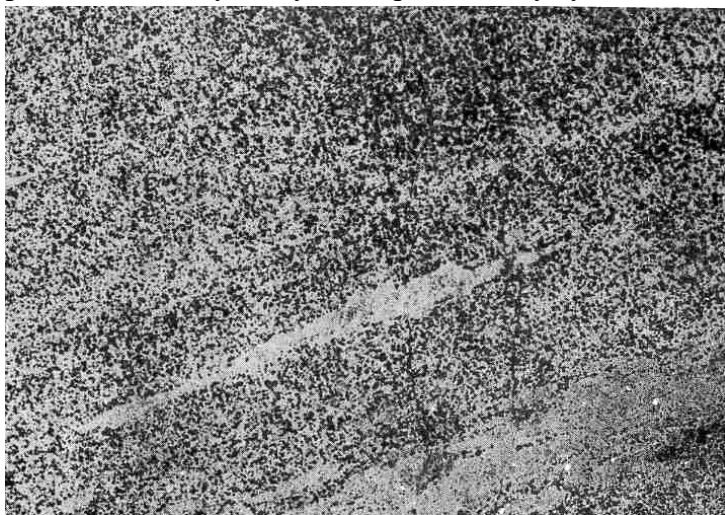


*Рис. 6.23. Полосчатая
текстура руды из
Хабарнинского
месторождения №5 – 1*

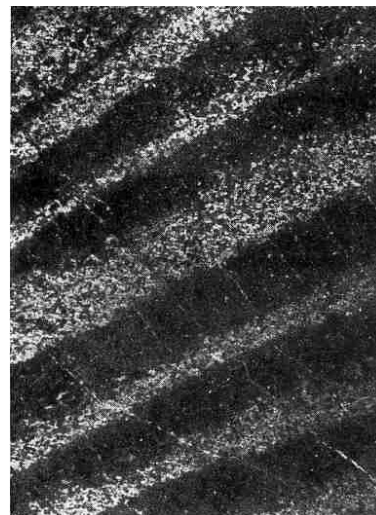


*Рис. 6.24. Полосчатая текстура руды из
Хабарнинского месторождения №5 – 1*

Рассмотрим фотографии ниже (рис. 6.25, 6.26): вверху наблюдаются уплощенные кристаллы, внизу – двухминеральный кумулят.



*Рис. 6.25. Оливин – хромшпинелидные кумуляты.
Ключевской массив, Урал*



*Рис. 6.26. Оливин –
хромшпинелидные кумуляты.
Ключевской массив, Урал*

Как видно, ромбопироксен «убить» не возможно. Псевдоморфозы по нему легко «читаются» и в интенсивно серпентинизированных гарцбургитах (рис. 6.27, 6.28).

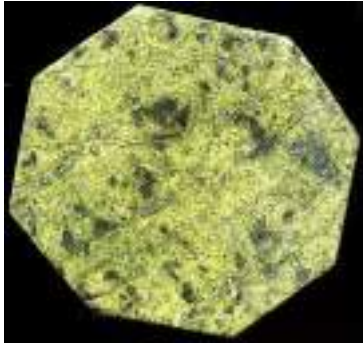


Рис. 6.27. Гарцбургиты интенсивно серпентинизированные. Баженовский массив, Средний Урал. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

Рис. 6.28. Гарцбургиты интенсивно серпентинизированные. Баженовский массив, Средний Урал. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

Минералы кумулятов офиолитов

Минералы кумулятов офиолитов:

- Оливин: железистый форстерит – магнезиальный хризолит $F_{0.93-0.86}$, обычно $F_{0.91-0.89}$, Ni 0.2-0.7 % (чаще 0.3-0.5%) и до 1 масс.%. $Ni:Co$ – в оливине гипербазитов около 30, в базитах - около 10.
- Ромбопироксен: хромисто-глинозёмистый железистый энстатит – магнезиальный бронзит $Ca_{1.5-4}Mg_{85-89}Fe_{9-12}$, в среднем $Ca_3Mg_{87}Fe_{10}$
- Клинопироксен: хромисто-глинозёмистый эндиопсид – низко железистый авгит, бедный Al и Ti .
- Плагиоклаз – анортит, битовнит, бедные Sr .
- Имеющиеся указания на находки алмазов не достоверны.

Акцессорные

Акцессорные минералы обычно: алюмомагнезиохромит, магнезиохромит, хромшпинель, бедные $Fe_2O_3 < 5\%$ и MnO и $TiO_2 < 0.3-0.5\%$.

Типичен изоморфизм $Cr - Al$. Характерна положительная корреляция хромистости ($Cr/Cr+Al+Fe^{3+}, \%$) и железистости ($Fe^{2+}/Mg+Fe^{2+}, \%$).

Хромшпинелиды дунитов: преобладают магнезиохромит и алюмомагнезиохромит ($Cr_2O_3 > 50$ масс.%), ср. – MnO 0.17%, TiO_2 0.11%.

Хромшпинелиды гарцбургитов: преобладают алюмомагнезиохромит и хромшпинель, ср. – MnO 0.18%, TiO_2 0.09%.

Хромшпинелиды лерцолитов: преобладает хромшпинель, ср. – MnO 0.15%, TiO_2 0.11%.

Месторождения хромшпинелидов в массивах офиолитовых перидотитов по отношению к офиолитовым перидотитам эпигенетичны. Как правило, это секущие тела сложной морфологии (вплоть до «деревьев с серией ветвей» – «с руками, воздетыми к небу»), сложенные дунитами и энстатит-содержащими дунитами с линзами, лентами,

округлыми выделениями с поперечником до многих метров хромититов. Обычно такие тела хромититов именуют подиформными (в отличие от стратиформных тел хромититов в расслоенных плутонах). Подиформные хромититы – массивные, вкрапленные, нодулярные, овоидные и их разнообразные комбинации. Считается, что эти месторождения – продукт взаимодействия высокотемпературных пикрит-базальтовых расплавов, мигрирующих сквозь гарцбургитовые массы и активно с ними реагирующие. Кристаллы хромшпинелидов в этих месторождениях постоянно содержат микровключения минералов тугоплавких платиновых металлов – *Ru, Os, Ir*.

Рудные

Рудные минералы обычно: алюмомагнезиохромит и магнезиохромит ($Cr_2O_3 > 50$ масс.%), хромшпинель, бедные $Fe_2O_3 < 5\%$, MnO и $TiO_2 < 0.3-0.5\%$.

Типичен изоморфизм *Cr – Al*. Типоморфная положительная корреляция хромистости ($Cr/Cr+Al+Fe^{3+}, \%$) и железистости ($Fe^{2+}/Mg+Fe^{2+}, \%$),- толеитовый тренд состава хромшпинелидов.

Хромшпинелиды рудные отличаются от акцессорных руд более крупными размерами зёрен, большей магнезиальностью, нередко несколько обогащены Fe^{3+} , ассоциируют с высоко- и крайне высокомагнезиальным оливином (богатым никелем), нередко и с малыми количествами гидроксилфлогопита и паргасита. То есть формировались при участии летучих, при повышенной величине P_{H_2O} .

На схемах (рис. 6.29 – 6.32) показаны подиформные (ленто- и линзообразные) залежи сплошных и густо вкрапленных магнезиохромитовых руд в телах дунитов среди дунит – гарцбургитового комплекса.

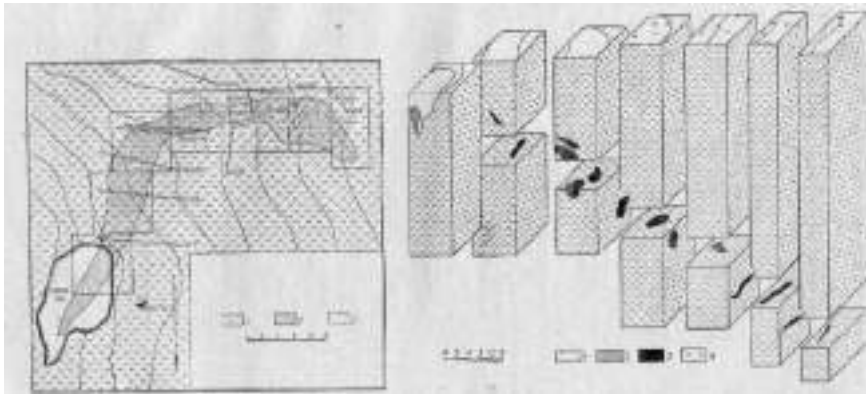


Рис. 6.29. План месторождения №б: 1 – перидотит, 2 – проекция столбообразного рудного тела на горизонтальную поверхность; 3 – точки заложения буровых скважин. Слева: блок диаграмма столбообразного рудного тела в месторождении №б: 1 – перидотит, 2 – разрез рудного тела в карьере; 3 – руда; 4 – точки заложения буровых скважин

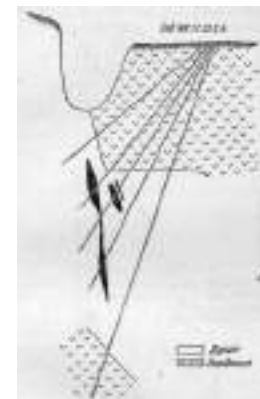


Рис. 6.30.
Геологический
разрез
месторождения №
114

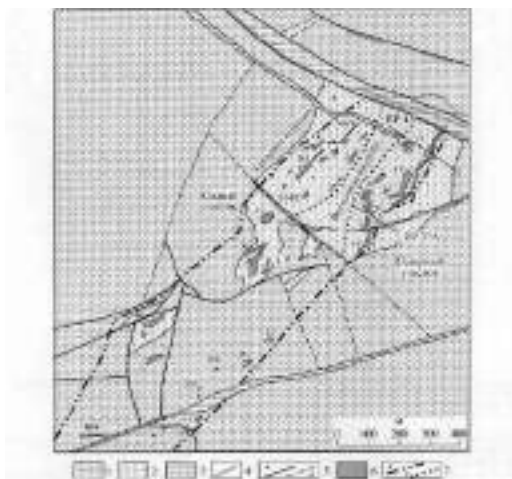


Рис. 6.31. Геологический план месторождения Центральное (по А.М. Овечкин, В.В. Книгу, 2003 г.). 1 – дуниты и гарцбургиты нерасчлененные; 2 – дуниты; 3 – серпентиниты; 4 – дайки диабазов; 5 – тектонические нарушения: достоверные (а); предполагаемые (б); 6 – рудные тела и их номера; 7 – границы: рудной зоны (а), рудных подзон (б)

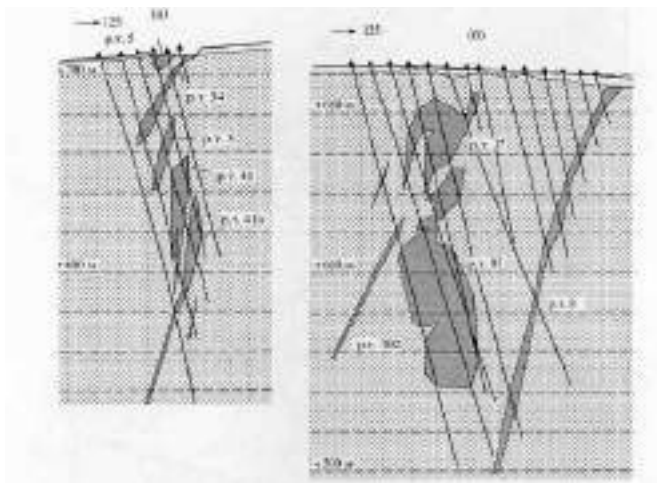


Рис. 6.32. Геологические разрезы по Восточной подзоне месторождения Центральное

Подформные месторождения хромшпинелидов в офиолитовых перидотитах Полярного Урала. Массив Рай-Из

Рассмотрим массив Рай-Из:

- Дуниты: оливин Fo_{92} , NiO 0.4 % хромшпинелиды 0.016-0.5 мм (0.05-0.14 мм) Cr_2O_3 44%, Al_2O_3 7%, MgO 6%
- Вкрапленные руды: оливин Fo_{96} , NiO 0.5 % хромшпинелиды 0.016-6.0 мм (0.5-1.5 мм) Cr_2O_3 58%, Al_2O_3 8%, MgO 12%
- Сплошные руды: оливин Fo_{98} , NiO 1.2 % хромшпинелиды 2-20 мм (3-5 мм) Cr_2O_3 59%, Al_2O_3 9%, MgO 15%

Породы массива Рай-Из обеспечивают хромом промышленность России. Без хрома невозможно сделать сталь высокого класса.

На рисунках 6.33, 6.37, 6.38 показаны нодулярные руды – это разделенные оливин-хромшпинелидные эвтектики, магматогенные. Аналогичные структуры (рис. 6.34 – 6.36) наблюдаются и в массиве Хабарнинский на Южном Урале.



Рис. 6.33. Разделённые оливин – хромитинелидные эвтектики.

Колл. Э.М. Спиридонова, фото А.А. Машиковой



Рис. 6.34. Скопление овоидов оливина на контакте дунитов и густо вкрапленных руд



Рис. 6.35. Скопление овоидов оливина на контакте дунитов и густо вкрапленных руд

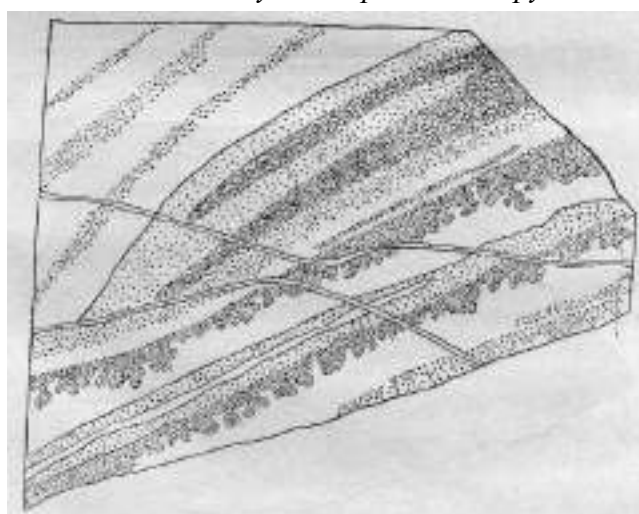


Рис. 6.36. Фестончатые очертания рудных полосок на границе с полосками дунитов. Зарисовка западной стенки карьера 2с

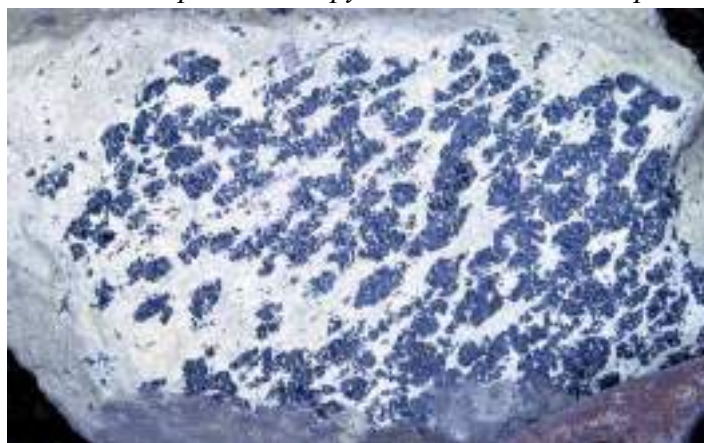


Рис. 6.37. Контакт нодулярных хромитов и дунитов



Рис. 6.38. Контакт нодулярных и массивных хромититов

Аналогичные нодулярные эвтектики распространены и в Армении, Азербайджане (рис. 6.39 – 6.42), Кипре, Среднем Урале (рис. 6.43 – 6.45), Македонии (рис. 6.46 – 6. 48)



Рис. 6.39. Разделённые оливин – хромшпинелидные эвтектики



Рис. 6.40. Разделённые оливин – хромшпинелидные эвтектики



Рис. 6.41. Овоиды оливин-хромшпинелиды. Инягский массив, Азербайджан

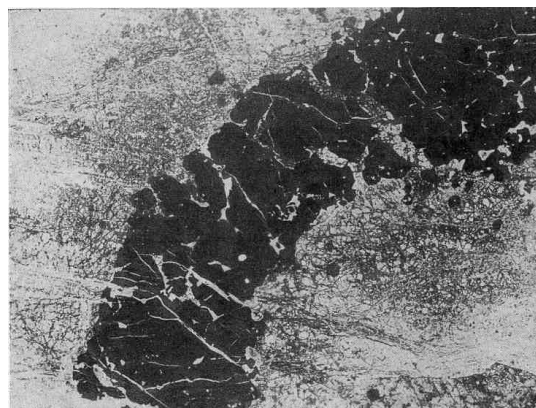


Рис. 6.42. Часть нодули с силикатным ядром. Последнее сложено частично серпентинизированным оливинном. Гиперизоморфные отношения между оливинном и хромшпинелидом на границе ядра с оболочкой. Месторождение Иняг. Колл. А. Г. Бетехтина. Лин. увел.

8

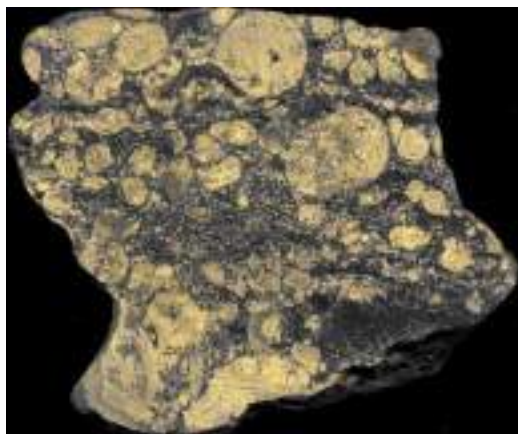


Рис. 6.43. Рудные – орбикулярные. 89x74 мм. Хабарнинский, Ю. Урал

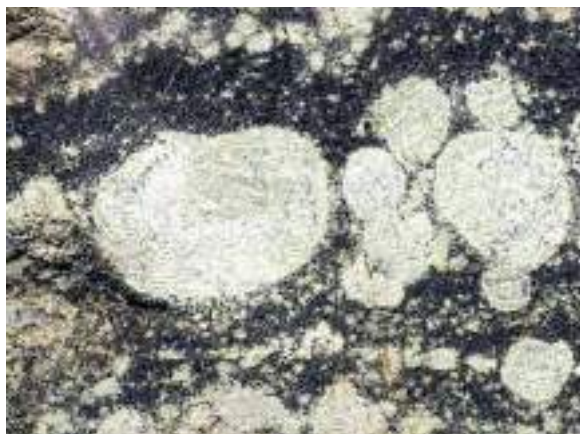


Рис. 6.44. Рудные – орбикулярные. 42x30 мм. Хабарнинский, Ю. Урал



Рис. 6.45. Разделённые оливин – хромшпинелидные эвтектики. Колл. Минерал. музея РАН. Фото Э.М. Спиридонова



Рис. 6.46. Разделённые оливин – хромшпинелидные эвтектики. ММ-55142. 96x78 мм. Радуша, Скопье, Македония

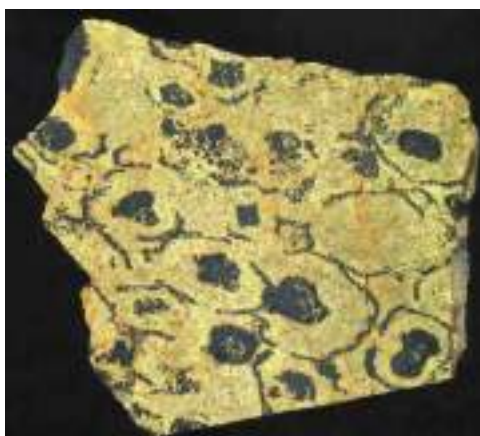


Рис. 6.47. Разделённые оливин – хромшпинелидные эвтектики. ММ-

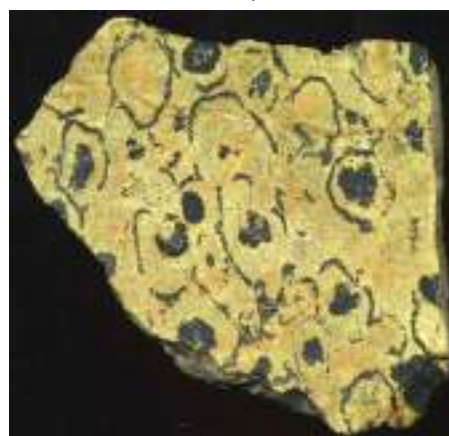


Рис. 6.48. Разделённые оливин – хромшпинелидные эвтектики. ММ-55142. 100x95 мм. Радуша, Скопье, Македония

55142. 87x80 мм. Радуша, Скопье,
Македония

На рисунках 6.49 – 6.52 показаны более массивные скопления хромшпинелидов.



Рис. 6.49. Оливин - энстатит –
Магнезиохромитовые кумуляты.
63x45 мм. Богородское, Карабаи, Урал



Рис. 6.50. Массивные
крупнокристаллические хромититы с
минимумом силикатов. Войкаро-
Сынинский,
Полярный Урал



Рис. 6.51. Рудное тело № 9. 55x43 мм.
Фото ЭМС



Рис. 6.52. Оливиновые хромититы в дунитах.
Рудное тело № 9. Фото ЭМС

На рисунках 6.53, 6.54 показаны оливиновые хромититы, которые пересечены жилами дунитов – это сложные высокотемпературные магматические образования.



Рис. 6.53. Оливиновые хромититы пересечены жилами дунитов. Рудное тело № 9. Фото ЭМС



Рис. 6.54. Оливиновые хромититы пересечены жилами дунитов. Рудное тело № 9. Фото ЭМС

Рассмотрим типичный толеитовый тренд (рис. 6.55): прямая хромистости и железистости хромшпинелидов:

- Массивные хромиты в лерцолитах (зеленые);
- Густовкрапленные хромиты в гарцбургитах (синие);
- Массивные и вкрапленные хромиты в дунитах среди гарцбургитов (голубые);
- Вкрапленные хромиты в дунитах (оранжевые);
- Нодулярные и вкрапленные хромиты в дунитах (красные).

На рисунке 6.56 показан тренд в составе хромшпинелидов:

Tun I: 1a – хромиты массивные и нодулярные в гарцбургитах;

1b – хромиты густо-вкрапленные в дунитовых жилах среди гарцбургитов.

Tun II: хромиты вкрапленные в дунитах вблизи верлит-клинопироксенитовый.

Tun III: хромиты густо-вкрапленные тонко-, мелкозернистые в дунитах.

Tun IV: хромиты массивные, мелкозернистые и нодулярные в перекристаллизованных дунитах.

Южная часть месторождения – дунитовая, в этой области находятся месторождения высокохромистых руд, выше – гарцбургитовая часть – это месторождения низкохромистых руд. Состав образующихся хромшпинелидов зависит от изначального состава пород (от концентраций хрома в них).

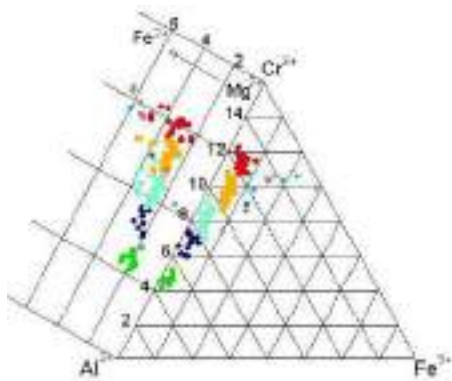


Рис. 6.55. Толеитовый тренд

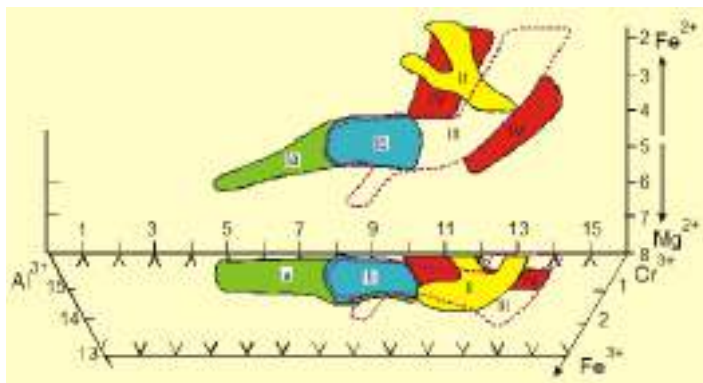


Рис. 6.56. Толеитовый тренд в составе хромшпинелидов

Крупнейшая в мире залежь сплошных хромитов – магнезиохромитов – месторождение Алмаз-Жемчужина на контакте гарцбургитов и дунит - гарцбургитового комплекса (рис. 6.57, 6.58).

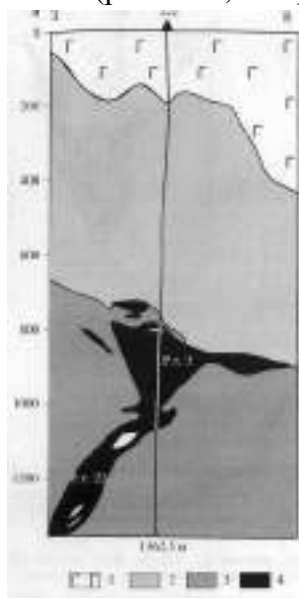


Рис. 6.57. Поперечный разрез через рудные тела 3 и 23 месторождения Алмаз-Жемчужина. 1 – габбро-амфиболиты; 2 – гарцбургиты; 3 – рудоносный дунит-гарцбургитовый комплекс; 4 – руды

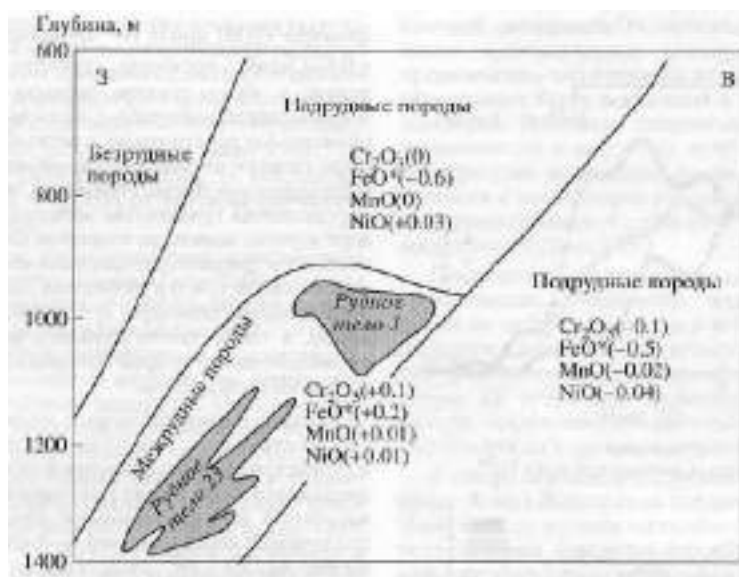


Рис. 6.58. Средние значения отклонений массовых долей элементов семейства железа относительно безрудных ультра мафитов в рудоносных зонах южных флангов месторождения Алмаз-Жемчужина. Поперечный разрез. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы

Месторождения хромшпинелидов в офиолитовых перидотитах Южного Урала. Массив Кемпирсай

Во всех месторождениях Главного рудного поля Кемпирсайского массива (Алмаз-Жемчужина, Миллионное, Геофизическое...) состав рудных хромшпинелидов весьма выдержан и коррелирован с содержанием хромшпинелидов: в сплошных рудах - магнезиохромит с $62 \pm 1\%$ Cr_2O_3 и железистостью 25-35%; во вкрапленных рудах - магнезиохромит с $58 \pm 2\%$ Cr_2O_3 и железистостью 35-40%.

С рудными хромшпинелидами ассоциируют малые количества гидроксилфлогопита и амфибола – паргасита. Рудные хромшпинелиды содержат включения мелких кристаллов лаурита $(Ru, Os, Ir)_2S_2$.

Переход шпинелевые лерцолиты → плагиоклазовые лерцолиты

При медленном всплывании (воздымании) массивов альпинотипных гипербазитов глинозёмистые хромшпинелиды становятся не устойчивыми. Происходят твердофазные превращения: низко хромистые хромшпинелиды превращаются в более высоко хромистые; за счёт части алюминия первичных глинозёмистых хромшпинелидов и кальция и натрия из клинопироксенов одновременно возникает плагиоклаз; они растут совместно.

Поскольку состав клинопироксенов вверх по разрезу альпинотипных гипербазитов меняется – становится более натровым, постольку новообразованные плагиоклазы вверх по разрезу «плагиоклазовых» лерцолитов меняются от анортита до битовнита - лабрадора. Данный эффект хорошо изучен на примере Нуралинского массива.

Его необходимо выявлять и учитывать для правильной оценки первичного состава хромшпинелидов. Наличие результатов такого превращения – индикатор :

- 1) мантийного происхождения данных гипербазитов,
- 2) медленной скорости всплывания = подъёма мантийных гипербазитов в земную кору.

Первичный контур хромшпинели показан фиолетовыми стрелками на рисунке 6.59. Типичная морфология обогащенного хромом хромшпинелида показана красными стрелками на рисунке 6.60.



Рис. 6.59. Переход шпинелевые лерцолиты → плагиоклазовые лерцолиты. Большой Нурали



Рис. 6.60. Переход шпинелевые лерцолиты → плагиоклазовые лерцолиты. Большой Нурали

На рисунках 6.61, 6.62 показана граница совместного роста плагиоклазов.



Рис. 6.61. Характерная морфология обогащённого хромом хромитинелида



Рис. 6.62. Характерная морфология обогащённого хромом хромитинелида. Фрагмент при 1 николе.

Тектонизированные офиолитовые перидотиты

В процессе субдукции океанская литосфера погружается под континент, плиты расходятся, поднимается новый расплав. Далее идут обратные процессы – коллизия. Материал (альпинотипный гипербазит) существенно оливиновый, легко серпентинизируется. Серпентиновая масса выдавливается в разломы, в надвиги. При этом, серпентиновый материал захватывает в процессе другие вещества. Таким образом получается серпентинитовый меланж (рис. 6.63, 6.64).



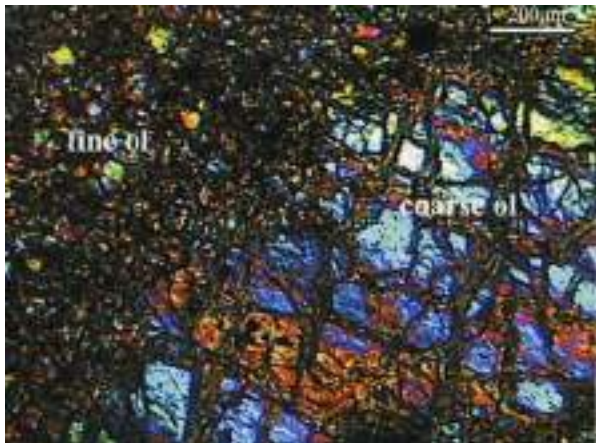
Рис. 6.63. Складки в хромитоносных дунитах



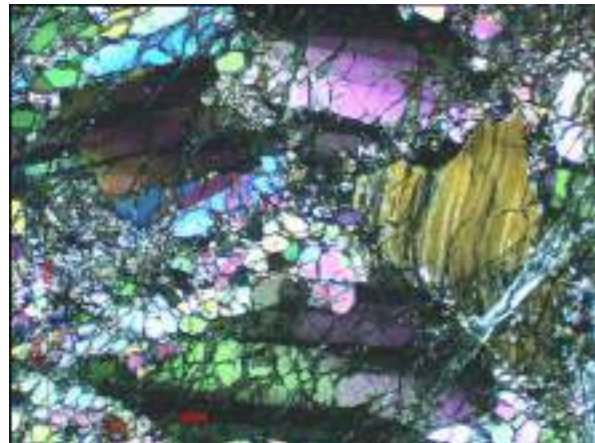
Рис. 6.64. Тектонизированные подиформные хромититы в дунитах

На рисунках 6.65 – 6.68 показаны шлифы деформированных дунитов и гарцбургитов: отдельные кристаллы смяты. Процессы преобразования оливина в серпентин и обратно происходят легко. Т.е. нередко первичное гипербазитовое вещество

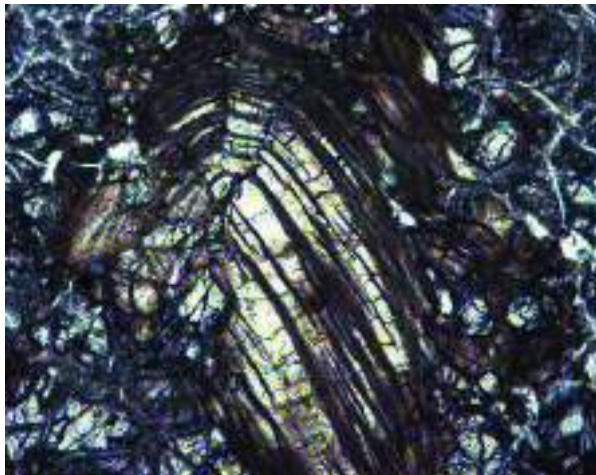
превращается во вторичное. Отметим, что характерной примесью магматического оливина является кальций. В случае, если кальца нет – вероятно, это вторичный оливин.



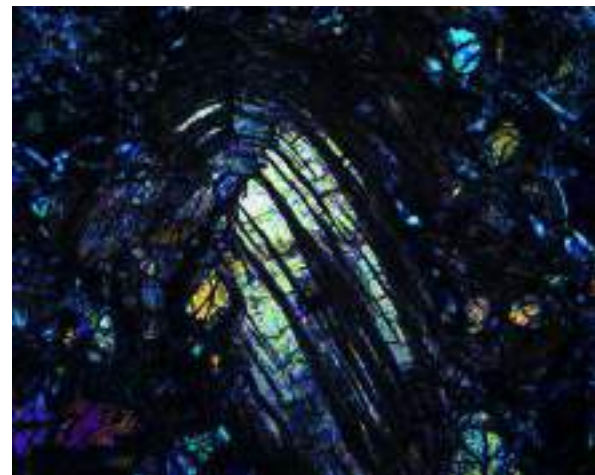
*Рис. 6.65. Деформированные дуниты.
Греция, горы Каллидромон*



*Рис. 6.66. Деформированные
гарибургиты массива Рай-Из, Полярный
Урал. Фото Г.Н. Савельевой*



*Рис. 6.67. Деформированные гарибургиты
Нуралинского массива.
Смятый кристалл энстатита
Шлиф. Ширина поля зрения 5 мм. При 1
николе*



*Рис. 6.68. Деформированные
гарибургиты Нуралинского массива.
Смятый кристалл энстатита
Шлиф. Ширина поля зрения 5 мм.
Николи x*

Лекция 7. Минералогенез дифференцированных (расслоенных) гипербазит-базитовых интрузивов и стратиформных месторождений хрома

7.1. Магматические кумулятивные структуры

Магматические кумулятивные структуры включают, например, кумулятивные хромититы – это идиоморфные правильные кристаллы хромшпинелидов (рис. 7.1), которые сцементированы посткумулясным ромбопироксеном.

В Мончегорском плутоне (в нижней зоне) вся матрица – это кристаллы оливина (рис. 7.2), которые цементируются поздними пойкилокристаллами бронзита.

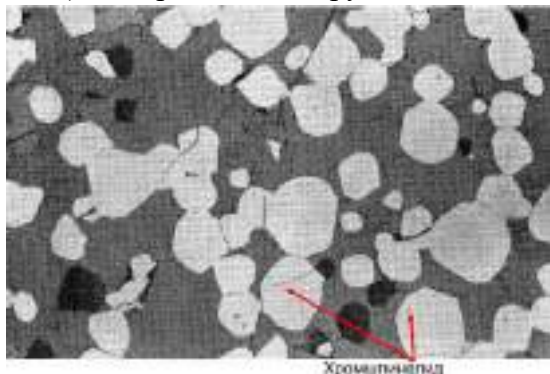


Рис. 7.1. Бушвелд – критическая зона, Кумулятивные хромититы. Цемент – посткумулясный бронзит. Фотография в отражённом свете



Рис. 7.2. Крупные пойкилокристаллы бронзита. Кумулятивный Оливин. Посткумулясный бронзит. Фото ЭМС

На рисунке 7.3 показаны типичные оливиновые кумуляты разной зернистости. На рисунке 7.4 показаны осадочные породы Сарановского массива: светлые точки – это магнезиальный оливин, черные точки – хромшпинелиды. Такое переслаивание называется оливин-хромшпинелидный кумуляты.



Рис. 7.3. Интрузив острова Рам, Шотландия. Тонко расслоенные разнозернистые оливиновые кумуляты



Рис. 7.4. Оливин – хромшпинелидные, хромшпинелидные и оливиновые кумуляты

Еще один наглядный пример (рис. 7.5, 7.6): на фрагменте слева – больше оливина, на фрагменте справа – оливина меньше. Эти правильные слои протягиваются на сотни метров – типичная правильная магматическая стратификация (осаждение из расплава)



Рис. 7.5. Оливин – хромшпинелидные кумуляты



Рис. 7.6. Оливин – хромшпинелидные кумуляты

На рисунке 7.7 показан слой кристаллов оливина – оливиновые кумуляты – плагиодуниты. На рисунке 7.8 показан фрагмент цикла:

- Слой кристаллов алюмохромита – хромшпинелидные кумуляты – хромититы.
- Слой кристаллов анортита – плагиоклазовые кумуляты – анортозиты.

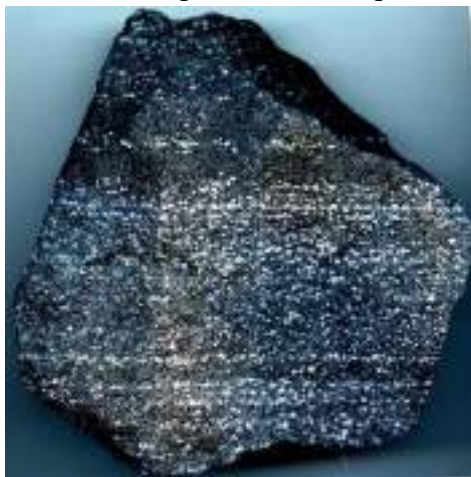


Рис. 7.7. Оливин – хромшпинелидные и хромшпинелидные кумуляты. Сарановский массив. Западный Урал

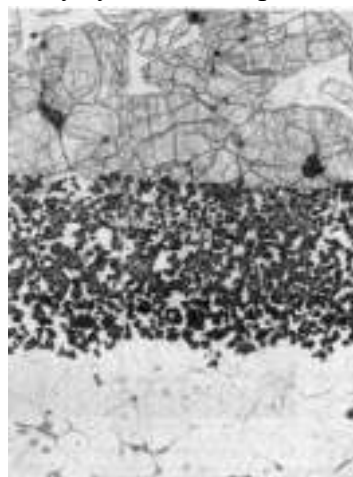


Рис. 7.8. Интрузив острова Рам, Шотландия. Тонко расслоенные кумуляты

Типы магматических кумулятивных структур

Три различных типа плагиоклаза кумулируют (рис. 7.10). В каждом из них плагиоклаз является единственной кумулятивной фазой. В ортокумуляте межкумуляусная жидкость кристаллизуется в наросты пироксена, оливина и магнетита; небольшое количество плагиоклаза образует тонкие посткумуляусные ободки на кумулюсных зернах плагиоклаза (рис. 7.9). В мезокумуляте наросты на зернах кумулюса более толстые, а процентное содержание других посткумуляусных минералов значительно уменьшается. В скоплении количество посткумуляивного плагиоклаза, добавленного к зернам кумулюса, настолько велико, что значительное количество межкумуляусных минералов отсутствует. Итак, магматические кумуляты – продукты накопления кристаллов, как правило, в конвектирующих – движущихся расплавах.

При этом происходит сортировка кристаллов по весу, размерам, плавучести, слипаемости. Кристаллизация происходит непрерывно или периодически.

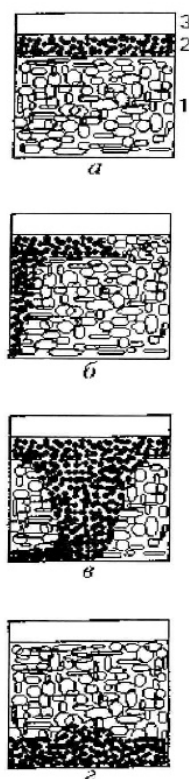


Рис. 7.9. Поведение плагиоклазовых и хромитовых зерен под воздействием сотрясений. 1 – слой плагиоклазовых зерен, 2 – слой хромитовых зерен, 3 – водный слой. а – начало опыта, б – опускание хромитовых

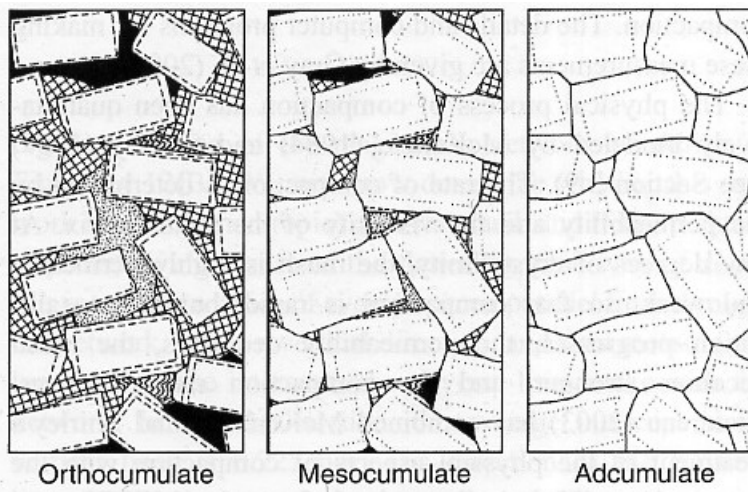


Рис. 7.10. Три типа плагиоклазов – кумулятов

*зерен по стенке сосуда, в –
движение хромитового
потока по дну сосуда, г –
завершающая стадия
формирования
хромитового слоя внизу
сосуда*

На рисунках 7.11 – 7.18 показаны типичные хромшпинелид-плагиоклазовые кумуляты. На фрагментах наблюдается выдержанность слоев. В трещинах – серпентин (голубого цвета).



*Рис. 7.11. Бушвелд – критическая зона,
хромшпинелид - плагиоклазовые кумуляты*



*Рис. 7.12. Мончеплутон, Кольский
полуостров. Придонная часть.
Оливин – хромшпинелидные
кумуляты*



*Рис. 7.13. Ромбопироксен – оливиновые
кумуляты с редкими прослойками
хромититов*



*Рис. 7.14. Мончеплутон, Кольский
полуостров. Ранний протерозой.
Придонная часть. Ромбопироксен –*

*хромитинелид – оливиновые
кумуляты*

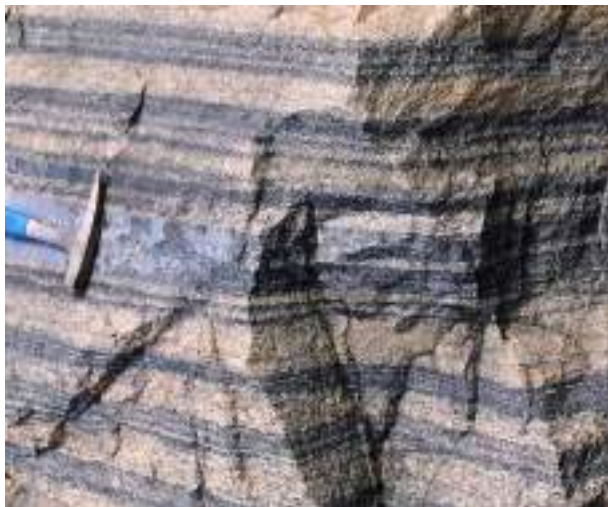


Рис. 7.15. Мончеплутон, Кольский полуостров. Ранний протерозой. Придонная часть. Ромбопироксен – хромитинелид – оливиновые кумуляты



Рис. 7.16. Мончеплутон, Кольский полуостров. Ранний протерозой. Придонная часть. Ромбопироксен – хромитинелид – оливиновые кумуляты. По трещинам зеркала голубоватого серпентина



Рис. 7.17. Ромбопироксен-хромитинелид-оливиновые кумуляты. Мончеплутон. Придонная часть



Рис. 7.18. Ромбопироксен-хромитинелид-оливиновые кумуляты. Мончеплутон. Придонная часть

Магматические кумулятивные породы можно рассматривать как магматические осадочные породы, со всеми текстурными признаками осадочных пород (рис. 7.19 – 7.32). Иногда материал начинает «сползать»: наблюдаются косая слоистость, перемывы и складки магматического течения.



Рис. 7.19. Интрузив Йоко-Довырен Прибайкалье. Переслаивание троктолитов и анортозитов. Фото И.В. Пиеницына



Рис. 7.20. Интрузив Скэргард, Гренландия. Тонкая расслоенность в габброидах



Рис. 7.21. Интрузив Аю-Даг, Крым. Тонкая расслоенность в габброидах



Рис. 7.22. Интрузив Аю-Даг, Крым. Тонкая расслоенность в габброидах



Рис. 7.23. Аю-Даг. Кварцевые габбро-норит-долерит с полосчатыми текстурами



Рис. 7.24. Интрузив Стиллуотер, США. Тонкая расслоенность в габброидах. Прослои

*анортозитового
(плагноклазитового) и
пироксенитового составов*



*Рис. 7.25. Интрузив Стиллуотер, США.
Тонкая расслоенность в габброидах.
Прослой анортозитового
(плагноклазитового) и пироксенитового
составов*



*Рис. 7.26. Интрузив Стиллуотер, США.
Тонкая расслоенность в габброидах.
Прослой анортозитового
(плагноклазитового) и пироксенитового
составов*



*Рис. 7.27. Интрузив Скэргард, Гренландия.
Расслоенные габброиды*



*Рис. 7.28. Минитекстуры оползания –
магматического размыва*



Рис. 7.29. Типичные косослоистые текстуры «перемыва». Интрузив Скэргард, Гренландия. Расслоенные габброиды



Рис. 7.30. Текстуры оползания – размыва. Оползневые структуры в плагиоклаз-бронзитовых кумулятах



Рис. 7.31. Типичные текстуры оползания – закатывание отдельных слоёв и их групп.

Интрузив острова Рам. Расслоенные анортит - оливиновые кумуляты



Рис. 7.32. Текстуры перемыва – размыва : одна полосчатая серия магматических кумулятов срезает другую

Макротекстуры сильных магматических течений – промоины («рытвины», магматические «овраги») – так называемые потоли – *potholy* (рис. 7.33, 7.34). Этот процесс детальным образом был изучен в Бушвельде. Самый известный – риф Меренского.

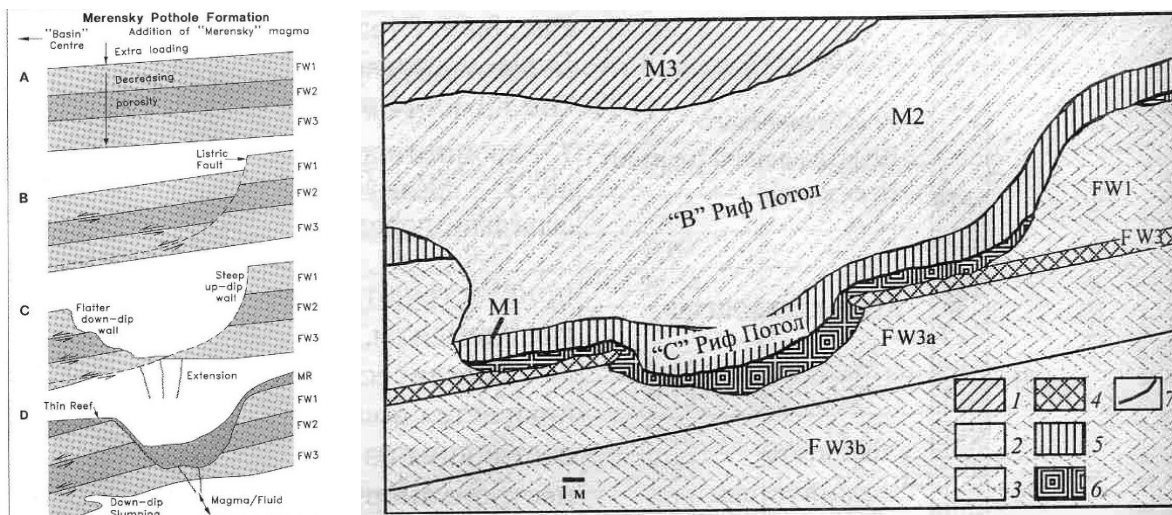


Рис. 7.33.
Схематическая модель
формирования
формации потолка

Рис. 7.34. Обобщенный разрез «рытвин» рудника Импала.
1 – пестрый анортозит; 2 – пятнистый анортозит; 3 –
анортозитовый норит; 4 – норит; 5 – пироксенит; 6 –
хромититовый слой; 7 – пегматоид; M1-M3 – слои рифа
Бастард, FW – слои, подстилающие Риф Меренского

В кристаллическом осадке, когда количество смачивающего расплава не более 20-25 %, могут появляться трещины. Именно на их месте развиваются промоины (рис. 7.35).

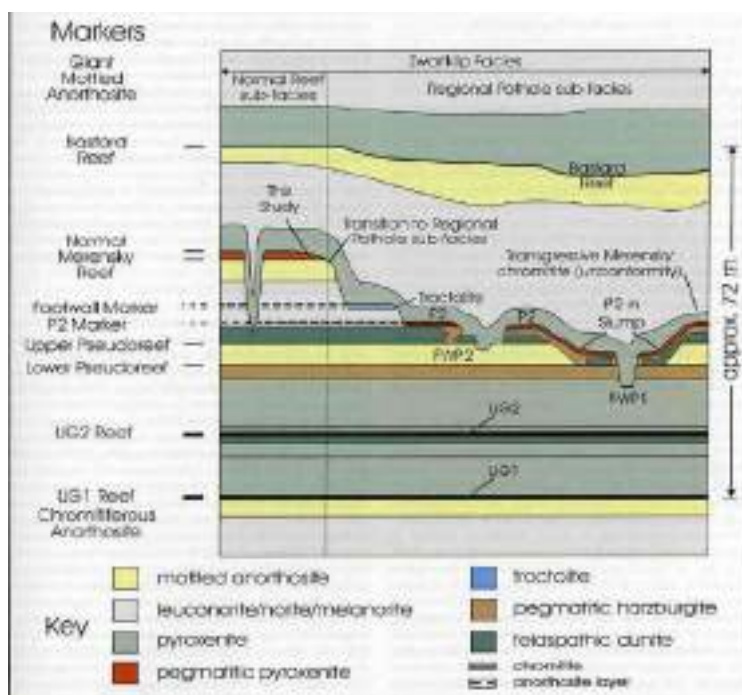


Рис. 7.35. Схематический поперечный разрез верхней части Верхней критической зоны, Растенбургской слоистой свиты, на руднике Northam Platinum. Нормальная

рифовая подфа́ция встречается там, где риф Меренского находится в своем нормальном стратиграфическом положении. Типы рифов в подфа́ции "Региональная яма" определяются там, где циклическая единица Меренского соответствует литологии подножия. Переходы между типами рифов возникают там, где циклическая единица Меренского усекает нижележащую стратиграфию. Данное исследование посвящено нормальному рифу Меренского вблизи региональной подфа́ции

Рассмотрим проекцию части системы $SiO_2-Al_2O_3-(Mg, Fe)O$, иллюстрирующую способ образования хромитовых пластов в стратиформных интрузивах (рис. 7.36). Совместная кристаллизация хромита и оливина из магмы, начинающаяся в точке *a*, будет нормально происходить по мере охлаждения расплава вдоль котектики *abd* и в результате будут образовываться небольшие и все уменьшающиеся количества хромита. Если же расплав после своего развития от *a* до *b* смешивается с другим, более богатым кремнеземом расплавом, то валовой состав жидкости будет смещаться в поле первичной кристаллизации хромита (точка *c*). Это вызовет кристаллизацию только хромита, который будет осаждаться в виде мономинерального пласта до тех пор, пока состав кристаллизующейся жидкости не будет снова изменяться по хромит-оливиновой и хромит-ортопироксеновой котектике.

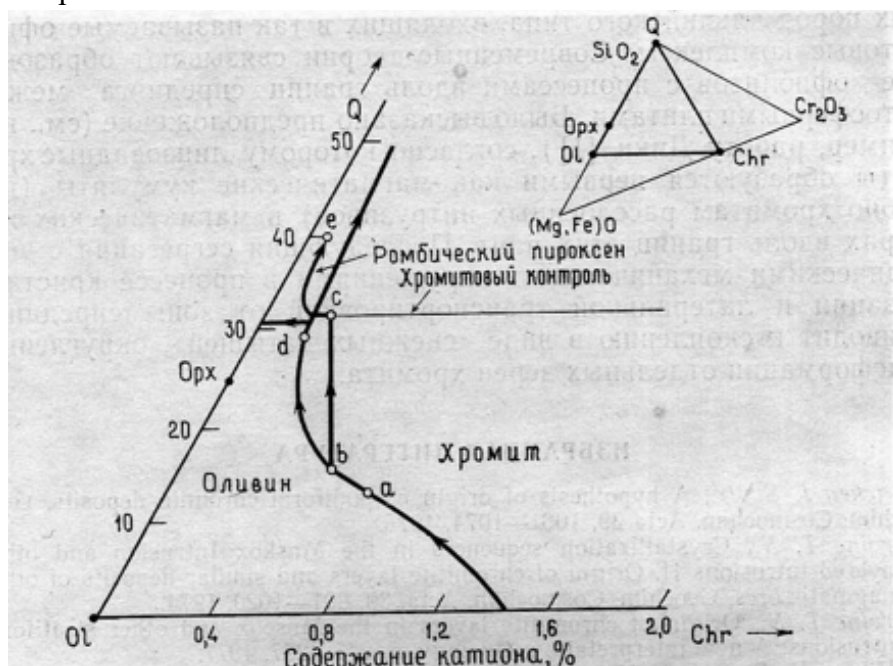


Рис. 7.36. Проекция части системы $SiO_2-Al_2O_3-(Mg, Fe)O$, иллюстрирующая способ образования хромитовых пластов в стратиформных интрузивах

Модель кристаллизации хромшпинелидов при раскислении магматических систем

В расслоенном Сарановском дунит-гарцбургитовом интрузиве невероятная концентрация хромшпинелидов: в тектоническом блоке мощностью 350 м - 33 горизонта

хромититов, суммарной мощностью более 20 м. Вероятно, это можно объяснить взаимодействием расплава с вмещающими кремнистыми породами и заметным раскислением расплава. Возможным следствием такого процесса стало возникновение генерации, слагающей массу мелких кристаллов в ромбопироксене. Доля такого хромшпинелида по оценке О.К. Иванова до 30% от общего количества кумулятивных хромититов (рис. 7.37, 7.38).



Рис. 7.37. Кумуляты: хромшпинелидные и хромшпинелид – ромбопироксеновые. Саранский интрузив

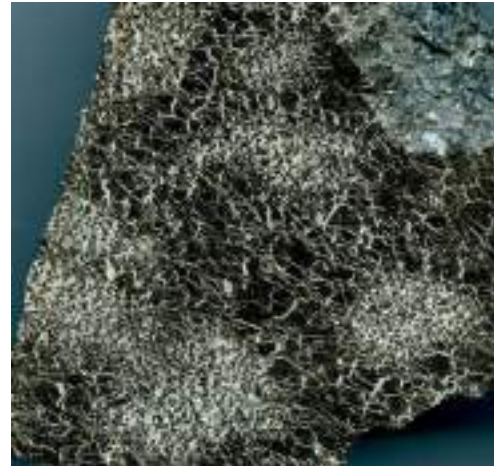


Рис. 7.38. Кумуляты: хромшпинелидные и хромшпинелид – ромбопироксеновые. Саранский интрузив

Иногда хромшпинелиды могут испытывать «отжатие» (рис. 7.39 – 7.42).



Рис. 7.39. Мончеплутон, Кольский полуостров. Придонная часть. Жильные хромититы, «отжатые» от кумулятивных хромититов



Рис. 7.40. Мончеплутон, Кольский полуостров. Придонная часть. Жильные хромититы, «отжатые» от кумулятивных хромититов



Рис. 7.41. Мончеплутон, Кольский полуостров. Придонная часть. Жильные хромититы, «отжатые» от кумулятивных хромититов



Рис. 7.42. Мончеплутон, Кольский полуостров. Придонная часть. Жильные хромититы, «отжатые» от кумулятивных хромититов

Интрузив Скаергард (Скэргард) (Гренландия)

Рассмотрим расслоенные перидотит – пироксенит – габбро-норит – феррогаббро – ферродiorитовые интрузивы (рис. 7.43) – один из самых изученных интрузивов в мире. Размеры интрузива достигают 1 км. Верхняя часть – обнаженная. Интрузив имеет интересную магматическую дифференциацию. Кроме того, внутри интрузива были обнаружены рифы и горизонты, крайне богатые палладием и золотом.

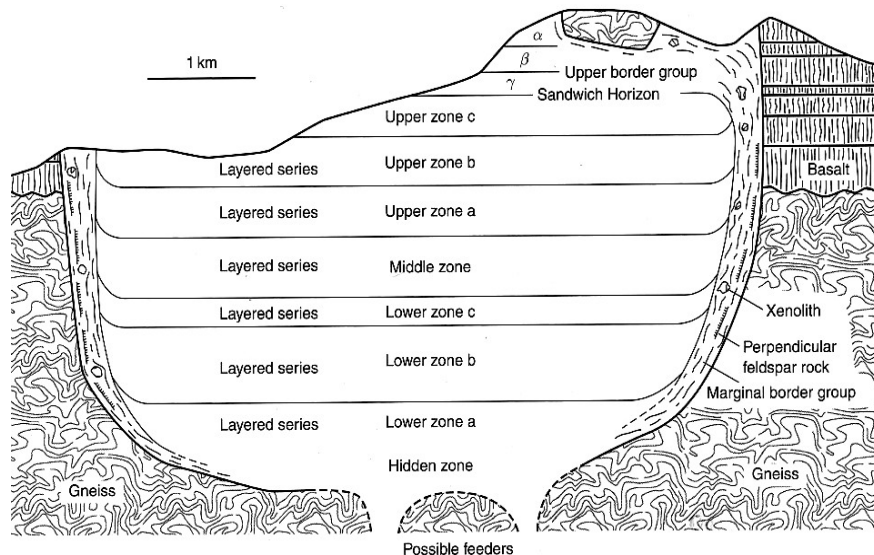


Рис. 7.43. Упрощенный поперечный разрез интрузии Скаергаард, Восточная Гренландия. Без вертикального увеличения

В Скэргарде от нижних горизонтов расслоенной серии к верхним состав плагиоклаза меняется от битовнита Ca_{80} до олигоклаза-андезина Ca_{30} , состав оливина

меняется от хризолита Mg_{80} до фаялита Mg_{02} , состав клинопироксена от авгита Mg_{74} до геденбергита Mg_{01} . В верхних горизонтах расслоенной серии появляются апатит, халькопирит и иные сульфиды, интерметаллиды платины, палладия и золота (рис. 7.44, 7.45).

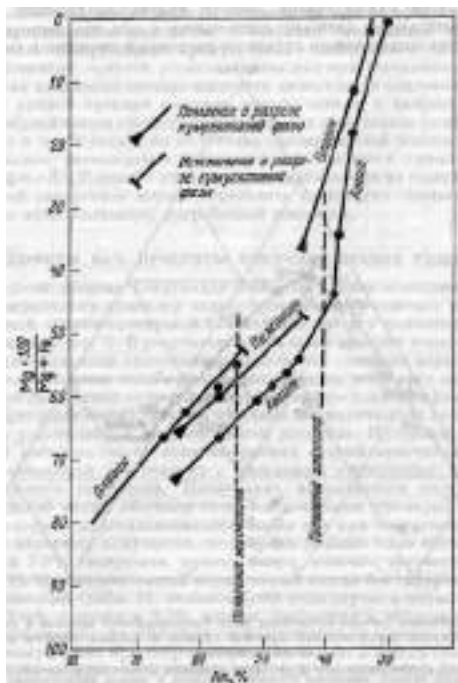


Рис. 7.44. Изменение состава интрузива оливина от хризолита до фаялита, состава клинопироксена от авгита до геденбергита

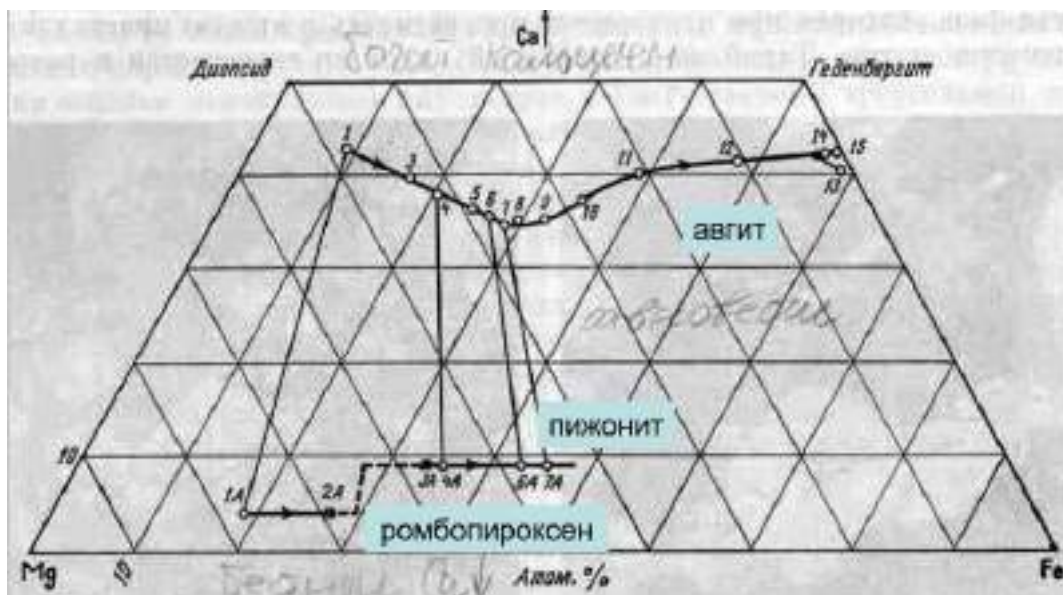


Рис. 7.45. Эволюция состава пироксенов

Расслоенный бонинитовый интрузив Бушвелд

Инtruзив Бушвелд (рис. 7.46, 7.47) – самый крупный инtruзив имеет объём около 0.5 млн. км³; самые крупные в мире по запасам магматические месторождения хрома (> 50% мировых ресурсов), титана, ванадия, платины (> 80% мировых ресурсов), рутения, осмия, крупные запасы палладия.

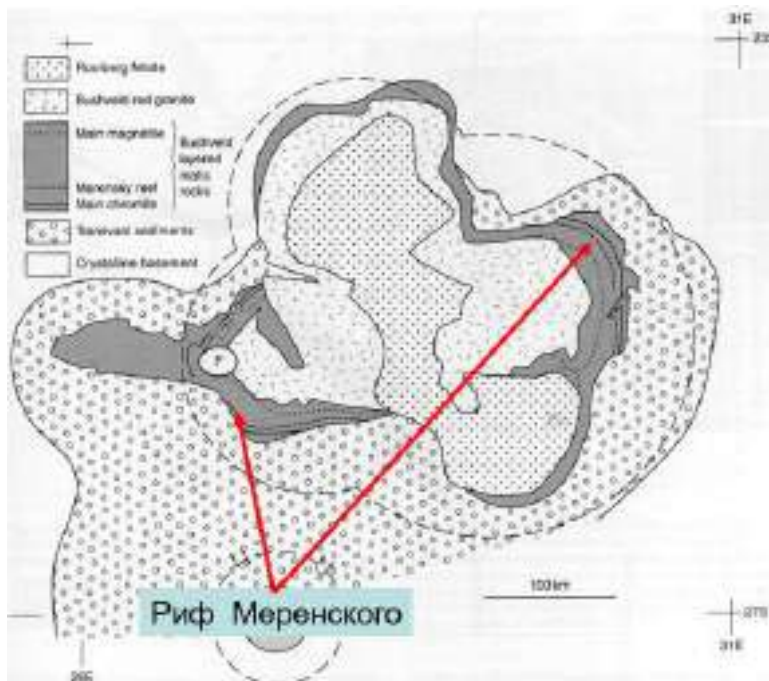


Рис. 7.46. Схема строения инtruзива Бушвелд

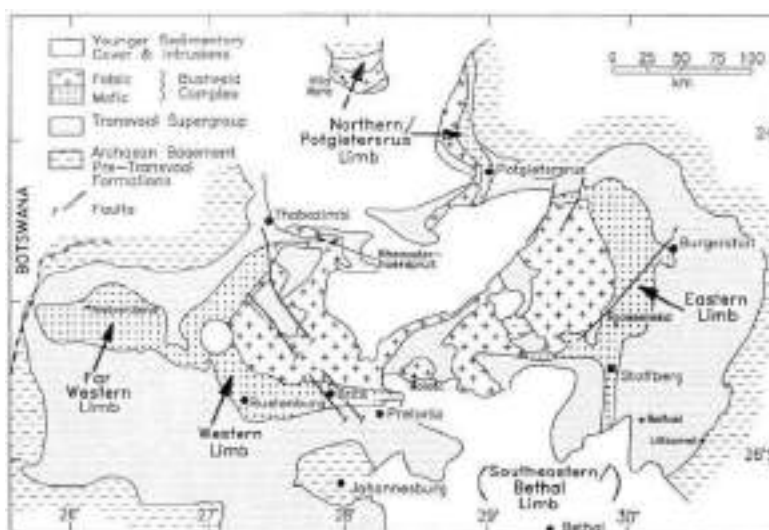


Рис. 7.47. Схема строения инtruзива Бушвелд

Рассмотрим стратиграфические разрезы через инtruзив Бушвелд, Скаергаард и Маскок (рис. 7.48). Слои в базальной и критической зонах Бушвелда и в инtruзиях Маскокса символизируют множество тонких слоев. Средние тенденции состава

минералов показаны точно, но незначительные резкие колебания состава, которые отражают поступление новых партий магмы, показаны только символически. Обозначения: главный хромититовый слой (MC); риф Меренского (MR); горизонт Сэндвич (SH). Периодическое изменение – синхронное снижение железистости оливина и пироксенов вызвано многократным внедрением магнезиального базитового расплава.

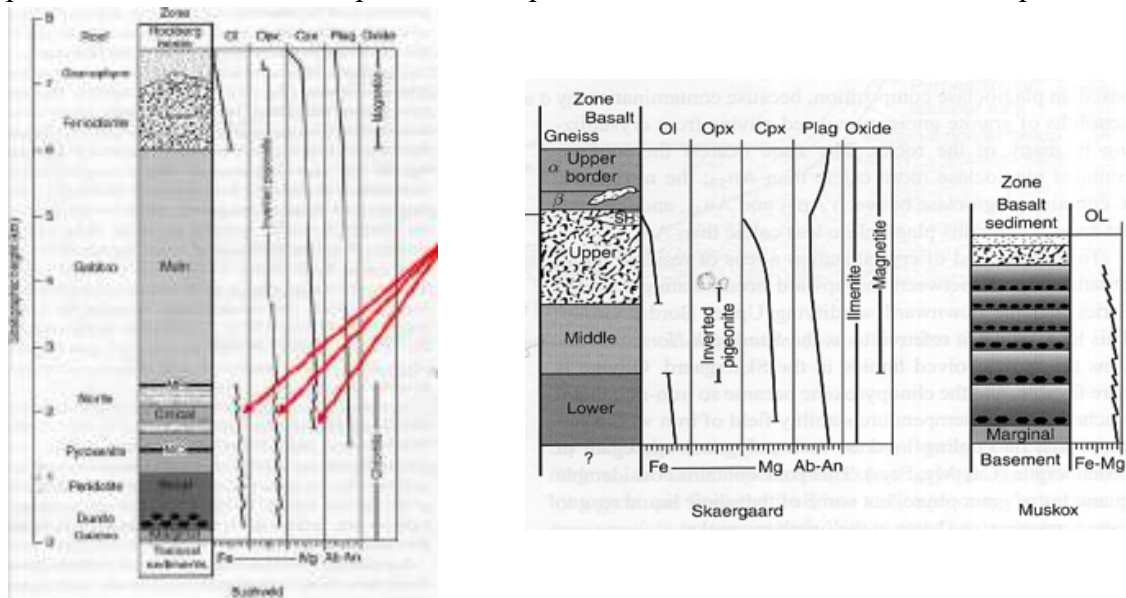


Рис. 7.48. Стратиграфические разрезы через интрузив Бушвелд, Скаергаард и Маскок

На рисунке 7.49 показан химический состав пород Бушвелдской свиты: магматиты зоны закалки и расслоенной серии от гипербазитов Базальной зоны до габброидов Главной зоны крайне бедны калием, фосфором, титаном, цирконием.

Примечание. 1 – дунит Базальной зоны; 2, 3 – диаллагитовый пироксенит Критической зоны; 4 – дунит, окружающий ядро гортонолитового дунита (ан. 5); 5 – гортонолитовый дунит; 6 – норит Критической зоны; 7 – норит Главной зоны; 8 – габбро Главной зоны; 9 – анортозит Главной зоны; 10 – троктолит Верхней зоны; 11 – магнетит Верхней зоны; 12 – диорит Верхней зоны; 13 – бушвелдский гранит.

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	43,70	52,0	49,8	37,8	32,00	51,7	52,1	50,4	52,40	41,6	1,23	53,50	72,80
Al ₂ O ₃	1,04	3,64	5,91	1,03	След.	13,19	18,03	13,83	26,83	17,52	5,28	14,96	12,57
TiO ₂	0,12	0,19	0,27	0,09	1,28	0,20	0,14	1,17	0,19	2,52	12,28	2,30	0,40
Fe ₂ O ₃	1,74	2,39	3,13	4,90	7,30	1,48	3,19	1,87	1,67	4,93	50,0	6,48	1,29
FeO	11,60	9,30	8,85	14,5	39,00	7,00	4,02	5,20	1,37	16,25	27,5	7,39	1,85
MgO	38,50	26,7	24,5	38,4	18,85	17,3	8,75	9,23	0,77	5,86	0,18	0,81	0,30
CaO	1,66	3,25	2,58	0,83	0,38	6,76	11,1	14,5	10,48	7,10	0,07	5,42	1,13
Na ₂ O	0,06	0,19	0,34	0,03	0,05	1,20	2,19	1,80	0,98	2,80	0,9	4,40	3,20
K ₂ O	0,014	0,025	0,06	0,013	0,009	0,14	0,21	0,14	0,70	0,33	0,04	1,90	4,50
H ₂ O	1,07	1,27	2,44	2,00	0,92	1,04	0,55	0,73	1,58	0,44	1,21	2,10	1,08
Сумма	99,50	98,95	97,88	99,61	99,79	100,0	100,3	99,69	96,99	99,35	98,69	99,35	99,12

Рис. 7.49. Химический состав пород Бушвелдского комплекса.

На рисунке 7.50 показ средний химический состав пород верхней части Критической зоны Бушвелда.

Компоненты	Габброиды	Пегматиты	Порф	Амфиболит
SiO ₂	43,75	52,93	50,67	49,30
TiO ₂	0,17	0,25	0,09	0,06
Al ₂ O ₃	4,08	4,78	21,24	30,83
FeO	13,79	13,04	4,71	2,51
MnO	0,22	0,35	0,07	0,02
MgO	25,45	28,53	6,13	5,31
CaO	1,27	2,88	11,22	14,77
Na ₂ O	0,58	0,61	1,83	2,43
K ₂ O	0,11	0,13	0,13	0,14
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,01	0,01
Сумма	99,89	99,01	98,77	99,08
Bt	4-8	6-20	0-10	4-10
Se	70	30-70	100-400	400-500
Y	4-7	6-15	0-8	4-10
Zr	6-11	6-30	6-15	4-13
Zn	80	80-100	0-60	4-20
Ca	20-50	20-40	6-50	4-40
Ni	1000	400-1200	10-500	0-100
Co	100	80-200	10-100	4-20
Cr	3000	2000-4000	100-2000	0-100
V	30	40-150	3-30	4-50
Sc	0	20-50	1-30	0-7

Рис. 7.50. Средний химический состав пород верхней части Критической зоны Бушвелда

Бушвелд имеет критическую зону: переслаивание хромититов и анортозитов (рис. 7.51 – 7.54).



Рис. 7.51. Интрузив Бушвелд, Южная Африка. Переслаивание ортопироксенитов и хромититов



Рис. 7.52. Правильная расслоенность существенно хромитовых и плагиоклазовых кумулатов. Река Дварс



Рис. 7.53. Интрузив Бушвелд, Южная Африка. Переслаивание анортозитов и хромититов



Рис. 7.54. Переслаивание анортозитов и хромититов. Хромитинелид – плагиоклазовые кумулаты

На рисунке 7.57 показано общее строение интрузива Бушвелд и положение в нем Рифа Меренского.

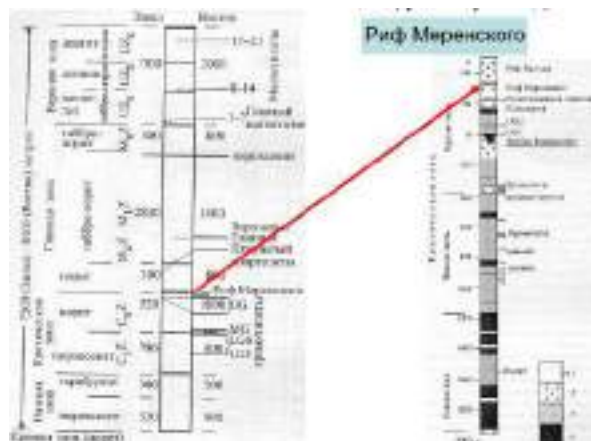


Рис. 7.56. Положение Рифа Меренский в интрузиве Бушвелд

На рисунках 7.57 и 7.58 приведены стратиграфические схемы интрузива Бушвелд.

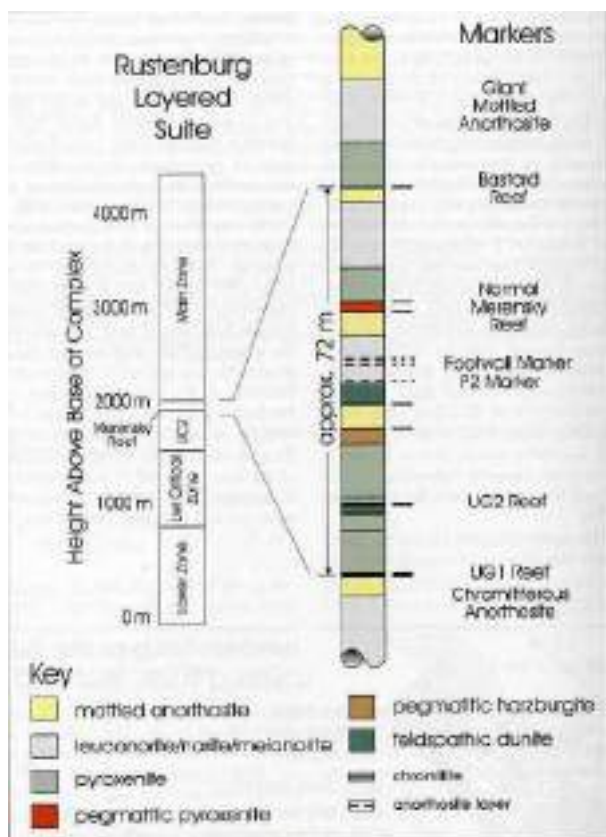


Рис. 7.57. Упрощенная стратиграфия Рустенбургской слоистой свиты. Верхняя часть Верхней критической зоны

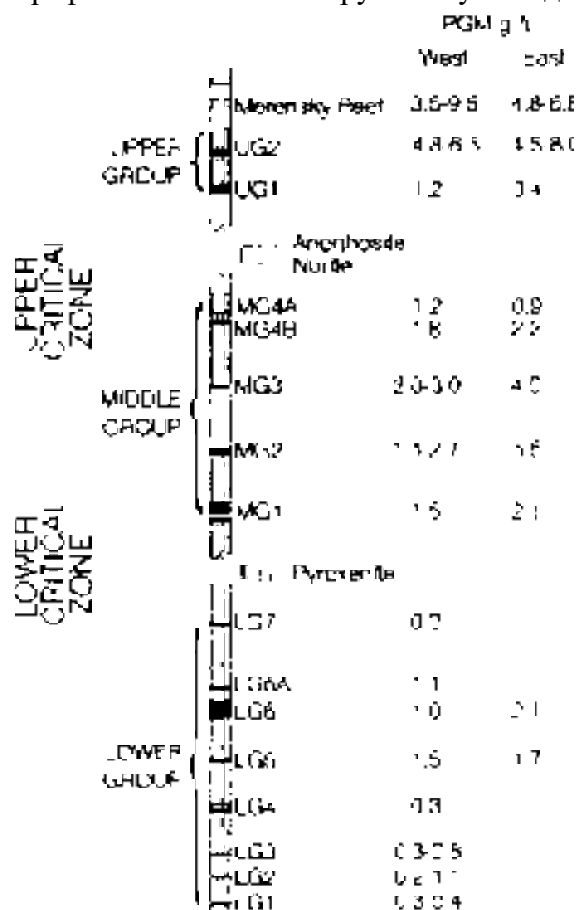


Рис. 7.58. Строение нижней и верхней критической зон

содержит несколько слоев, богатых хромититом, включая риф Меренского

Для расслоенных интрузивов характерны не только текстуры оползания, но и потолы (потхоли) – магматические промоины (магматические овраги и котлы). Такие структуры детально изучены, поскольку в них мощность рудного пласта увеличена.

Интрузив Бушвелд – второе по запасам и первое по их добыче месторождение Мира (риф Меренского). В рифе Меренского среди минералов платиновых металлов преобладают моносulfиды платины и палладия – куперит, брэггит и висоцкит.

Рассмотрим внимательнее фотографии на рисунках 7.59, 7.60: внизу – анортозиты. На их несколько размытой поверхности прослой хромититов, выше пегматоидные плагиоклазовые бронзититы. Сульфиды образуют гнездовую вкрапленность в хромититах и бронзититах.



Рис. 7.59. Расслоенный бонинитовый интрузив Бушвелд, Южная Африка. Риф Меренского



Рис. 7.60. Расслоенный бонинитовый интрузив Бушвелд, Южная Африка. Риф Меренского

Лекция 8. Титаномагнетит. Ильменит. Минералогенез расслоенных перидотит – пироксенит – габбро - анортозитовых и автономных анортозитовых интрузивов и месторождений Fe-Ti-V и апатита

8.1. Титаномагнетит

В таблице 8.1 представлена классификация шпинелидов.

Таблица 8.1. Классификация шпинелидов Me_3O_4

Серия хромита	Серия шпинели	Серия магнетита	Серия гауссманита	Серия кулсонита	Серия ульвошпинели
$MgCr_2O_4$ Магнезио-хромит	$MgAl_2O_4$ Шпинель	$MgFe_2O_4$ Магнезиоферрит		MgV_2O_4 Магнезио-кулсонит	$MgTiO_4$ Квандилит
$FeCr_2O_4$ Хромит	$FeAl_2O_4$ Герцинит	$FeFe_2O_4$ Магнетит	$FeMn_2O_4$ Ивакит	FeV_2O_4 Кулсонит	$FeTiO_4$ Ульвошпинель
$MnCr_2O_4$ Мангано-хромит	$MnAl_2O_4$ Галаксит	$MnFe_2O_4$ Якобсит	$MnMn_2O_4$ Гауссманит	MnV_2O_4 Вуорейлайнит	$MnTiO_4$ Манганульвошпинель
$ZnCr_2O_4$ Цинко-хромит	$ZnAl_2O_4$ Ганит	$ZnFe_2O_4$ Франклинит	$ZnMn_2O_4$ Гетеролит		
$NiCr_2O_4$ Нихромит		$NiFe_2O_4$ Треворит			
$CoCr_2O_4$ Кохромит	$CoAl_2O_4$ Кобальт-шпинель				

Свойства титаномагнетита

Титаномагнетит – твёрдый раствор магнетита, ульвошпинели, шпинели, герцинита, кулсонита. В гранитоидах и габброидах нет магнетита, есть только титаномагнетит.

Температурные свойства (рис. 8.1):

- Выше $600^{\circ}C$ достигается взаимная растворимость магнетит – ульвошпинель неограниченная, при $400^{\circ}C$ магнетит содержит до 40% ульвошпинели, при $0^{\circ}C$ – до 20%.
- Выше $870^{\circ}C$ взаимная растворимость магнетит – герцинит неограниченная, при $800^{\circ}C$ магнетит содержит до 35% герцинита, при $500^{\circ}C$ – до 8%.
- Выше $800^{\circ}C$ взаимная растворимость магнетит – шпинель неограниченная, выше $1200^{\circ}C$ ульвошпинель – шпинель.

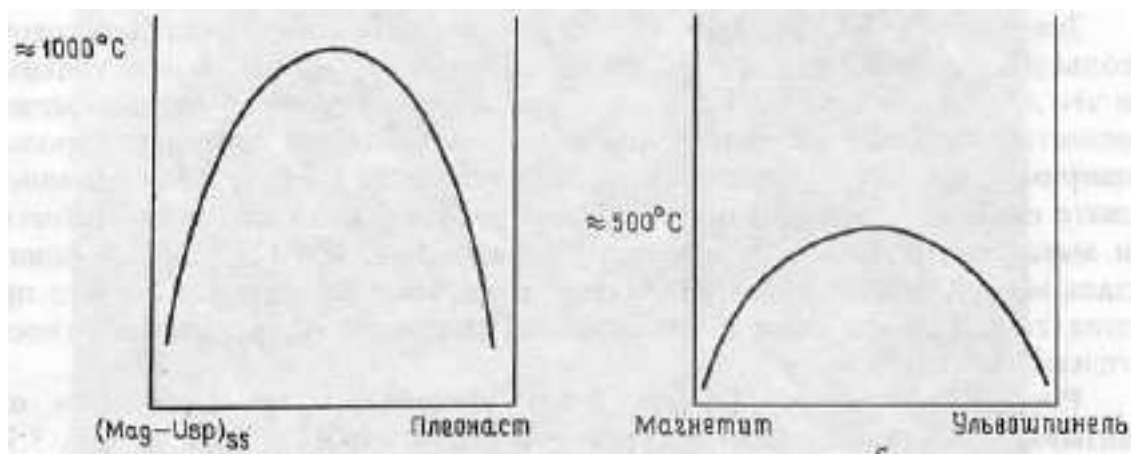


Рис. 8.1. Температурные свойства титаномагнетита

Рассмотрим экспериментальные данные (рис. 8.2, 8.3). В левой части – вулканиты, по шкале OX показаны проценты ульвошпинели в твердом растворе титаномагнетита:

- в риолитах: 5 – 10% титана;
- в базальтах: 20 – 25% титана (в твердом растворе).

Правая схема имеет аналогичное содержание для интрузивных образований.

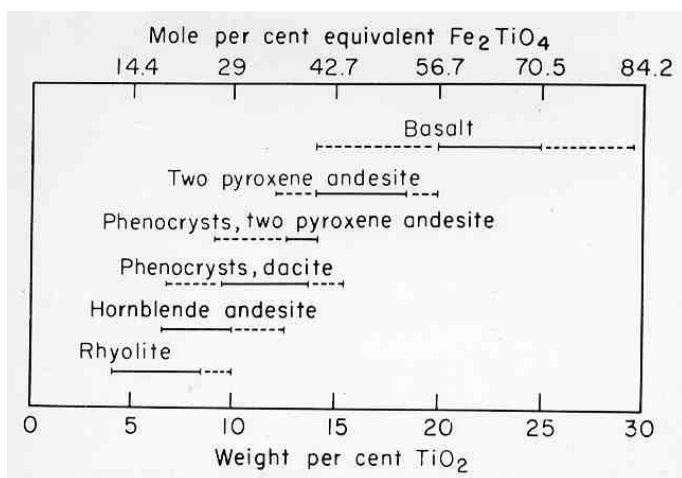


Рис. 8.2. Диапазон состава титаноносного магнетита в некоторых вулканических породах. Семьдесят процентов или более анализов лежат в диапазоне, показанном жирными линиями

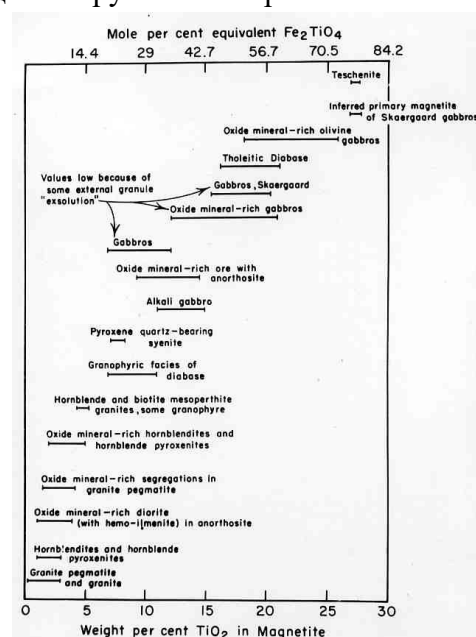


Рис. 8.3. Содержание TiO_2 и эквивалентного Fe_2TiO_4 в магнетите некоторых плутонических и габбросальных пород

Рассмотрим титаномагнетит – гемоильменитовый термометр (рис. 8.4, 8.5) – один из самых надежных. Проекция параллельна двум осям состава магнетит-ульвошпинель

и гематит - ильменит 35 таким образом, что пересекающиеся контуры представляют собой проекцию коннод сопряженных пар. Соотношения температура/состав магнетит-ильвошпинелевого сольвуса показаны тонкими сплошными линиями. Гематит-ильменитовый сольвус (не показан) расположен между кривыми Hem_{100} и $Hem_{15}Ilm_{85}$.

Для расчета используются следующие зависимости:

$$k_D = x_{ильво} / (1 - x_{ильво}) \cdot (1 - x_{ильм}) / x_{ильм} = x_{ильво} \cdot x_{гем} / x_{мт} \cdot x_{ильм}$$

$$\ln k_D = - 8155 / T^0 K + 4.59$$

$$\ln a_{O_2} = \ln [(x_{мт}^2 \cdot x_{ильм}^6 / x_{ильво}^6) \cdot (x_{ильво} \cdot x_{гем} / x_{мт} \cdot x_{ильм})^{10.703}] - 4.94$$

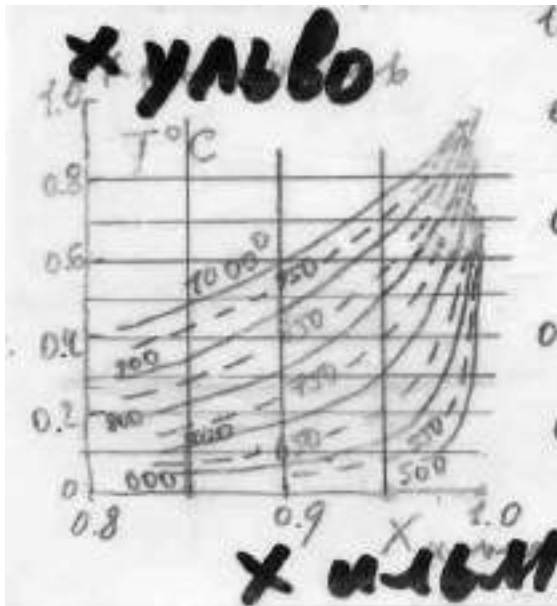


Рис. 8.4. Титаномагнетит – гемоильменитовый термометр

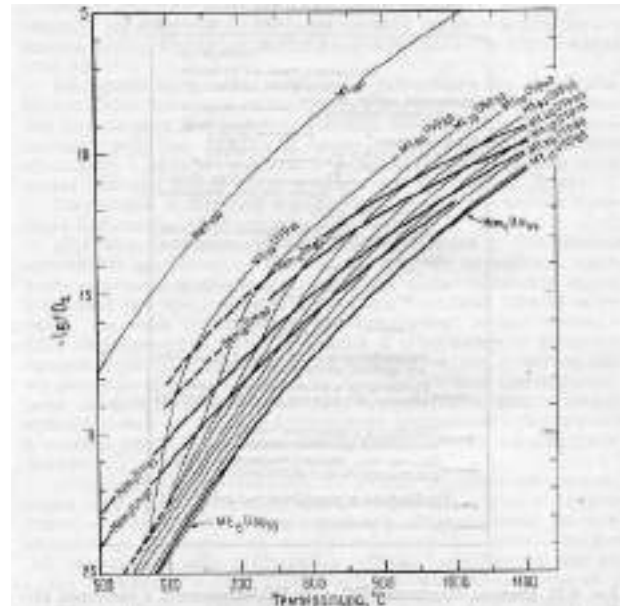


Рис. 8.5. Проекция на плоскость fO_2 - T сопряженных поверхностей в fO_2 - T - X -пространстве. Составы приведены в мольных процентах (по Боддингтону и Линдели, использовано с разрешения издательства)

На рисунках 8.6 – 8.13 показаны графики фирримагнитных свойств оксидов и их минералогическое значение. Данные были получены Леонардом Васильевичем Колесниковым. Материалы необходимы для палеомагнитных исследований, которые являются одной из основ современной и будущей геологии. Некоторые зависимости:

- Для свежих магматитов линейная регрессия: $\log (Mg/Mn \text{ атом.}) = 0.9317 \log (Mg/Mn) - 0.0909$ [Bacon & Hirschman, 1988].
- При повышенных $T \sim 1100^0$ С Mg относительно обогащён ильменит.
- При пониженных $T \sim 600^0$ С Mg относительно обогащён магнетит.

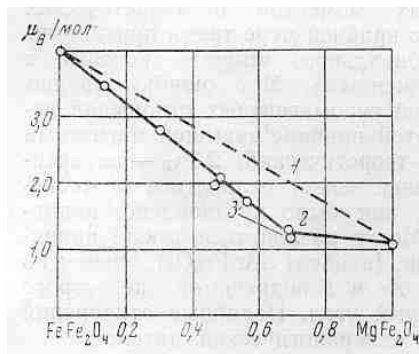


Рис. 8.6. Зависимость «состав – магнитный момент» в ряду магнетит – магнезиферрит: 1 – 2 – по различным моделям катионного распределения, 3 – по экспериментальным данным

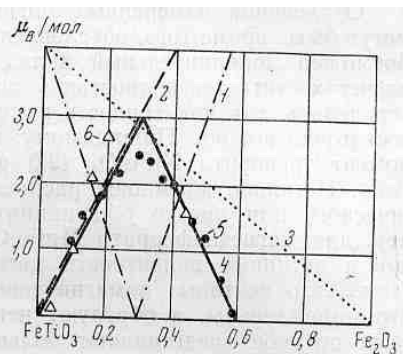


Рис. 8.7. Зависимость «состав – магнитный момент» в ряду ильменит – гематит: 1 – 4 по различным моделям катионного распределения; 5 – по экспериментальным данным Ишикава и Акимото, 6 – Бозорта

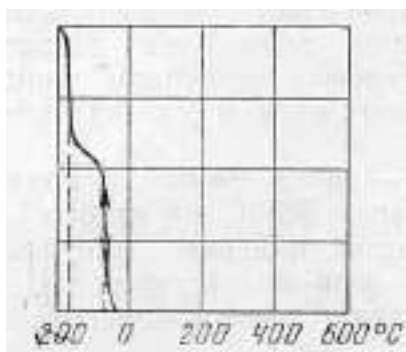


Рис. 8.8. Термомагнитная кривая франклинита из месторождения Франклин, Нью - Джерси

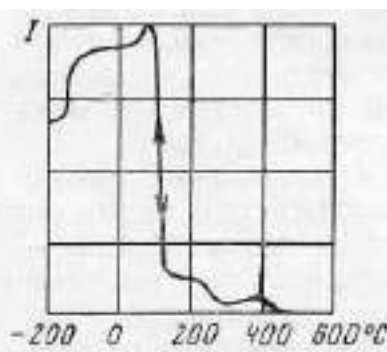


Рис. 8.9. Термомагнитная кривая ильменита из кимберлитовой трубки «Мир»

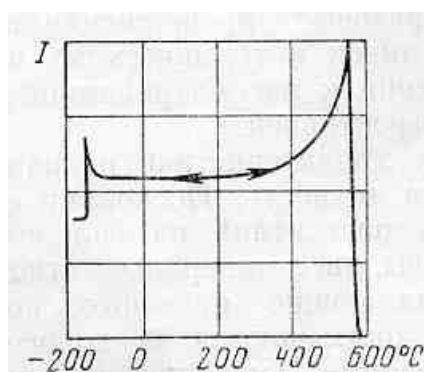


Рис. 8.10. Термомагнитная кривая магнетита из Дашкесанского месторождения

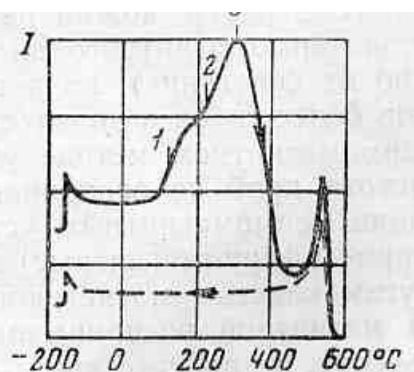


Рис. 8.11. Термомагнитная кривая маггемитизированного магнетита из Абаканского месторождения

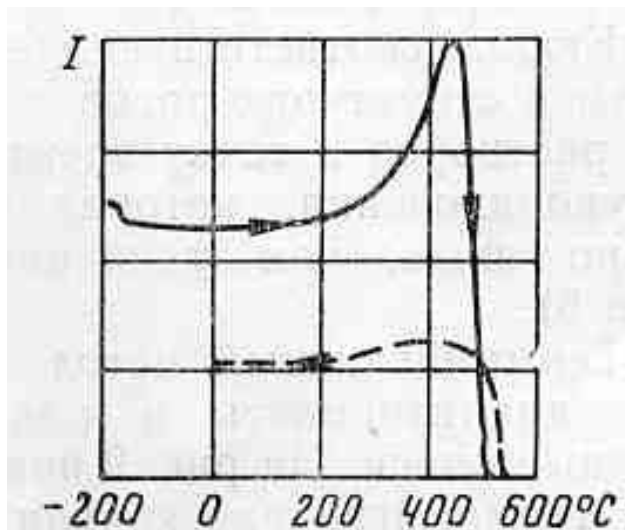


Рис. 8.12. Термомагнитная кривая магнетита из месторождения Камышевский Байкитик

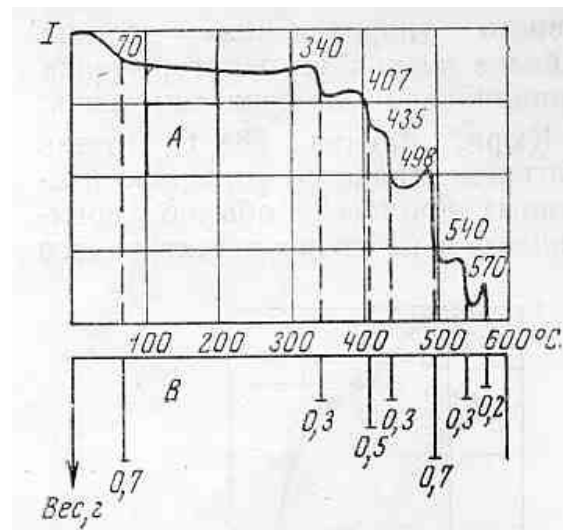


Рис. 8.13. Термомагнитная кривая (А) и спектр термомагнитного разделения (В) смеси семи ферромагнитных минералов

Рассмотрим тончайшие структуры распада титаномагнетита (рис. 8.14): происходит спонтанный распад – более темные части – это ульвошпинель, более светлые – магнетит. На рисунках 8.16, 8.17 показаны структуры распада – рудные оливиновые клинопироксениты – в более крупном масштабе: черные полосы – это ульвошпинель.

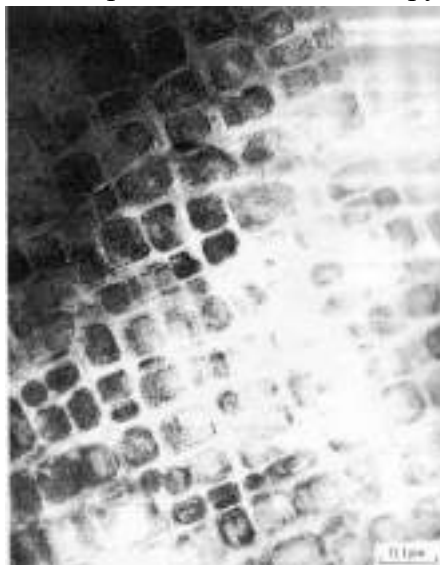


Рис. 8.14. Тонкие срастания ульвошпинель – магнетит

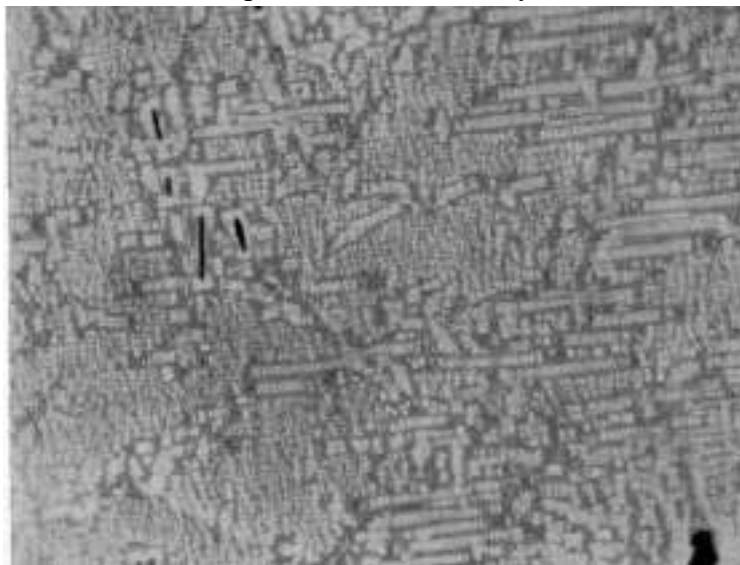


Рис. 8.15. Тонкие срастания ульвошпинель – магнетит



Рис. 8.16. Косевиты – рудные олив. клинопироксениты.
Сев. Казахстан



Рис. 8.17. Тонкие
срастания ульвошпинель –
магнетит –шпинель
(герцинит)

На рисунках 8.18, 8.19 показаны два поколения структур распада.

1. Магнетит + ульвошпинель + шпинель (по кубу).
2. Магнетит + ильменит + шпинель (по октаэдру).

Содержание шпинели коррелируются с недосыщенностью кремнеземом расплава: чем выше недосыщенность, тем больше шпинели; чем более насыщенный кремнеземом расплав, тем меньше шпинели, т.к. алюминий уходит в полевой шпат, а не в титаномагнетит.



Рис. 8.18. Магнетит + ульвошпинель +
шпинель (по кубу)



Рис. 8.19. Магнетит + ильменит +
шпинель (по октаэдру)



Рис. 8.20. Тонкие срастания ильменит –
магнетит – шпинель (герцинит)



Рис. 8.21. Решётка мт + ил. Полоса ил
+шп. Габбро Бёугото, Норвегия

Миналы и минералы группы ильменита

К миналам и минералам группы ильменита относятся:

- Ильменит $FeTiO_3$;
- Гейкилит $MgTiO_3$ (пикроильменит, магноильменит);
- Пирофанит $MnTiO_3$ (манганийльменит);
- Экандрюссит $ZnTiO_3$ (цинкийльменит);
- Гематит $FeFeO_3$;
- Корунд $AlAlO_3$;
- Эсколаит $CrCrO_3$;
- Карелианит VVO_3 ;
- Гемоильменит $m(FeTiO_3) \cdot n(FeFeO_3)$, $m > n$;
- Ильменогематит $m(FeTiO_3) \cdot n(FeFeO_3)$, $m < n$.

Ильменит

Ильменит и гематит образуют непрерывную серию твёрдых растворов выше $1050^{\circ}C$. Обычный ильменит содержит до 45 масс. % Fe_2O_3 , до 5 % Cr_2O_3 и Nb_2O_5 , до 2% V_2O_5 , до 1% Al_2O_3 . Гематит (ильменогематит) содержит в твёрдом растворе при $900^{\circ}C$ до 25% $FeTiO_3$, при $400^{\circ}C$ до 15% $FeTiO_3$, при $700^{\circ}C$ и выше до 24% Al_2O_3 .

Ильменит и ильменогематит часто ассоциируют с ромбическими пироксенами, пижонитом, кальциевыми плагиоклазами. Минералы обычно слагают уплощённые скелетные кристаллы (рис. 8.22 – 8.25).



Рис. 8.22. Распад ильменит – гематит



Рис. 8.23. Распад ильменит – гематит

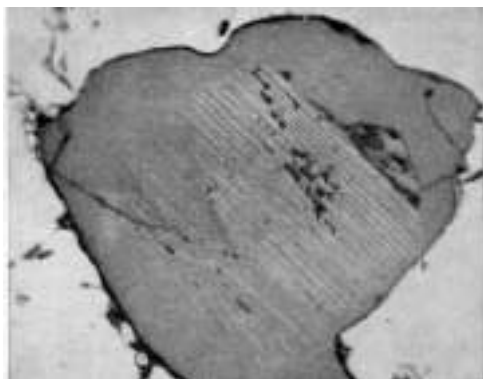


Рис. 8.24. Распад ильменит – гематит

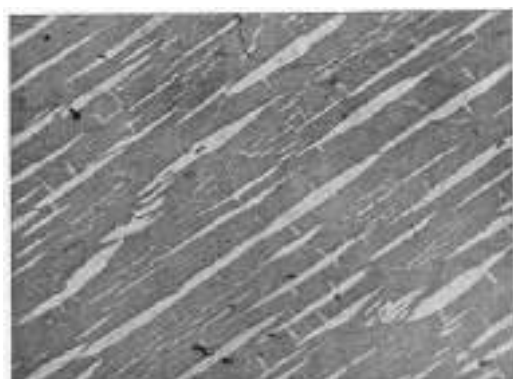


Рис. 8.25. Распад ильменит – гематит

8.2. Рудоносный Fe-Ti-V дифференцированный интрузив базитового состава складчатых областей

Интрузивы базитов складчатых областей

Рудные скопления слагает главным образом стандартный титаномагнетит (обычно с 10-15 масс. % TiO_2 и 0.5-1.5 % V_2O_3) и подчинённый ильменит. Весьма нередко их сопровождает железистая шпинель, по составу близкая к герциниту. Как правило, титаномагнетит обогащает клинопироксениты и оливиновые пироксениты, реже оливиниты, ещё реже габброиды. Размер зёрен титаномагнетита колеблется от сотых долей мм до 2-3 мм, изредка до 10-15 мм. С титаномагнетитом нередко ассоциирует апатит. Титаномагнетит обычно представлен структурами распада твёрдого раствора: магнетит – ульвошпинель – шпинель и продуктами окислительного отжига таких сростаний – магнетит (матрица) с ламеллями ильменита (бедного Mn) и шпинели.

Характерная особенность данных интрузивов – широкие вариации зернистости габброидных и клинопироксенитовых пород, широкое развитие пегматоидов. Другая характерная особенность, тесно связанная с первой, широкое проявление поздней и главным образом после-магматической амфиболизации. Амфиболы – обычно высоко температурные титанистые паргасит (ярко окрашенный в шлифах) и эденит, в целом бедные хлором и фтором. С этими амфиболами ассоциирует титаномагнетит иного состава – с 3-5 масс. % TiO_2 и 1-1.5 % V_2O_3 . В телах горнблендитов почти весь титаномагнетит такого состава.

Типичная для рудоносных интрузивов картина – антианортозитовая тенденция магматической дифференциации. К концу появляются меланократовые магматиты, часто клинопироксениты и верлиты с титаномагнетитом и ильменитом (рис. 8.26).



Рис. 8.26. Интрузив Отайдь-Карасы, Северный Казахстан

На рисунке 8.27 показаны сростания ильменит-магнетит-герцинит: в ильмените концентрируется марганец, в шпинели концентрируется алюминий. Это типичный окислительный распад титаномагнетита.

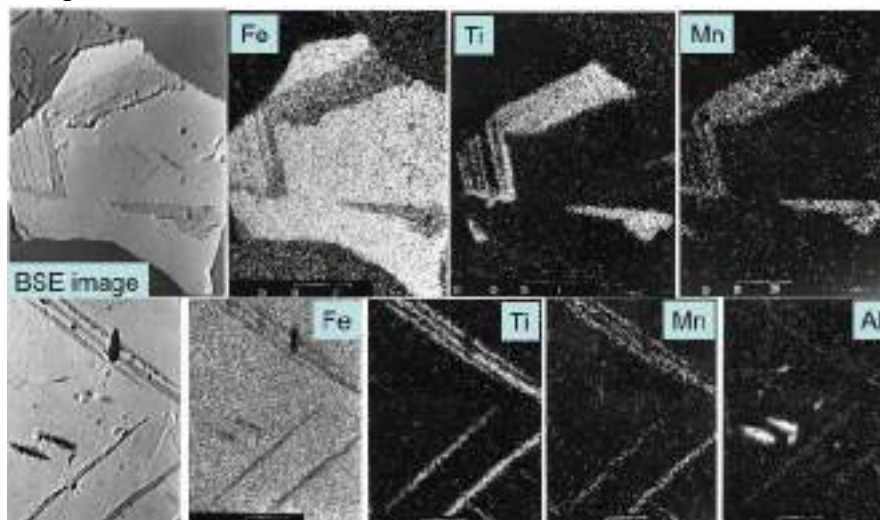


Рис. 8.27. Сростания ильменит – магнетит – герцинит. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

На рисунках 8.28 и 8.29 показаны пегматоидные образования.



Рис. 8.28. Пегматоидные паргаситовые габбро

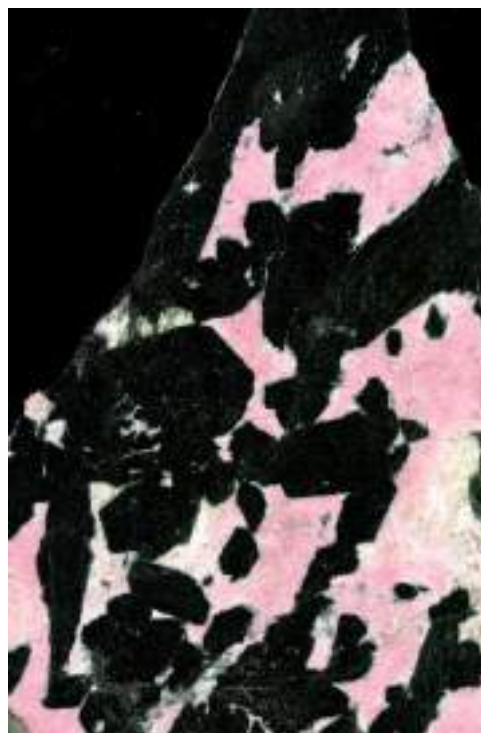


Рис. 8.29. Пегматоидные паргаситовые габбро

На рисунках 8.30, 8.31 показаны оливинные клинопироксениты Гусевогорского интрузива (Средний Урал).



*Рис. 8.30. Оливинные клинопироксениты.
Качканарский – Гусевогорский интрузив,
Средний Урал*

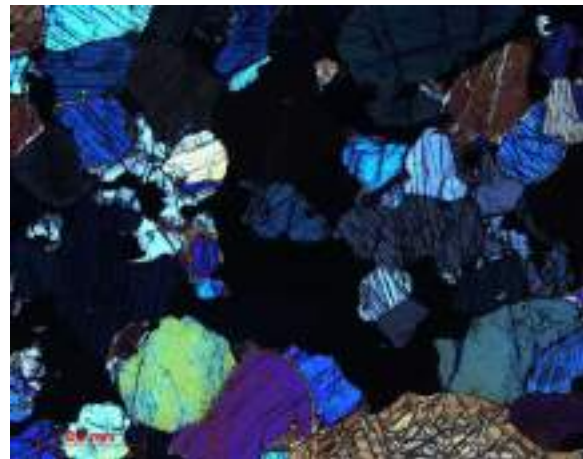


*Рис. 8.31. Оливинные
клинопироксениты. Качканарский
– Гусевогорский интрузив,
Средний Урал*

На рисунках 8.33 – 8.37 показаны типичные шлифы клинопироксенитов. В некоторых частях скапливалось много шпинели (зеленовато-черные области). Это свидетельствует о недосыщенности кремнеземом.



*Рис. 8.32. Стандартные
титаномагнетит-оливинные
клинопироксениты (косьвиты).
Сидеронитовая структура. При 1 никеле*



*Рис. 8.33. Стандартные
титаномагнетит-оливинные
клинопироксениты (косьвиты).
Сидеронитовая структура. Никели х*

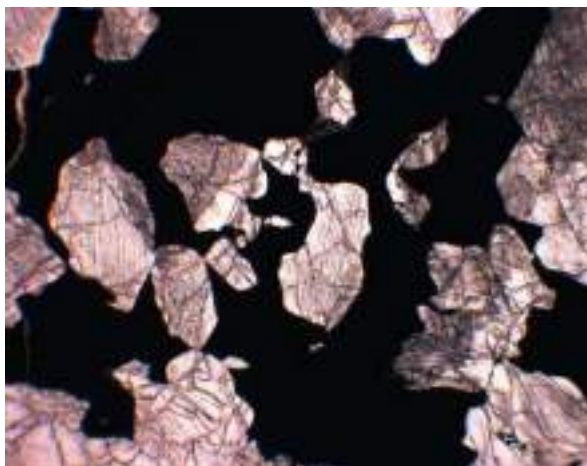


Рис. 8.34. Стандартные титаномагнетитовые клинопироксениты (косьвиты). Качканарский – Гусевогорский интрузив, Средний Урал

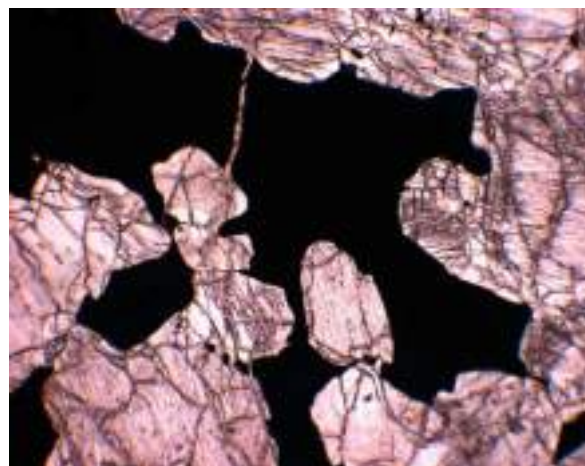


Рис. 8.35. Стандартные титаномагнетитовые клинопироксениты (косьвиты). Качканарский – Гусевогорский интрузив, Средний Урал



Рис. 8.36. Шпинель – титаномагнетитовые клинопироксениты. Качканарский интрузив. Средний Урал. Шлиф при 1 никеле. Освещение усиленное



Рис. 8.37. Шпинель – титаномагнетитовые клинопироксениты. Качканарский интрузив. Средний Урал. Шлиф, николи х. Освещение усиленное

На рисунках 8.38, 8.39 показаны плагиоклаз-титано-магнетитовые кумуляты. Здесь наблюдается достаточно выдержанная ориентировка кристаллов плагиоклаза.



Рис. 8.38. Плагиоклаз-титано-магнетитовые кумуляты. Цагинский интрузив. Кальский полуостров



Рис. 8.39. Плагиоклаз-титано-магнетитовые кумуляты. Цагинский интрузив. Кальский полуостров

На рисунках 8.40 8.41 показаны титаномагнетитовые оливиниты с коркой выветривания.



Рис. 8.40. Титаномагнетитовые оливиниты с коркой выветривания. Интрузив Хабозеро. Кальский полуостров



Рис. 8.41. Титаномагнетитовые оливиниты с коркой выветривания. Интрузив Хабозеро. Кальский полуостров

8.3. Рудоносные дифференцированные (расслоенные) интрузивы гипербазит-базитового состава (платформенные)

Исходный расплав Бушвелда – бонинитовый. В исходном расплаве присутствуют лишь сотые доли процента фосфора. Несмотря на ничтожные концентрации фосфора в бонинитовых расплавах, благодаря поразительной степени дифференциации и гигантскому объёму магмы, в верхах Бушвелда миллиарды тонн апатита (рис. 8.43).

Данные показывают бимодальное распределение апатита в породах, с плавными, а не резкими переходами (рис. 8.42).

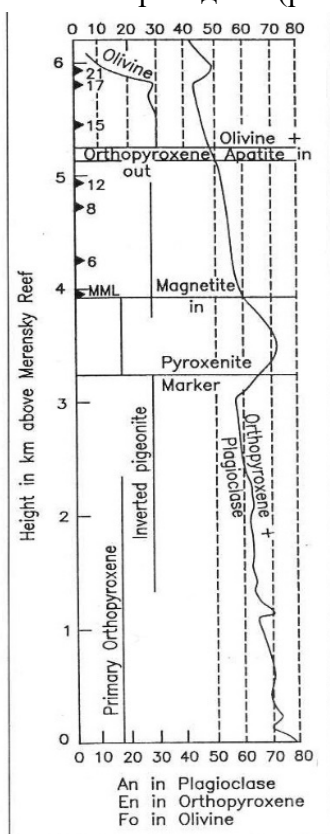


Рис. 8.42. Изменение минералогии и минеральных составов в Главной и Верхней зонах, показывающее изменение минеральных составов на уровне Пироксенитового маркера

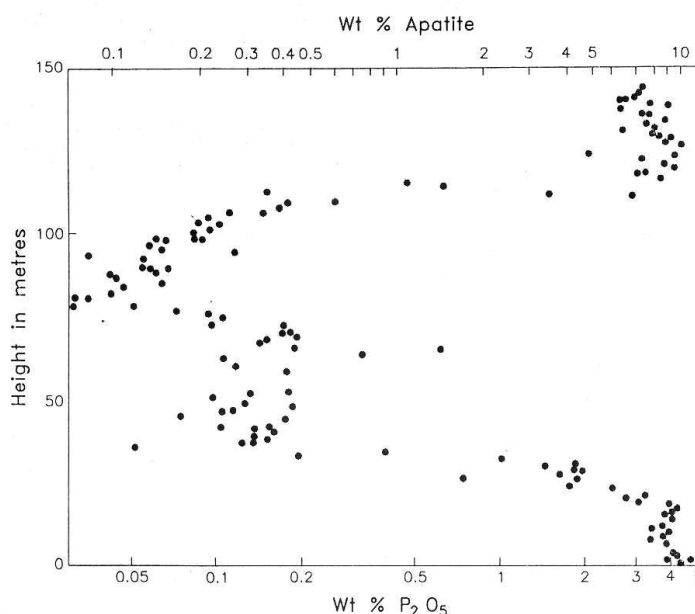


Рис. 8.43. График зависимости содержания P_2O_5 в цельной породе и расчетного содержания апатита (в логарифмическом масштабе) от высоты на коротком участке в середине Верхней зоны из керна, взятого около Бритса

На диаграмме состава апатита видны вариации (рис. 8.44). В некоторых зонах: больше флора или больше фтора. Хлор важен, так как он позволяет дополнительно концентрироваться платине. Особо важен хлорапатит в связи с платиноидным оруденением.

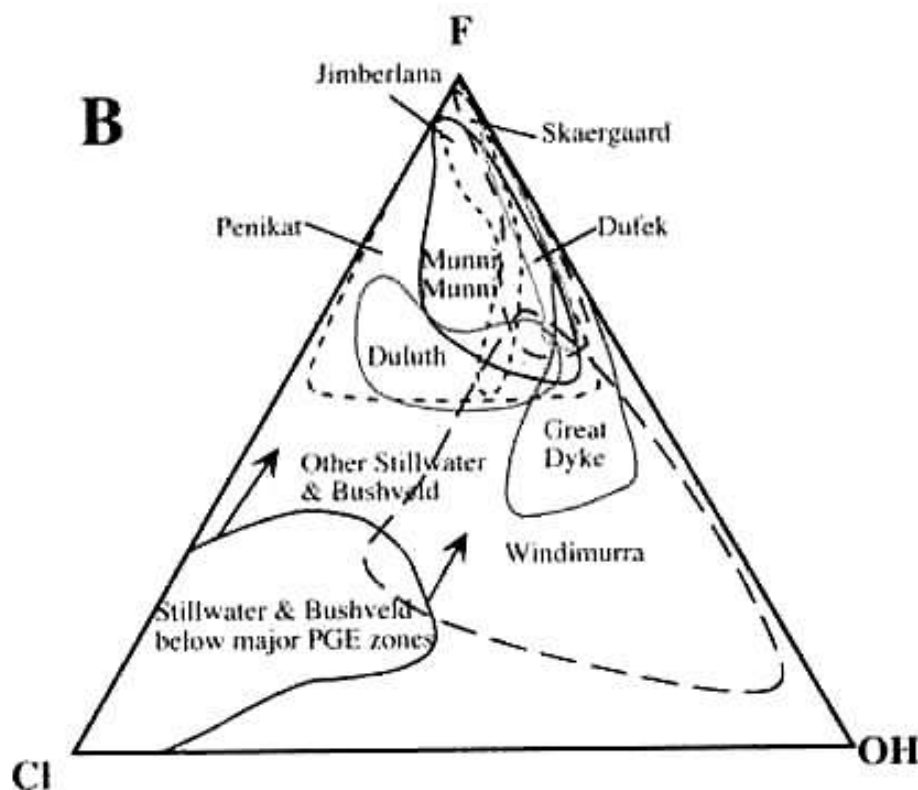


Рис. 8.44. Анионный состав апатита

Анортозитовые интрузивы

Анортозитовые интрузивы (автономные) образуют пояса, обрамляющие древние кратоны – континенты: Северо-Американский, Русский, Северо-Азиатский (Восточно-Сибирский). Возможно, плутоны анортозитов, которые залегают в основном среди метаморфитов гранулитовой фации, т.е. формировались на глубинах порядка 30 км, возникли из расплавов высокоглинозёмистых базальтов островодужного типа, отвечают глубинной части зон Заварицкого – Беньюффа – Вадати. Об обилии воды в расплавах, породивших анортозиты, свидетельствуют:

- 1) грубо – гигантозернистые структуры анортозитов и габбро-анортозитов; размер кристаллов пироксена в некоторых интрузивах Норвегии до 1.5-2 м, ламелли распада в них толщиной в руку;
- 2) состав рудных минералов анортозитов, во многих из них преобладает гематит.

Поздние производные таких плутонов нередко – меланогабброиды до пироксенитов, богатые ильменитом.

Лекция 9. Геохимия и минералогия платиновых металлов. Минералы платиновых металлов офиолитовых гипербазитов

9.1. Минералы платиновых металлов (PGE)

Кларки PGE

Кларки платиновых металлов – рутения *Ru*, осмия *Os*, иридия *Ir*, родия *Rh*, платины *Pt*, палладия *Pd*, как и близкого к ним золота *Au*, – в ультраосновных породах составляют десятки *ppb* = мг/т, в основных породах – до 10 мг/т, в кремнекислых породах – около и менее 1 мг/т.

То есть, катастрофически снижаются с ростом кремнекислотности магматических горных пород, аналогично магнию, никелю и хрому.

В обычных осадочных породах – первые мг/т *PGE*.

При высоких температурах платиновые металлы, элементы группы платины (*PGE*) охотно растворяются в любых металлических расплавах.

На этом основан наиболее надёжный метод определения содержаний *PGE* (и золота) в рудах – пробирный анализ: восстановительная плавка руд с добавкой *PbO* с образованием свинцового расплава.

Иногда высокотемпературные базитовые расплавы интрузивных тел захватывают ксенолиты углей или углистых пород. Вещество углей превращается в графит с выделением огромного количества восстановленных газов - метана, водорода, монооксида углерода.

Они активно реагируют с веществом базитов. Происходит природный металлургический процесс (Спиридонов, 2012).

Возникший расплав железа с помощью флюидов «впитывает» *Ni*, *Co*, *Cu*, *Pd*, *Pt*, *Au*.

В качестве примера рассмотрим траппы Восточно-Сибирской платформы – интрузив Хунгтукун (рис. 9.1, 9.2): на месте ксенолитов (углистых пород) возникли скопления самородного железа.



Рис. 9.1. Железо-камасит с оливиновыми габбро-долеритами



Рис. 9.2. Вкрапленность самородного железа – камасита,

вплоть до сплошных скоплений –
самородков

Продукты взаимодействия базальтовой магмы трапповой формации с веществом ксенолитов углей и углеродистых пород – продукты «работы» горючих газов (рис. 9.3) Новообразованные: самородное железо, камасит, когенит, вюстит, магнетит, герцинит, фаялит – феррогортонолит, ферропижонит, ферроавгит- геденбергит, ферросилит, анортит, санидин, ульвошпинель, ильменит без Fe^{3+} . Это модель образования железных ядер планет (по типу Земли), в которых сосредоточена основная масса благородных металлов.

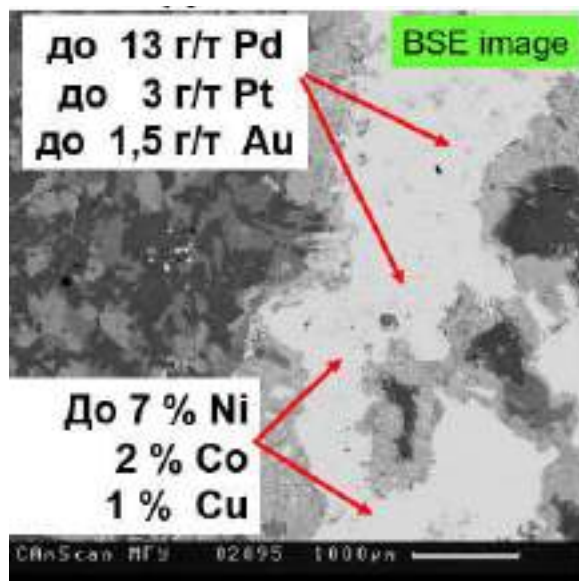


Рис. 9.3. Интрузив оливиновых габбро-долеритов Хунгтукун

Платиновые металлы столь же охотно растворяются в сульфидных расплавах, свойства которых близки к металлическим.

Поэтому основная масса платиновых металлов в планетах и метеоритах нашей Солнечной системы связана в высоко температурных твёрдых растворах – металлическом $Fe-Ni$ и моносульфидных $Fe-Ni$ (Mss) и $Fe-Cu-Ni$ (Iss).

Основная часть платиновых металлов вероятно находится в ядрах планет земной группы, частью в мантии.

Рассмотрим данные по метеоритам: сводку Лазаренкого и Таловиной (табл. 9.1).

Таблица 9.1. Содержание (в мг/т) металлов группы платины и золота в метеоритах (Лазаренков, Таловина, 2001)

Метеориты и их минеральные фазы	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Au
Углистые хондриты	1020	545	540	514	690	152
Обыкновенные хондриты	1350	770	750	450	780	210
Силикатные хондры	330	40	300	50	270	10
Сульфиды	3070	2700	1500	1170	2300	730

Никель-железная фаза	12800	5310	5440	3590	4630	1510
Хондрит (L) Саратов	1500	480	920	470	880	168
Силикаты	100	20	300	40	300	4
Сульфиды	2800	800	2100	1400	2400	300
Никель-железная фаза	13370	3850	7090	3090	3600	1430
Хондрит (L) Еленовка	1160	690	610	460	730	160
Силикаты	100	20	300	40	200	20
Сульфиды	1600	900	1400	1300	1600	300
Никель-железная фаза	11650	6730	3360	3600	6000	1760
Хондрит (L) Кунашак	1400	1150	730	410	730	160
Силикаты	800	80	300	60	300	20
Сульфиды	4800	6400	1000	800	2900	300
Никель-железная фаза	13370	5380	5860	4090	4300	1760

Выделяют тугоплавкие платиновые металлы (рутений, осмий, иридий) и более легкоплавкие (платина, палладий), родий занимает промежуточное положение. Все они характерны для магматических пород ультраосновного и основного состава, тугоплавкие концентрируются в магнезиальных гипербазитах, легкоплавких больше в гипербазит-базитовых и базитовых магматических породах.

Тугоплавкие платиновые металлы в гидротермальных процессах практически не участвуют. Платина и особо палладий подвижны и при гидротермальных процессах, поскольку образуют растворимые хлоридные и иные комплексы типа $Na_2[PtCl_6]$.

Рассмотрим позиции элементов группы платины (рис. 9.4): слева от красной линии тугоплавкие *PGE* – подгруппа иридия, справа легкоплавкие *PGE* – подгруппа платины – палладия.

Fe	Co	Ni	Cu	
Ru	Rh	Pd	Ag	
Os	Ir	Pt	Au	Hg

Рис. 9.4. Позиция элементов группы платины *PGE*

Далее рассмотрим дифференциацию платиновых металлов (табл. 9.2): хондриты считаются исходным веществом планет земной группы. Соотношения мантийных лерцолитов в той или иной степени напоминают соотношения в хондритах. Соотношения альпинотипных ультраосновных пород разделяются на хромититы (слева в колонке) и сульфидные концентраты (справа в колонке), выделенные из хромититов.

Таблица 9.2. Дифференциация платиновых металлов

Хондриты	Мантйные лерцолиты	Альпинотипные гипербазиты	Риф Меренского	Норильские руды
Ru 690 ppb	6 ppb	89 ppm – 27 ppm	400 ppb	300 ppb
Os 514	3	50 – 29	100	500
Ir 540	3	24 – 31	100	300
Rh 200	1	3 – 4	200	200
Pt 1020	7	16 – 9	5000	18000
Pd 540	6	4 – 1	2000	61000
Au 152	3			2000

Химия платиновых металлов

Платиновые металлы – рутений (по-русски, российский), родий, палладий, осмий, иридий и платина – благородные в основном при низких температурах.

При высоких температурах это типичные халькофилы, сродство к сере у *Ru* и *Os* выше, чем у *Cu*; поэтому распространённые минералы платиновых металлов – сульфиды.

Рассмотрим систему металло-платиновой группы и серы (рис. 9.5): пунктиром обозначены равновесия для большинства магматических пород. Для образования *PdS* необходимо небольшое количество серы. В природе самородный палладий – исключение, редкий минерал. Палладий встречается при отсутствии серы – она окислена в сульфат. Минерала *IrS₂* не существует. Для его существования была бы необходима слишком высокая концентрация серы. Однако, *Ir₂S₃* существует.

Таким образом, основные типы группы платиновых металлов – это *PGM*.

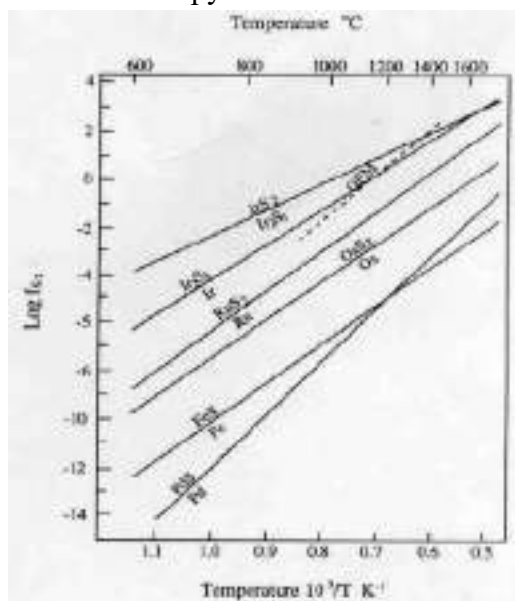
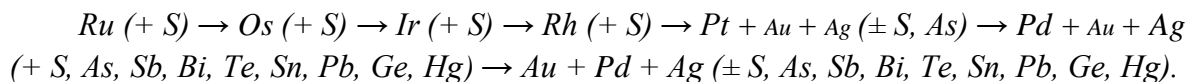


Рис. 9.5. Системы PGE – S. Основные типы PGM – сульфиды

Стандартный тренд благородных металлов в высокотемпературных эндогенных процессах:



Поведение платиновых металлов определяет концентрация в минералообразующих системах сульфидной серы, основные типы *PGM* – сульфиды.

Концентрация сульфидной серы зависит от общей концентрации серы в системе и прежде всего от величины окислительного потенциала, которая в магматических условиях определяется содержанием воды и щёлочностью, а также концентрацией водорода, метана, монооксида углерода... во флюидах. В «сухих» расплавах концентрация сульфидной серы может быть значительной (Садбери). В водонасыщенных расплавах концентрация сульфидной серы минимальна (Нижний Тагил).

Типы магматических платиновых месторождений

Два главных типа магматических месторождений платиновых – малосульфидные и сульфидные с принципиально разной историей формирования *PGM*.

Среди мало сульфидных, образованные из «сухих» расплавов (*PGM* – сульфиды) и из водонасыщенных расплавов (*PGM* – самородные).

Главные типы руд *Pt – Pd* показаны на рисунках 9.6, 9.7.

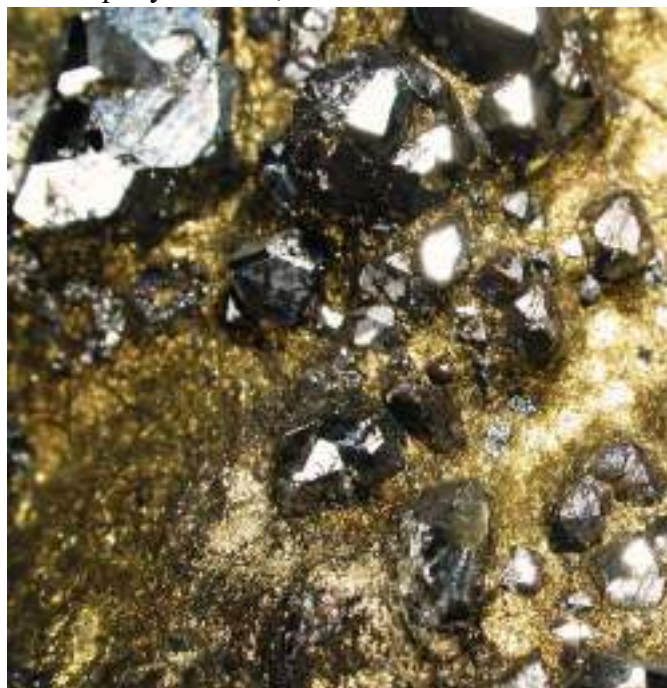


Рис. 9.6. Малосульфидные руды. Бушвелд. Риф Меренского

Рис. 9.7. Сульфидные руды. Норильское рудное поле

Рассмотрим дополнительные замечания: изотопный состав осмия (табл. 9.3). Существуют первичный космогенный осмий: ^{186}Os и радиогенный ^{187}Os .

Таблица. 9.3. Изотопный состав осмия

Радиогенный	первичный	космогенный
-------------	-----------	-------------

$^{187}\text{Os} / ^{186}\text{Os}$	
Мантия 0.85 – 1.25	Земная кора континентов 20 – 34
Альпинопипные гипербазиты	Углеродистые сланцы 22 – 38
лаурит 1.02 – 1.03	
осмиридий 1.02 – 1.03	
ферроплатина 1.05 – 1.10	
Расслоенные плутоны	Железо-марганцевые конкреции 0.8 - 8
Бушвелд 0.9 – 1.3	
Стиллуотер 0.8 – 1.2	
Фритаун 1.0 – 2.0	

При высоких температурах в восстановительных условиях платиновые металлы, как и железо, никель, кобальт, золото охотно образуют легко летучие и достаточно устойчивые комплексы с монооксидом углерода – карбонилы типа $Pd(CO)_5$, $Pt(CO)_7$.

Летучие карбонильные комплексы разрушаются на окислительных барьерах – скоплениях хромшпинелидов или титаномагнетита.

9.2. Минералы платиновых металлов (PGM)

Ведущие типы PGM – сульфиды:

- лаурит RuS_2 – эрлихманит OsS_2 (кубические);
- кашинит Ir_2S_3 – бовиит Rh_2S_3 (ромбические);
- куперит PtS – брэггит $(Pt, Pd)S$ – высокоцит PdS (тетрагональные)

Эти минералы, в основном, – продукты кристаллизации из силикатных ультраосновных – основных расплавов; реже – в метаморфогенно-гидротермальных образованиях).

На рисунке 9.8 показаны дисульфиды. Структура у них – пиритовая. Составы (рис. 9.9) тяготеют к вершине рутения, изредка к вершине осмия. Иридия в них обычно не много. Тем не менее, эти минералы – хороший индикатор магматической дифференциации.

Самые высокотемпературные минералы имеют существенно рутениевый состав, чем больше в них осмия, тем меньше была температура.

Минералы $(Ru, Os, Ir)S_2$ лаурит RuS_2 – эрлихманит OsS_2 .

PGM малосульфидных месторождений сопряжённых с «сухими» базит – гипербазитовыми магматитами

Рассмотрим состав хромшпинелидов (рис. 9.10): судя по низкой концентрации Fe^{3+} , хромшпинелиды кристаллизовались в сухих расплавах.

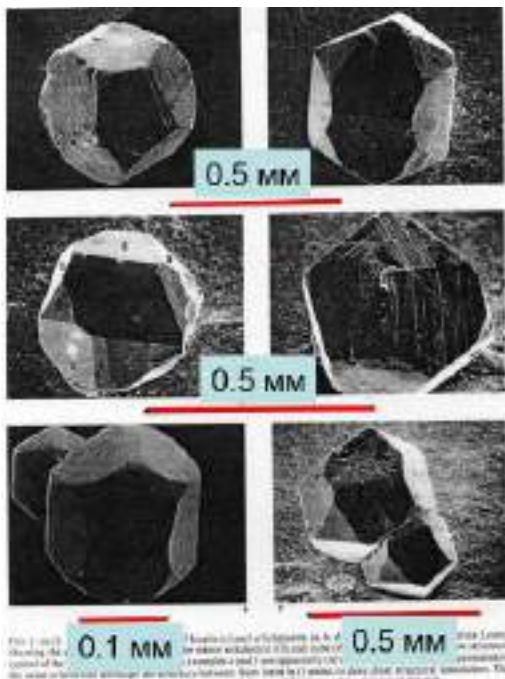


Рис. 9.8. Структура и облик кристаллов близки пириту

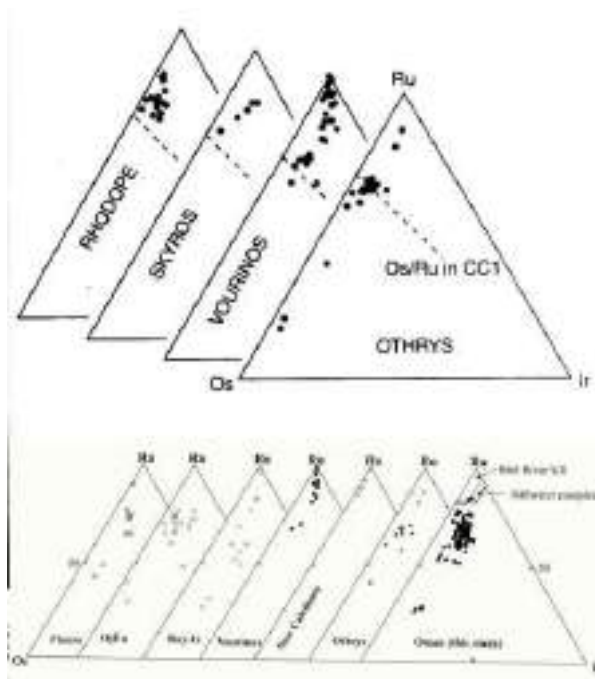


Рис. 9.9. Структура и облик кристаллов близки пириту

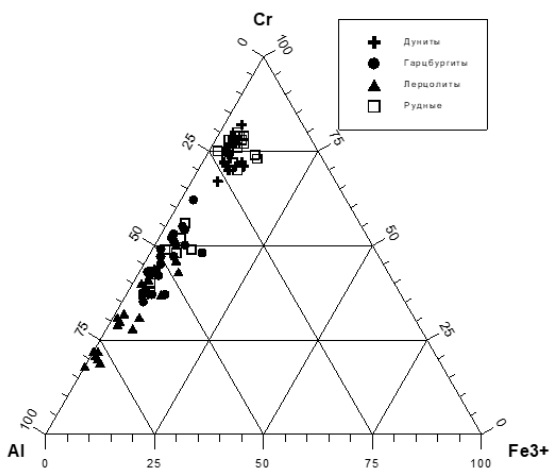


Рис. 9.10. Альпийские гипербазиты Урала, Кемпсай

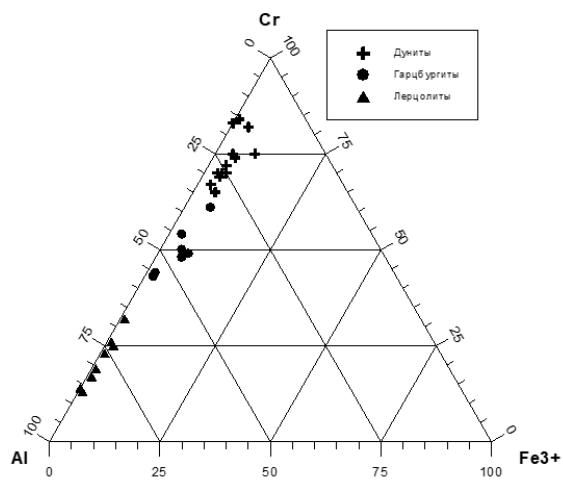
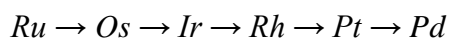


Рис. 9.11. Альпийские гипербазиты, Греция

Распределение платиноидов в хромититах офиолитовых гипербазитов – тренд (рис. 9.13):



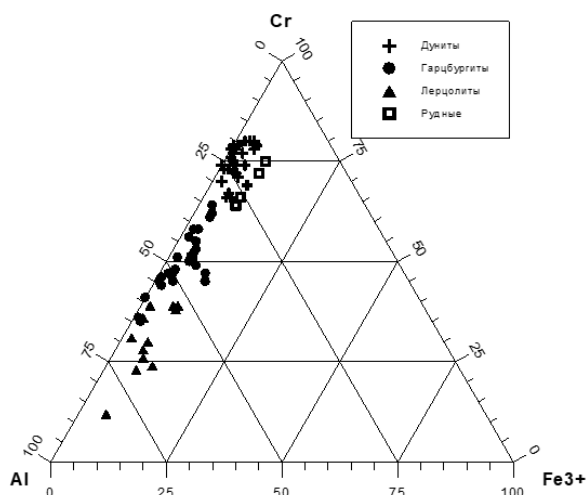


Рис. 9.12. Альпийские гипербазиты, Армения, Шорджинский (Севан. Пояс)

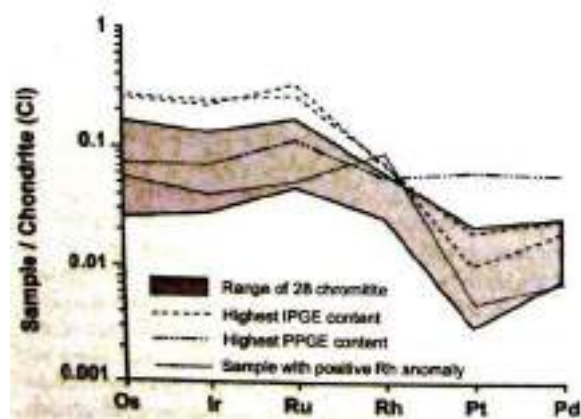


Рис. 9.13. Распределение платиноидов в хромитах офиолитовых гипербазитов

Кемпирсайский тип платиноидной минерализации

Характерна повышенная роль *Ru*, *Os*, *Ir* и пониженная *Pt* и особенно *Pd*. Содержание *PGM* – индикатор генезиса гипербазитов; если их > 0.3 г/т – генезис магматический. Именно в расплаве погружающиеся тяжёлые кристаллы хромшпинелидов захватывают кристаллики лаурита и осмия. Аналогично, первый снег в городе – сероватый, т.к. снежинки-льдинки очистили воздух от частиц пыли.

Кристаллы хромшпинелидов офиолитовых гипербазитов нередко содержат внутри мелкие кристаллы лаурита RuS_2 (обычно осмистого, вплоть до эрликманита OsS_2), с которыми ассоциируют подчинённые самородный осмий (или иридосмин, или рутениридосмин), осмистый иридий.

Лаурит – эрликманит большей частью капсулированы в кристаллах хромшпинелидов.

Остальные *PGM* (иридисто-осмистый рутений, осмистый иридий) развиты и в кристаллах хромшпинелидов и чаще в промежутках между кристаллами хромшпинелидов (и по этой причине мало устойчивы при процессах эпигенетической серпентинизации).

Рассмотрим график изменения концентрации хрома (рис. 9.14): по вертикали отмечена хромистость хромшпинелидов, по горизонтали – суммарное содержание элементов группы платиновых металлов. На графике наблюдается положительная корреляция содержаний платиновых металлов и хромистости хромшпинелидов: чем более высокотемпературные хромшпинелиды, тем больше платиноидов – магмагенная обстановка.

Таким образом, максимальная концентрация платиновых металлов в рудных хромшпинелидах среди дунитов, – именно они наиболее хромистые.

Высокохромистый шпинелид и наиболее рутениевый лаурит развиты в дунитах и дунитах – гарцбургитах (рис. 9.15). Обогащённый алюминием шпинелид и обогащённый осмием лаурит развиты в гарцбургитах и гарцбургитах – лерцолитах.

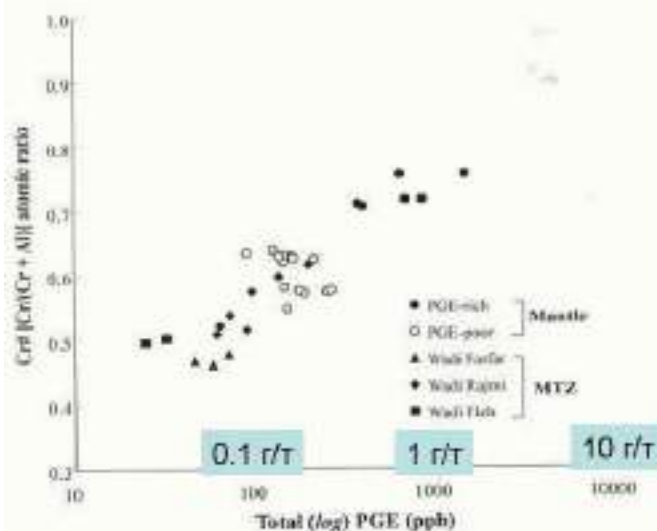


Рис. 9.14. Изменение концентрации Cr# в зависимости от общего (log) содержания PGE в изученных хромититах из Оманского офиолита. Cr# определяется как $Cr/(Cr + Al)$, атомное соотношение

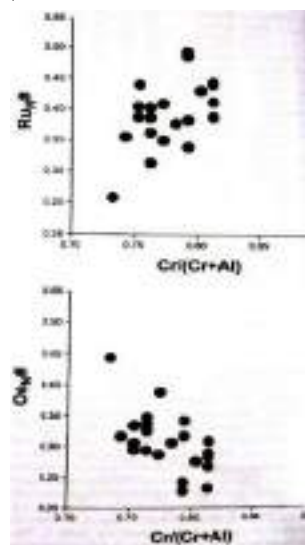


Рис. 9.15. Корреляция состава лаурита и вмещающего алюмомагнезиохромита в альтинотипных гипербазитах

Кристаллы лаурита присутствуют в хромшпинелидах на границе с включением ромбопироксена (рис. 9.16 – 9.20).

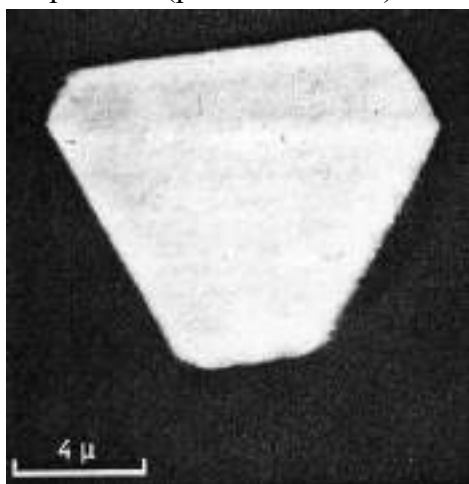


Рис. 9.16. Лаурит RuS_2
Хромититы среди перидотитов. Троодос.
Греция

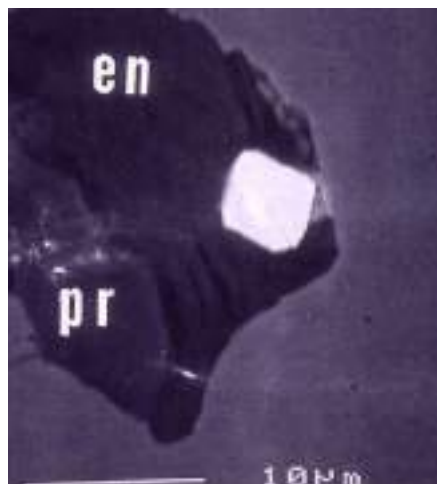


Рис. 9.17. Лаурит RuS_2
Хромититы среди перидотитов.
Троодос. Греция

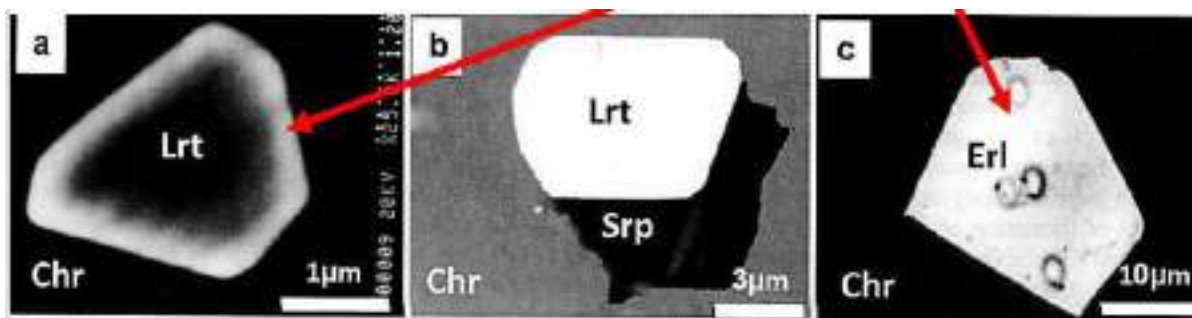


Рис. 9.18. Лаурит (Lrt) и эрлихманит (Erl) в алюмомагнезиохромите (Chr).
«а» – зональный кристалл лаурита с каймой эрлихманита. Neyriz, Южный Иран

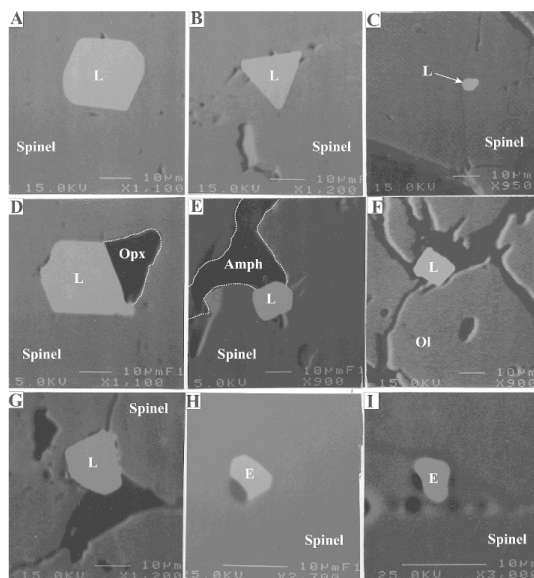


Рис. 9.18. PGM в офиолитах
Омана

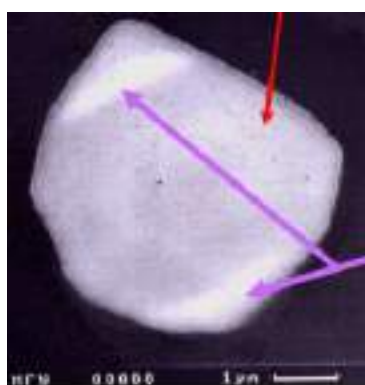


Рис. 9.19. PGM в альпинотипных
(офиолитовых) дунит-
гарицбургитовых комплексах

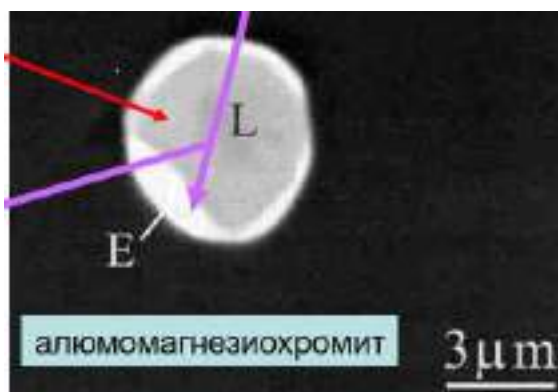


Рис. 9.20. PGM в альпинотипных
(офиолитовых) дунит-гарицбургитовых
комплексах

На рисунке 9.21 показаны типичные составы лауристов: пунктиром проведен тренд хондритовых соотношений.

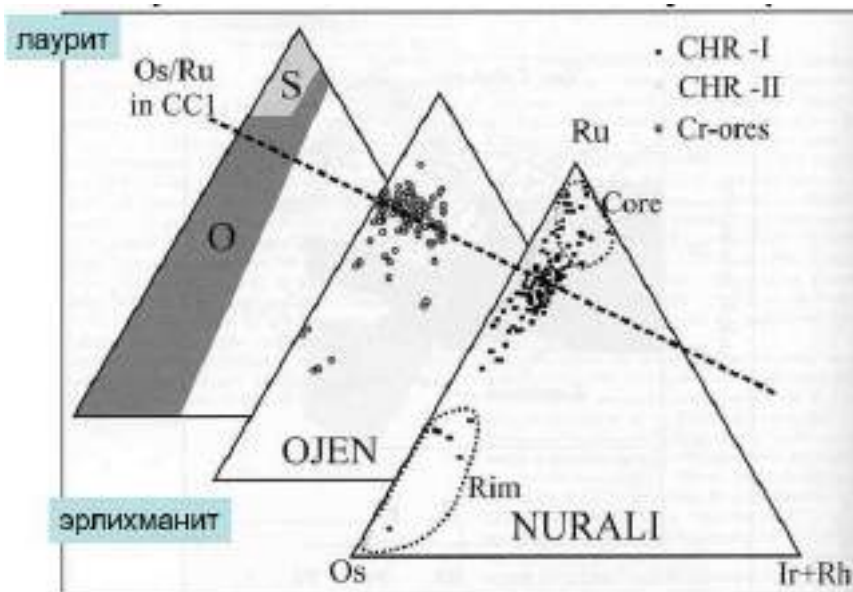


Рис. 9.21. Ведущие типы PGM – сульфиды

На рисунке 9.22 показаны составы многочисленных интрузивов: все они тяготеют к рутению – минералы $(Ru, Os, Ir)S_2$: лаури́т RuS_2 – эрлихманит OsS_2 . Лаури́т – индикатор магматической дифференциации.

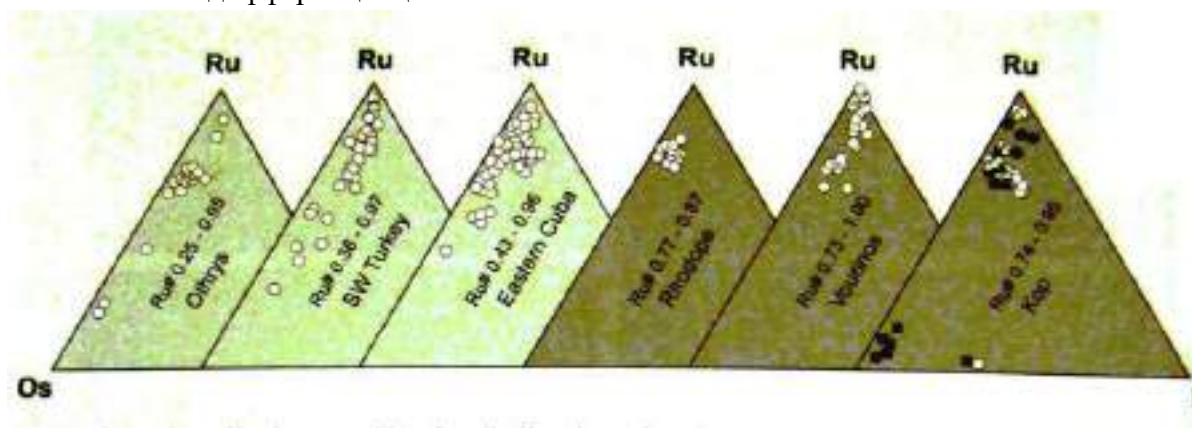


Рис. 9.22. PGM в хромититах альпийских – офиолитовых дунит-гарцбургитовых комплексов

Концентрация серы в альпийских гипербазитах низкая (рис. 9.23). Поэтому, почти постоянно с минералами рядолаури́т – эрлихманит ассоциируют самородные осмий и/или осмистый иридий (рис. 9.24), обычно рутений-содержащие.

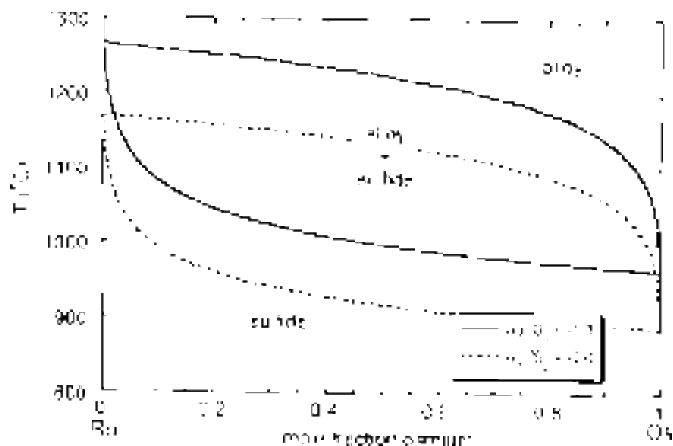


Рис. 9.23. Концентрация серы в альпинотипных гипербазитах. Экспериментальная диаграмма

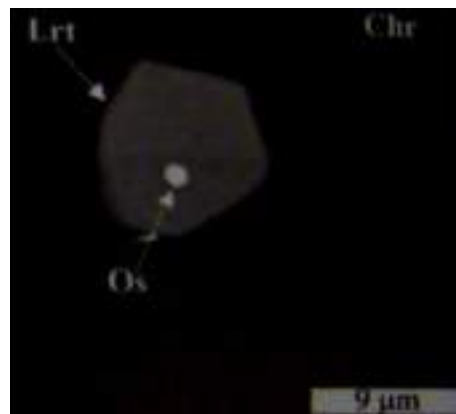


Рис. 9.24. Самородный осмий в лаурите. Хромититы. Греция

На рисунке 9.25 показана типичная картина: в хромшпинелиде включения ромбопироксена и на контакте иридий осмий. Активность сульфидной серы – невысокая.

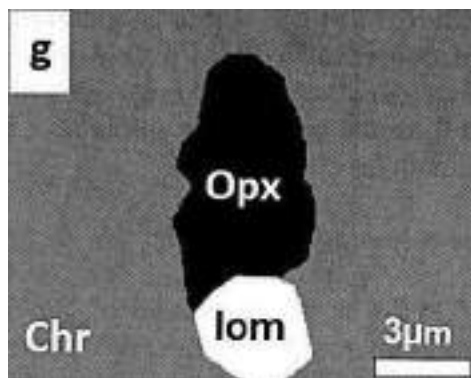


Рис. 9.25. Иридий осмий (Iom) и энстатит (Orx) в алюмомагнезиохромите (Chr). Neyriz, Южный Иран

Распределение PGM по вертикали офиолитового разреза:

- в низах среди дунитов в хромитовых рудах концентрируются лаурит и высоко рутениевый иридий осмий;
- выше в гарцбургитах в алюмохромитовых рудах – лаурит-эрлихманит и умеренно рутениевый иридий осмий;
- ещё выше в полосчатой дунит-вебстерит-клинопироксенитовой серии, подстилающей габброиды, – с алюмохромитом и хромшпинелью ассоциируют эрлихманит, низко рутениевый иридий осмий (*Ir, Os*), осмистый иридий (*Os, Ir*) до самородного иридия, изоферроплатина *Pt₃Fe*, самородное золото.

Эта минерализация россыпеобразующая, хотя размер PGM обычно значительно менее 1 мм. Нередки это россыпи PGM-содержащих хромититов.

Лекция 10. Минералогенез послефиолитовых платиноносных зональных дунит – верлит – клинопироксенит - габбровых плутонов

10.1. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые плутоны

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые плутоны – это послефиолитовые интрузивы толеитового состава, нередко внедрённые по контактам офиолитовых массивов или секущие их. Обычно плутоны концентрически зональные: тела платиноносных дунитов с оторочкой верлитов, оливинных и безоливинных клинопироксенитов, среди преобладающих габброидов. Все типы пород содержат то или иное, иногда значительное количество высокотемпературного амфибола – паргасита и примесь гидроксилфлогопита, акцессорные ангидрит и графит. Следовательно, магмы были водонасыщенные, их кристаллизация проходила при повышенном окислительном потенциале и низкой активности сульфидной серы.

Оливины существенно магниезиальные, обычно хризолит и железистый хризолит, $Ni:Co = 10-15$. Клинопироксены – низкощелочные, бедные Al , Ti и Mn . Кальциевые плагиоклазы обогащены стронцием, в них нередко > 1000 г/т Sr .

Хромшпинелиды образуют ряд магнезиохромит – хромит – ферриалюмохромит – феррихромит – хроммагнетит, бедны V и Zn , содержат до 1.5-2 масс. % TiO_2 и MnO . Характерен изоморфизм $Cr - Fe^{3+}$. Количество хромшпинелидов обычно не велико. Они в основном образуют мелкие шпирь, гнёзда, цепочки зёрен в дунитах центральных частей интрузивов – в дунитах крупно- и грубозернистых до пегматоидных – продуктах высокотемпературной перекристаллизации первичных мелко-среднезернистых. В перекристаллизованных дунитах именно к такого типа скоплениям хромшпинелидов приурочена платиноидная минерализация.

На рисунках 10.1, 10.2 показаны первичные структуры.

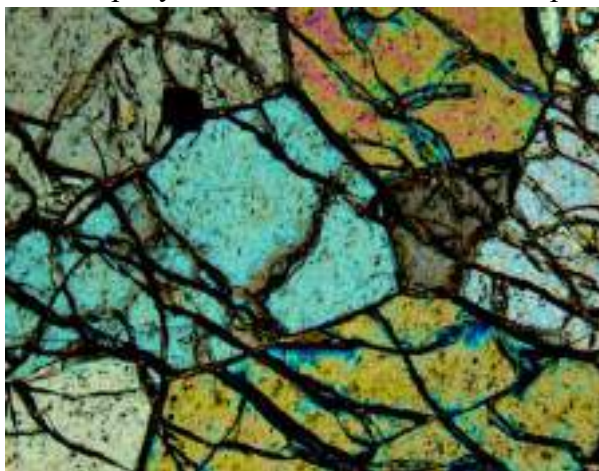


Рис. 10.1. Оливин. Дуниты Гальмознала. Первичные структуры. Шлиф. Николи х.
Фото Е.А. Власова

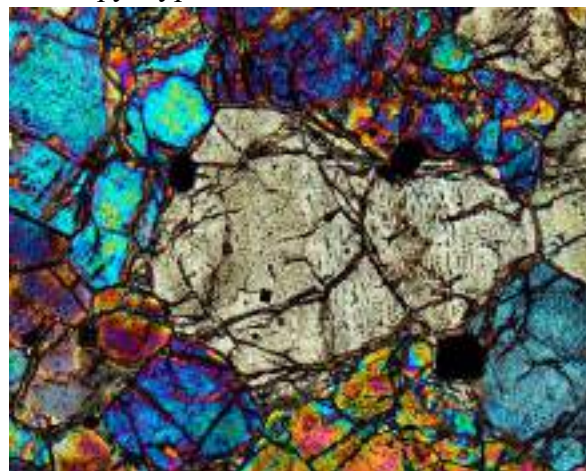
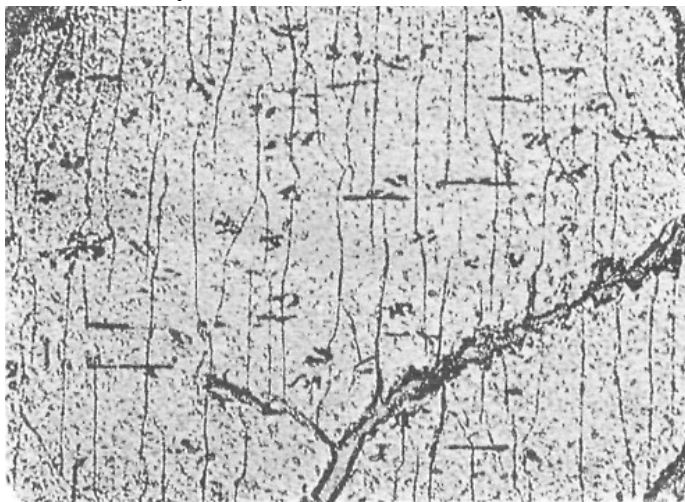
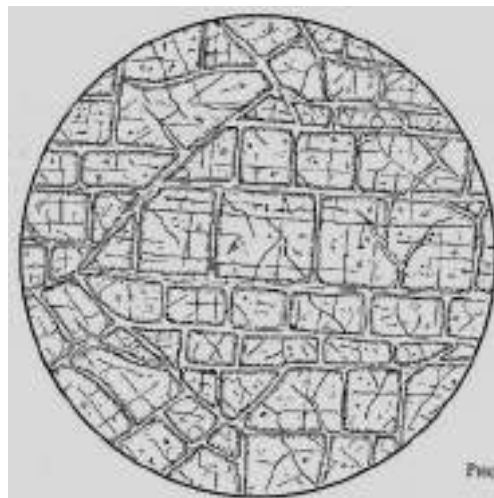


Рис. 10.2. Оливин. Дуниты Гальмознала. Первичные структуры. Шлиф. Николи х.
Фото Е.А. Власова

На рисунке 10.3, 10.4 показаны структуры распада: магнетит по ламеллям фаялита и оливин с двумя системами спайности.

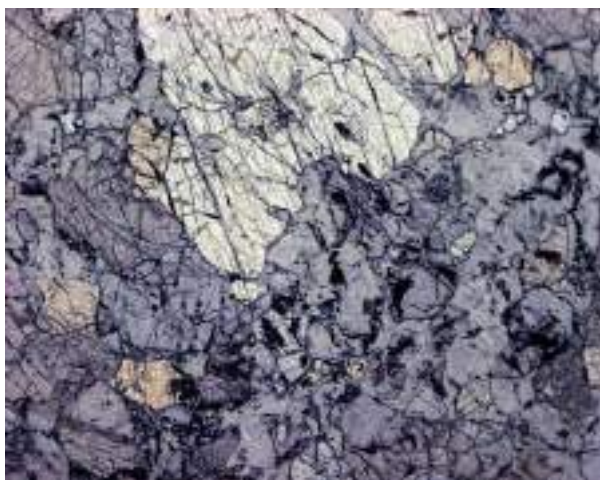


*Рис. 10.3. Магнетит по ламеллям фаялита.
Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 1 мм*

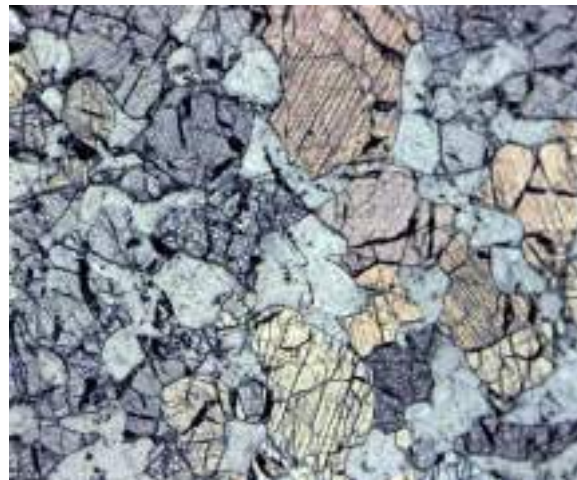


*Рис. 10.4. Оливин с двумя
системами спайности. Дуниты
Устьбельского массива, Западная
Чукотка. 3 мм. Шлиф. При 1
николе*

На рисунках 10.5, 10.6 показаны образцы верлита (оливина + авгита).



*Рис. 10.5. Верлиты = оливин + авгит.
Нурали*



*Рис. 10.6. Верлиты = оливин + авгит.
Нурали*

На рисунке 10.7 показаны скопления амфибола в перидотитах Кытлыма.

Дуниты в центральной части интрузивов перекристаллизованы, местами до дунит – пегматитов. Именно в этих участках тел дунитов развиты шпирсы (рис. 10.8 – 10.10), гнёзда, жилообразные выделения хромшпинелидов, которых в целом значительно меньше, чем в альпинотипных гипербазитах. Хромшпинелиды представлены серией алюмохромит → ферриалюмохромит → феррихромит, в них нередки включения

идиоморфных кристалликов форстерита. Местами в хромититах развиты несколько более поздние метасомы *PGM* – от мельчайших плёнок по контактам зёрен хромшпинелидов и цемента агрегатов зёрен хромшпинелидов до скоплений – самородков весом до десятков кг. Преобладающий тип *PGM* – протоплатина = высокотемпературный твёрдый раствор на основе Pt_3Fe со значительной примесью *Ir* и *Os*, менее *Ru*. В дальнейшем протоплатина превратилась в изоферроплатину (или ферроплатину) с массой телец распада иридия, осмия и их сплавов. Это главный россыпеобразующий тип платиноидной минерализации.



Рис. 10.7. Скопления амфибола – паргасита в перидотитах Кытлыма



Рис. 10.8. Шлиры и прожилковидные выделения феррихромита в дунитах платиноносного Феклистовского дунит – верлит - габбрового интрузива. Шантарские острова. Фото Е.А. Власова



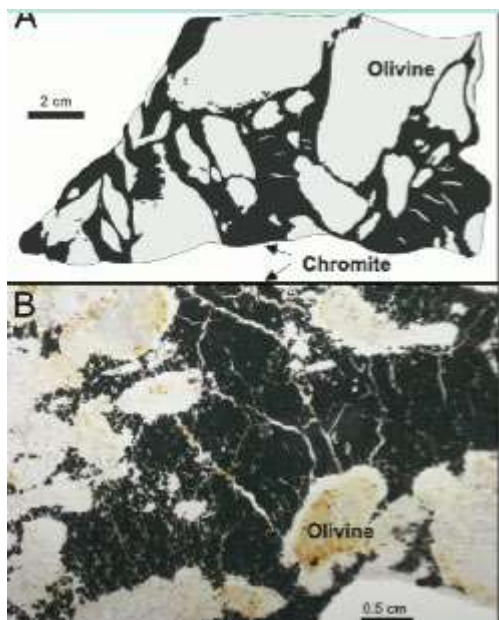
Рис. 10.9. Шлиры и прожилковидные выделения феррихромита в пегматоидных дунитах центральной части дунитового тела горы Соловьёвой. Нижнетагильский



Рис. 10.10. Шлиры и прожилковидные выделения феррихромита в пегматоидных дунитах центральной части дунитового тела горы Соловьёвой. Нижнетагильский массив.

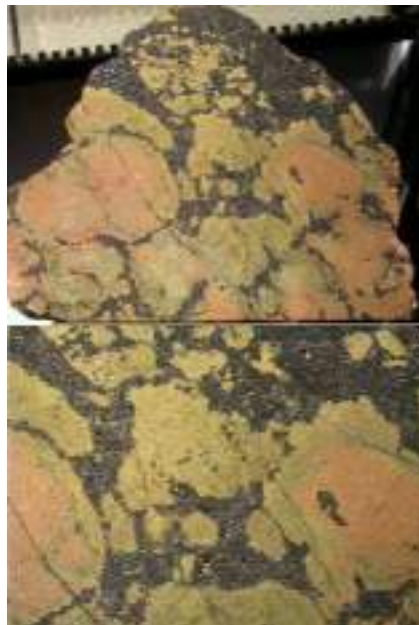
*массив. Средний Урал. Фото Э.М.
Спиридонова*

Местами в пегматоидных минералах возникают крупные кристаллы до 2 см (рис. 10.11, 10.12). Хромшпинелиды постепенно замещают оливин.



*Рис. 10.11. Платиноносные хромититы,
цементирующие брекчированные
пегматоидные дуниты*

*Средний Урал. Фото Э.М.
Спиридонова*



*Рис. 10.12. Платиноносные
хромититы, цементирующие
брекчированные пегматоидные дуниты*

На рисунках 10.13, 10.14 показаны хромититы с монокристаллами оливина. В их составе большое количество трехвалентного железа.



*Рис. 10.13. Платиноносные хромититы,
цементирующие брекчированные
пегматоидные дуниты. Госшахта,
Нижнетагильский интрузив. Средний
Урал*



*Рис. 10.14. Платиноносные хромититы,
цементирующие брекчированные
пегматоидные дуниты. Госшахта,
Нижнетагильский интрузив. Средний
Урал*

На рисунках 10.15 – 10.17 показаны составы хромшпинелидов: наблюдается большое количество трехвалентного железа и хрома.

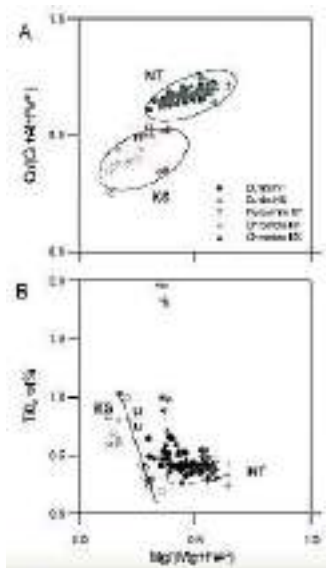


Рис. 10.15. (А) Молярный % $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ в сравнении с молярным % $Mg (Mg+Fe^{2+})$ (В) отношение молярного % TiO_2 к молярному % $Mg (Mg+Fe^{2+})$ в хромите для месторождений Нижний Тагил (НТ) и Качканарского (КС) комплексов

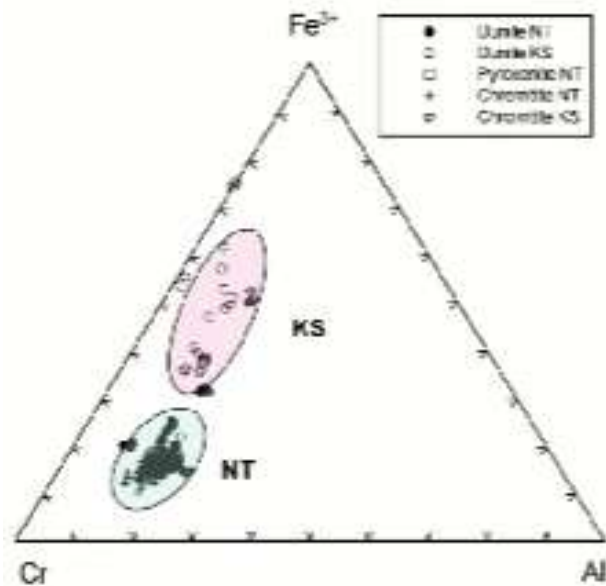


Рис. 10.16. Состав хромшпинелидов Нижнетагильского (НТ) и Качканарского (КС) интрузивов

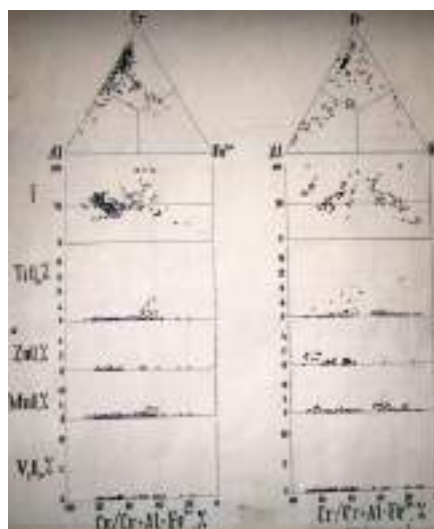


Рис. 10.17. Состав хромшпинелидов дунитов альпинотипных (офиолитовых), послеофиолитовых концентрически зональных комплексов, расслоенных

*бонинитовых – перидотит – ортопироксенит – габбро-норит – анортозитовых
комплексов*

В таблице 10.1 показано содержание металлов платиновой группы в породах: самое высокие концентрации платины, далее – иридий, осмий, рутений и палладий.

Таблица 10.1. Содержание PGE в породах дунит – клинопироксенит -габбровых интрузивов складчатых областей, мг/т = ppb

№	Массив	Порода	Pt	Ir	Rh	Os	Ru	Pd
1	Нижнетагильский, Урал	Дуниты	30 – 600	–	–	–	–	–
2	Платиновый пояс Урала	Дуниты мелкозернистые	41	–	–	–	–	–
3	Платиновый пояс Урала	Дуниты среднезернистые	16	–	–	–	–	6
4	Платиновый пояс Урала	Дуниты крупнозернистые	8	–	–	–	–	–
5	Платиновый пояс Урала	Дунит-пегматиты	55	–	–	–	–	–
6	Платиновый пояс Урала	Шлиры хромититов	180	–	–	–	–	–
7	Уктусский, Урал	Дуниты	13	2	1	1	–	2
8	Уктусский, Урал	Дуниты	70 – 163	6 – 9	1 – 3	1 – 6	–	4 – 16
10	Уктусский, Урал	Шлиры хромититов	428 – 1050	440 – 109	55 – 15	93 – 23	19 – 10	32 – 7
12	Туламин (21), Канада	Дуниты	48	1	1	н.п.о.	–	н.п.о.
13	Туламин (8), Канада	Оливиновые клинопироксениты	30	3	1	н.п.о.	–	н.п.о.
14	Туламин (7), Канада	Магнетитовые клинопироксениты	40	<1	1	3	–	40
15	Туламин (4), Канада	Рог. клинопир. и горблендриты	50	<1	<1	н.п.о.	–	140
16	Гуддньюс Бей, Аляска	Дуниты	160	–	–	–	–	40
17	Кондото (9), Колумбия	Дуниты	38	3	2	<3	4	2
18	Кондото (5), Колумбия	Оливиновые клинопироксениты	12	<1	<1	<3	8	21

19	Кондото Колумбия	(3),	Магнетитовые клинопироксениты	50	<1		<3	6	35
20	Кондото Колумбия	(7),	Роговообм. клинопироксениты	61	<1	<1	<3	7	69

10.2. Минералы платиновых металлов PGM малосульфидных месторождений, сопряжённых с водонасыщенными магматитами

Уральский (Нижнетагильский) – аляскинский (Гудньюсбей) тип PGM

Уральский (Нижнетагильский) – аляскинский (Гудньюсбей) тип PGM – основной россыпеобразующий (Урал, Колумбия, Корякия, Камчатка, Аляска).

Главный минерал – иридная и осмисто-иридная ферроплатина – изоферроплатина Pt_3Fe с ламеллями распада и обособлениями иридия, осмистого иридия, платинистого иридия, осмия, рутения, тетраферроплатины $PtFe$. Второстепенные – осмистый иридий, иридистый осмий, самородное золото – электрум, кашинит – бовит, лаурит – эрлихманит, куперит PtS , купроиридсит $CuIr_2S_4$, брэггит $(Pt, Pd, Ni)S$, сперрилит $PtAs_2$, миассит $Rh_{17}S_{15}$.

Россыпи Урала дали более 450 т платины, россыпи Колумбии – более 100 т, россыпи северной Камчатки – Корякии – более 50 т.

Рассмотрим зарисовки 1925 г. Нижнетагильского интрузива (рис. 10.18): на тот момент это было единственное коренное месторождение платины в огромном массиве.



Рис. 10.18. Струи платиноносных хромититов (чёрные) среди пегматоидных дунитов. Госшахта. Нижнетагильский интрузив. М.А. Салаутин, 1925

На рисунках 10.19 – 10.24 показаны крупные образцы хромититов, гнёзда изоферроплатины распределены крайне неоднородно. Платиновые минералы разьедают хромититы.

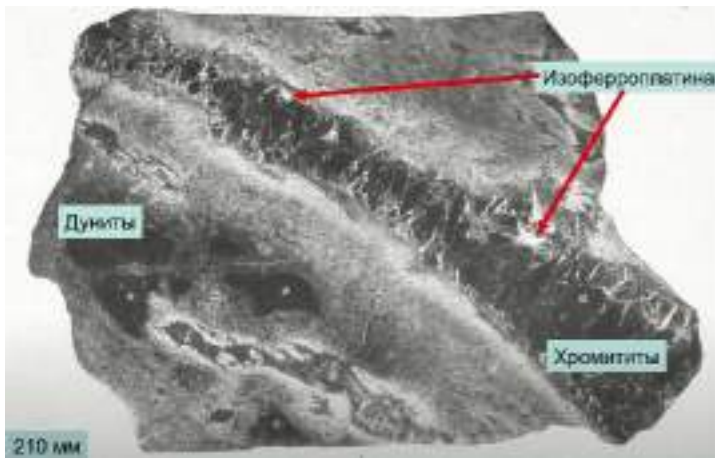


Рис. 10.19. Гнёзда изоферроплатины в шлирах феррихромита в пегматоидных дунитах. Центральная часть дунитового тела горы Соловьёвой. Нижнетагильский массив. Н.К. Высоцкий, 1913 г



Рис. 10.20. Платиноносные хромититы, цементирующие брекчированные пегматоидные дуниты. Госшахта, Нижнетагильский интрузив. Средний Урал

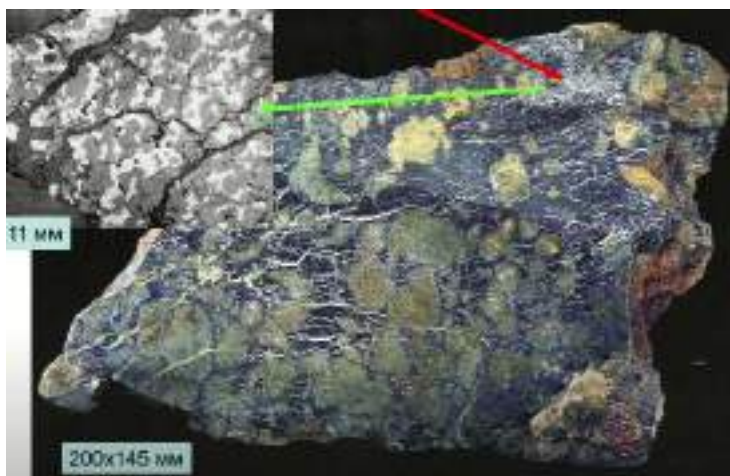


Рис. 10.21. Гнёзда изоферроплатины в шлирах феррихромита в пегматоидных дунитах. Центральная часть дунитового тела горы Соловьёвой. Нижнетагильский массив



Рис. 10.22. Платиноносные хромититы, цементирующие брекчированные пегматоидные дуниты. Госшахта, Нижнетагильский интрузив

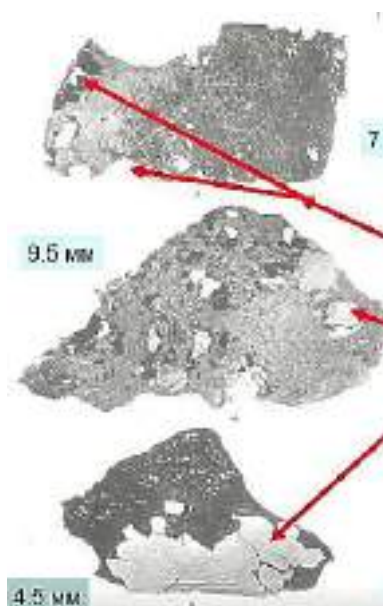


Рис. 10.23. Гнёзда изоферроплатины в пегматоидных дунитах с феррихромитом. Центральная часть дунитового тела горы соловьевой. Нижнетагильский массив. Н.К. Высоцкий, 1913 г.



Рис. 10.24. Самородок изоферроплатины. 30x18x15 мм, Нижнетагильский интрузив. Средний Урал

На рисунках 10.25, 10.26 показаны образцы из Нижнетагильского плутона (Средний Урал): обстановка типичного замещения.

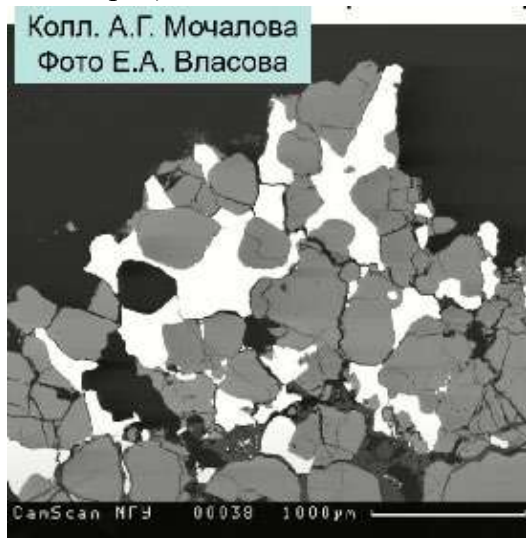


Рис. 10.25. Метасомы изоферроплатины в агрегатах феррихромита. Гальмональский плутон, Корякия. Фотография в отраженных электронах

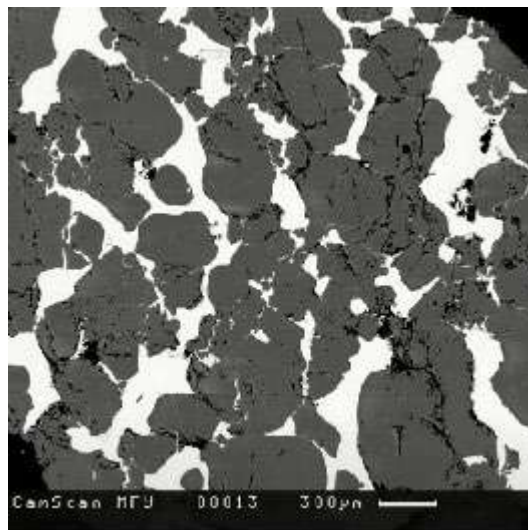


Рис. 10.26. Метасомы изоферроплатины в агрегатах феррихромита. Гальмональский плутон, Корякия. Фотография в отраженных электронах

На рисунке 10.27 показаны самородки изоферроплатины. Вес может достигать 10 кг.

На рисунке 10.28 показаны метакристаллы изоферроплатины в хромититах.



Рис. 10.27. Самородки изоферроплатины. Н.К. Высоцкий, 1913 г.

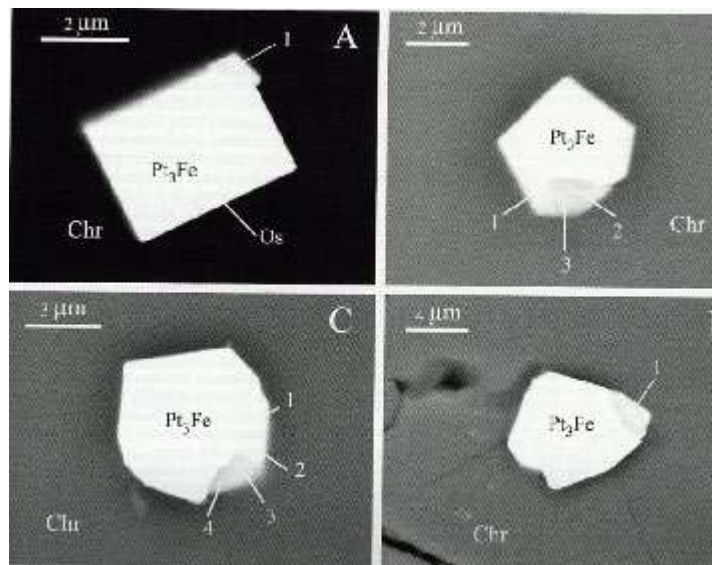


Рис. 10.28. Метакристаллы изоферроплатины в хромититах. Уктусский интрузив. Средний Урал

Ферроплатина, изоферроплатина (кубические, магнитные) $(Pt, Ir, Os, Ru)_3(Fe, Ni, Cu)$ – обычно высокотемпературные пневматолитовые образования в хромититах среди дунитов (рис. 10.29). Платина в заметном количестве замещена иридием, в гораздо меньшей степени осмием. Железо в заметной степени замещено никелем и медью.

Форма кристаллов

Формы кристаллов изоферроплатины – различны (рис. 10.31, 10.32). Самая прочная форма – куб (рис. 10.30).



Рис. 10.29. PGM – интерметаллиды. Ферроплатина, изоферроплатина



Рис. 10.30. Кубическая форма кристаллов

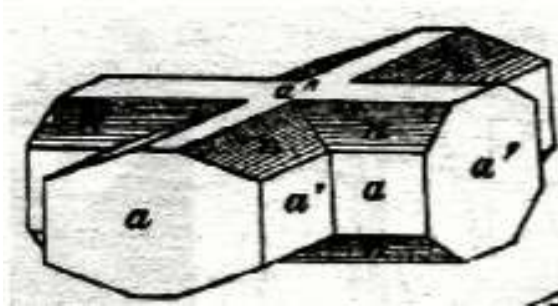


Рис. 10.31. Форма кристаллов

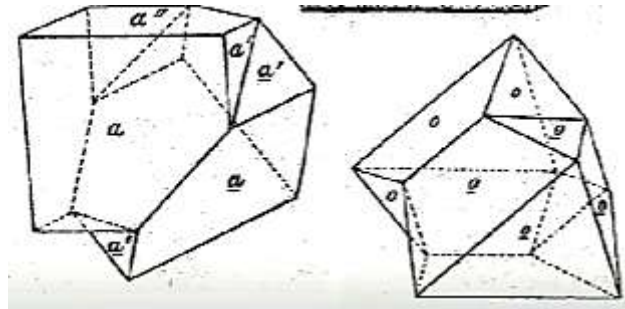


Рис. 10.32. Форма кристаллов

Иридий / осмий

Осмий кристаллизуется в гексагональной сингонии. Примесь иридия препятствует окислению. Осмий довольно легко окисляется – травится (рис. 10.33). Иридий также имеет кубическую форму (рис. 10.34).

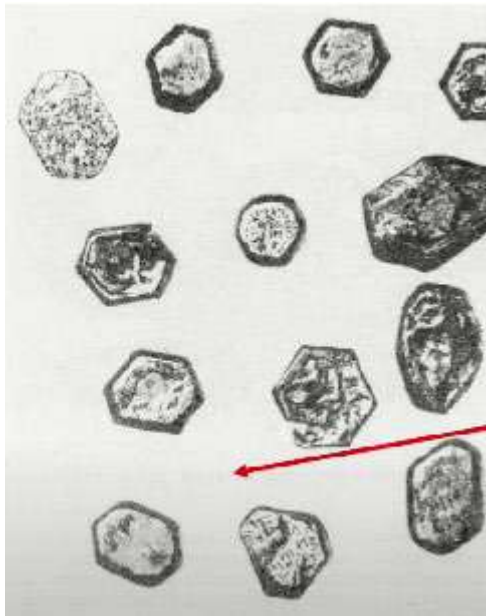


Рис. 10.33. Платиноиды в дунитах дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых плутонов

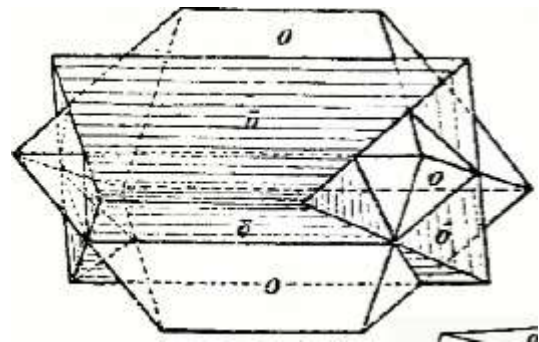


Рис. 10.34. Форма кристаллов. Иридий кубический. Средний Урал. П.В. Еремеев, 1879

Состав самородных рутения, осмия, иридия

Рассмотрим структуры распада в увеличении (рис. 10.35, 10.36): матрица Pt_3Fe с небольшим содержанием иридия и осмия, красными стрелками показаны тельца распада. Местами наблюдается двухстадийный распад.

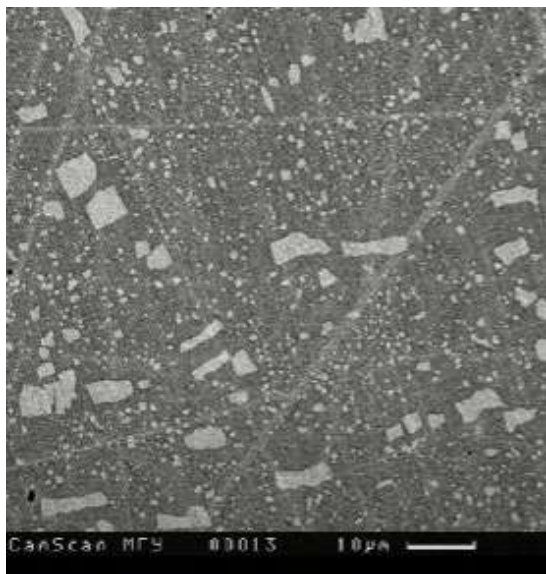


Рис. 10.35. Ферроплатина, изоферроплатина (матрица) с тельцами распада иридия. Двухстадийный распад. Фотография в отраженных электронах

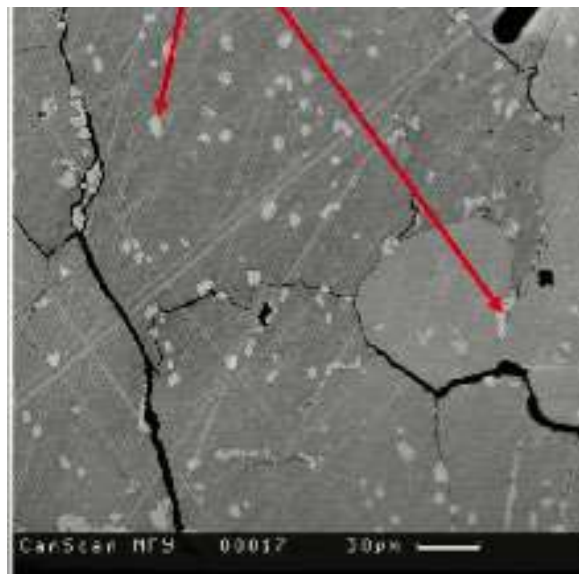


Рис. 10.36. Ферроплатина, изоферроплатина (матрица) с тельцами распада иридия

На рисунках 10.37, 10.38 показаны структуры распада высокотемпературных твердых растворов *Pt-Fe-Os-Ir*.

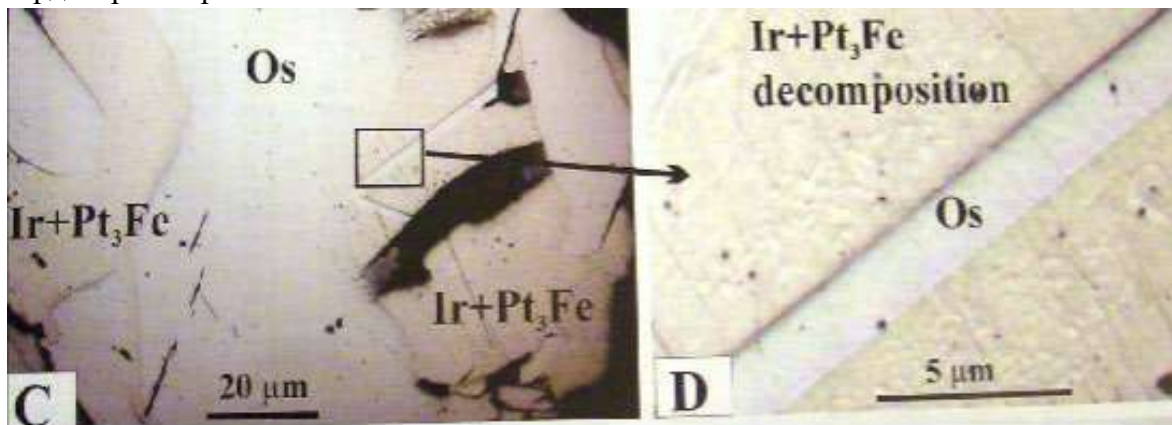


Рис. 10.37. Матрица – тонкие срастания иридия и изоферроплатины. Пластины – ламеллы осмия. Массив Камчатский мыс

Рис. 10.38. Матрица – тонкие срастания иридия и изоферроплатины. Пластины – ламеллы осмия. Массив Камчатский мыс

Уральский (Нижнетагильский) тип PGM

На рисунке 10.39: матрица – самородный осмий, в нем тельца распада иридия и обособления изоферроплатины. На рисунке 10.40 показаны структуры распада высокотемпературных твердых растворов *Os-Ir*: матрица распада иридия с пластинами распада осмия – это характерные образования нижнетагильского типа платиновой

минерализации. Помимо ферраплатины наблюдается много самородного осмия, иридиевого осмия, осмистого иридия и продуктов их распада.

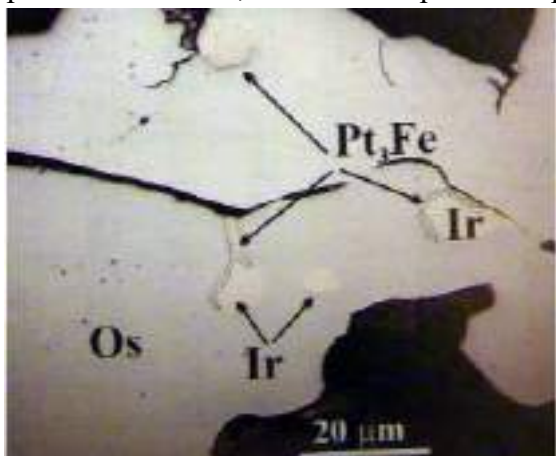


Рис. 10.39. Матрица – осмий. Мелкие включения иридия и изоферроплатины нередко в сростани. Массив Камчатского мыса

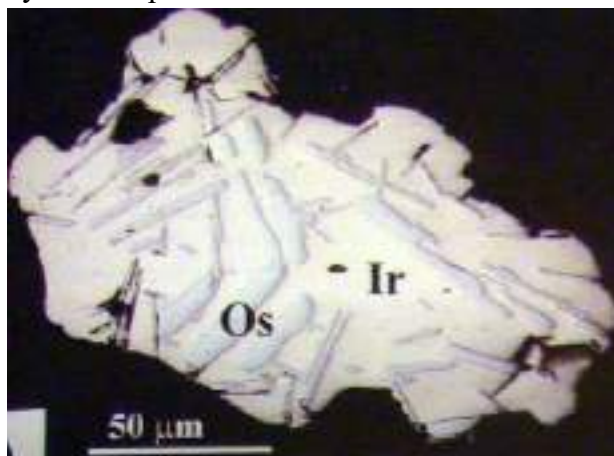


Рис. 10.40. Матрица – иридий. Пластины распада – осмий. Массив Камчатского мыса

Оценка температур

Температуры распада имеет порядок 800 – 850° – это не магматические температуры (рис. 10.41). Магматические температуры составляют 1100 – 1400°.

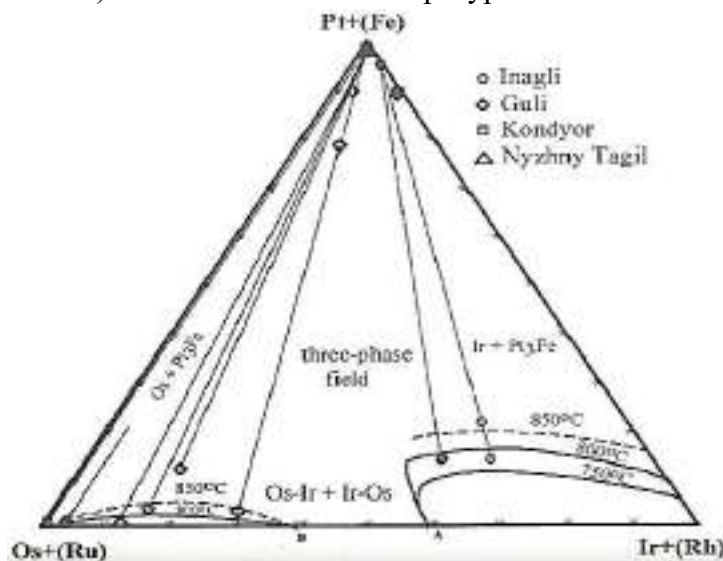
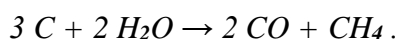


Рис. 10.41. Оценка температур по экспериментальным данным

Ультрабазиты постоянно содержат немного графита. При высокой температуре графит реагирует с водой. Реакция:



Монооксид углерода CO при температуре около 1000° C образует устойчивые летучие соединения с Fe, Ni, Pt, Ir, Os. Эти соединения можно разложить, то есть осадить

самородные платину, иридий, осмий, железо и их сплавы (при высоких температурах), только окислением – на окислительном барьере. Единственный окислительный барьер в дунитах – скопления феррихромшпинелидов.

Это естественное объяснение приуроченности минералов элементов группы платины – *PGM* к скоплениям хромшпинелидов в дунитах зональных перидотит-пироксенит-габбровых массивов.

Итак, генезис основной массы *PGM* в них – пневматолитовый

Не вся сера окислена до сульфата (ангидрит). Поэтому с изоферроплатиной – ферроплатиной (поликсеном), осмистым иридием, осмием, платинистым осмиридом ассоциируют в небольшом количестве халькогениды – сульфиды и менее сульфоарсениды и арсениды: лаурит RuS_2 , эрлихманит OsS_2 , кашинит Ir_2S_3 , бовиит Rh_2S_3 , куперит PtS , купроирисит $CuIr_2S_4$, купрородсит $CuRh_2S_4$, феррородсит $FeRh_2S_4$, маланит (купроплатсит) $CuPt_2S_4$, ирарсит $IrAsS$, холингвортит (родарсит) $RhAsS$, сперрилит $PtAs_2$, медистое золото, электрум. С ними ассоциируют пирротин, халькопирит.

На рисунке 10.42 показаны структуры распада высокотемпературных твердых растворов *Pt-Fe-Os-Ru*: идиоморфный кристалл лаурита в распавшемся твердом растворе.

На рисунке 10.43 показаны корродированные феррихромит и пироксен в изоферроплатине.



Рис. 10.42. Идиоморфный кристалл лаурита в распавшемся твёрдом растворе: матрица рутенистый осмий, тельца распада – изоферроплатина. Массив Камчатский мыс

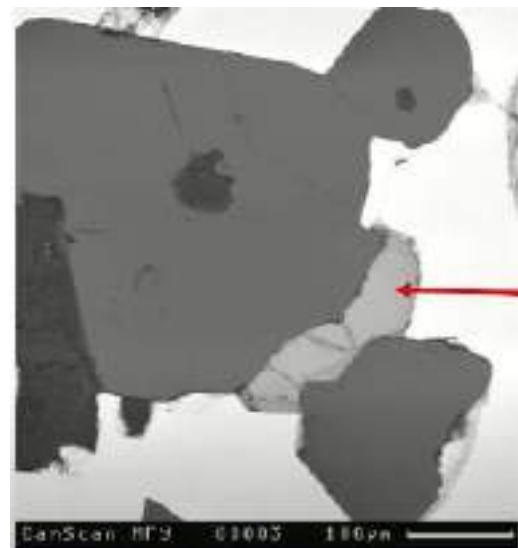
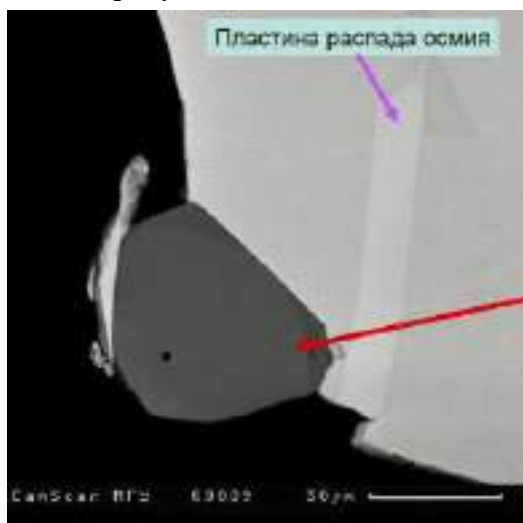
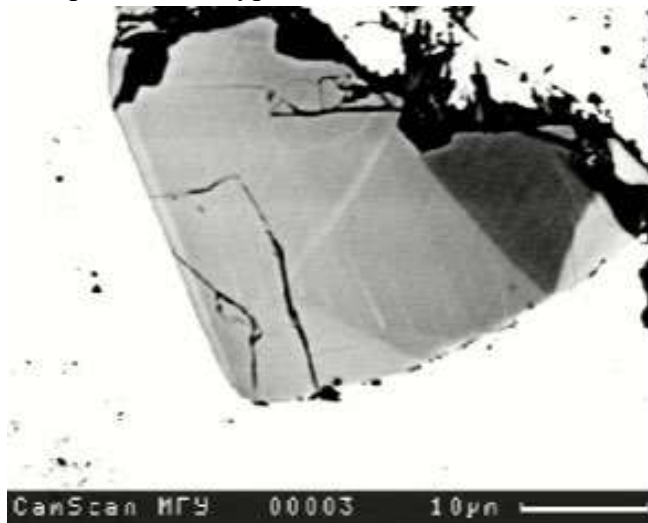


Рис. 10.43. Корродированные феррихромит (серый) и пироксен (тёмно-серый) в изоферроплатине Pt_3Fe (белая). Лаурит RuS_2 (светло-серый)

На рисунке 10.44 показан кристалл феррихромита в матрице изоферроптиты.
На рисунке 10.45 показаны зональные кристаллы лаурита.



*Рис. 10.44. Феррихромит (чёрный)
Изоферроплатина Pt_3Fe
(белая). Лаурит RuS_2
(серый)*



*Рис. 10.45. Зональные
кристаллы лаурита RuS_2 –
эрлихманита OsS_2 в изоферроплатине Pt_3Fe*

Нередко плутоны данной формации в той или иной, нередко в значительной степени, тектонизированы и серпентинизированы. Серпентинизированные дуниты данной формации похожи на альпинотипные. Поэтому нужна определённая осторожность в определении формационной принадлежности. Помогают: состав хромшпинелидов, состав платиноидов, состав клинопироксенов, геохимия пород и минералов.

Лекция 11. Минералогенез дифференцированных (расслоенных) перидотит – ортопироксенит – норит – анортозитовых интрузивов. Месторождения Pt-Pd Бушвелда

11.1. Расслоенный бонинитовый интрузив Бушвелд

Общая информация об интрузиве

Месторождение Бушвелд – самый крупный интрузив – объём около 0.5 млн. км³ (рис. 11.1).

Самые крупные в мире по запасам магматические месторождения хрома (> 50% мировых ресурсов), титана, ванадия, платины (> 80% мировых ресурсов), рутения, осмия, крупные запасы палладия.

Центральная часть интрузива перекрыта более поздними отложениями (рис. 11.2). Выделяют два лимба: западный лимб и восточный лимб. На западном лимбе находится Рустенбург. В северной части находится еще один отдельный лимб: Платриф.

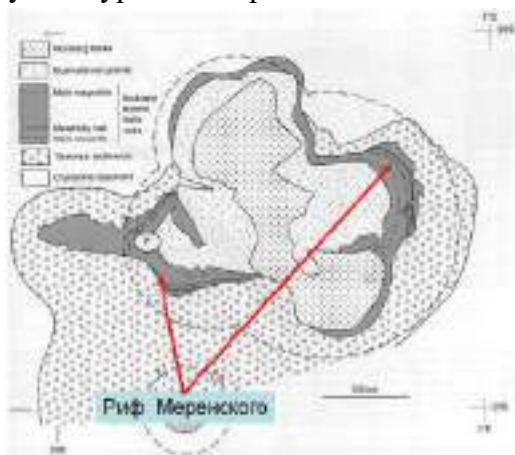


Рис. 11.1. Карта интрузива Бушвелд

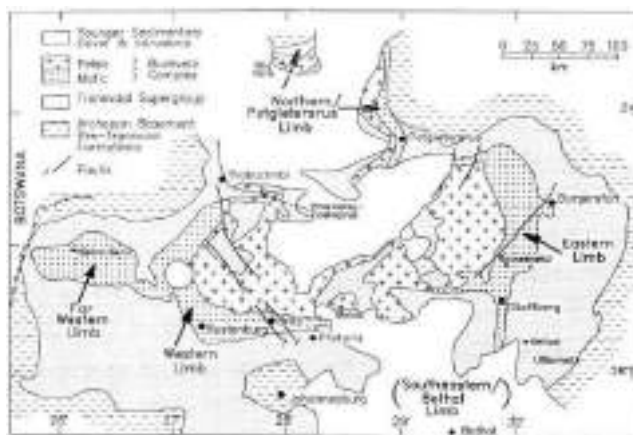


Рис. 11.2. Карта интрузива Бушвелд

На рисунке 11.3 показана более наглядная карта интрузива с цветовым обозначением зон и пород:

- Нижняя зона, в значительной степени ультраосновные породы (синий цвет);
- Критическая зона (серый цвет);
- Переходная зона: габбро-нориты, анортозиты (зеленый цвет);
- Верхняя зона (желтый цвет);
- Зона гранитов и гранофиоров (красный цвет).

В зонах гранитов и гранофиоров находятся знаменитые месторождения олова и флюорита.

На рисунке 11.4 показана объемная модель интрузива Бушвелд.

На рисунке 11.5 показан поперечный разрез длиной 350 км через интрузив Бушвелд: можно проследить устройство лополита; залегание зон более пологое в отличие от изображения их на разрезе.

Возраст: около 2 млрд. лет. В течение 1 млн лет происходило накопление слоев самой разнообразной рудной минерализации и т.д.

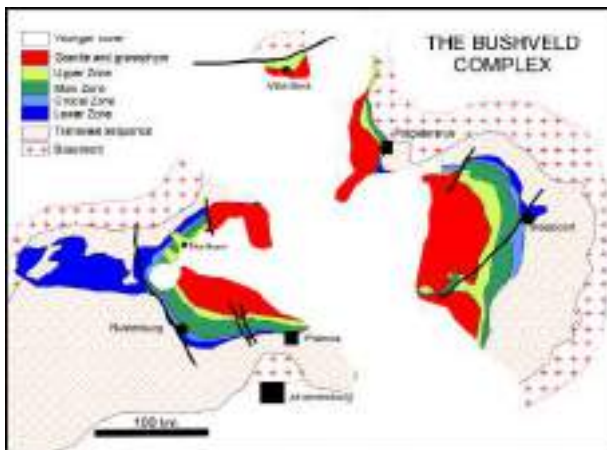


Рис. 11.3. Карта интрузива Бушвелд

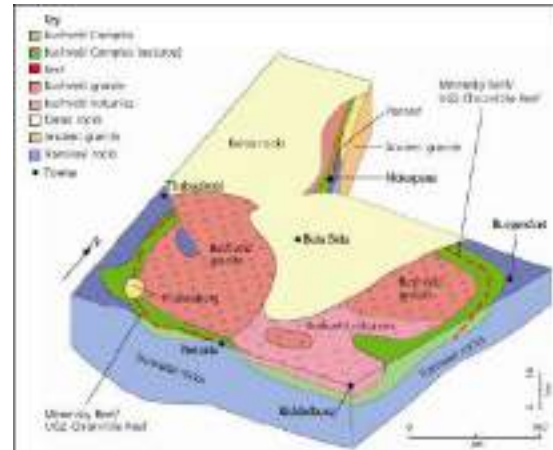


Рис. 11.4. Объемная модель Бушвелда

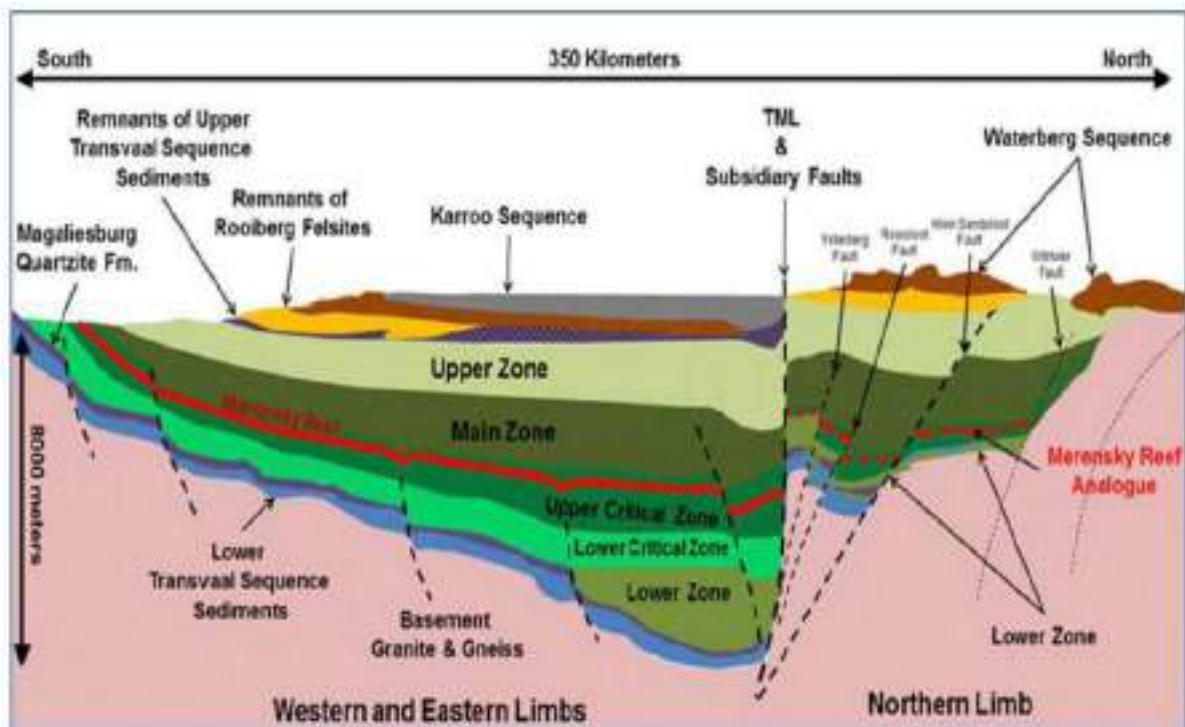


Рис. 11.5. Поперечный разрез интрузива Бушвелд

На рисунке 11.6 показан еще один разрез через интрузив Бушвелд: хорошо видны подводящие каналы для целого ряда расплавов. Бушвелд – это гигантская магматическая система. Справа на рисунке обозначен Платриф (северная часть).

Стратиграфия

На рисунках 11.7, 11.8 показаны стратиграфические разрезы мощностью до 8 км. Наблюдается мощная дифференциация. Закаленная часть – это примерный исходный расплав близкий к бонинитовому, т.е. расплав богатый магнием и кремнеземом.

Бониниты – это ультраосновные андезиты. Изменение железистости не плавное, а периодическое.

Периодическое изменение – синхронное снижение железистости оливина и пироксенов вызвано многократным внедрением магнезиального базитового расплава.

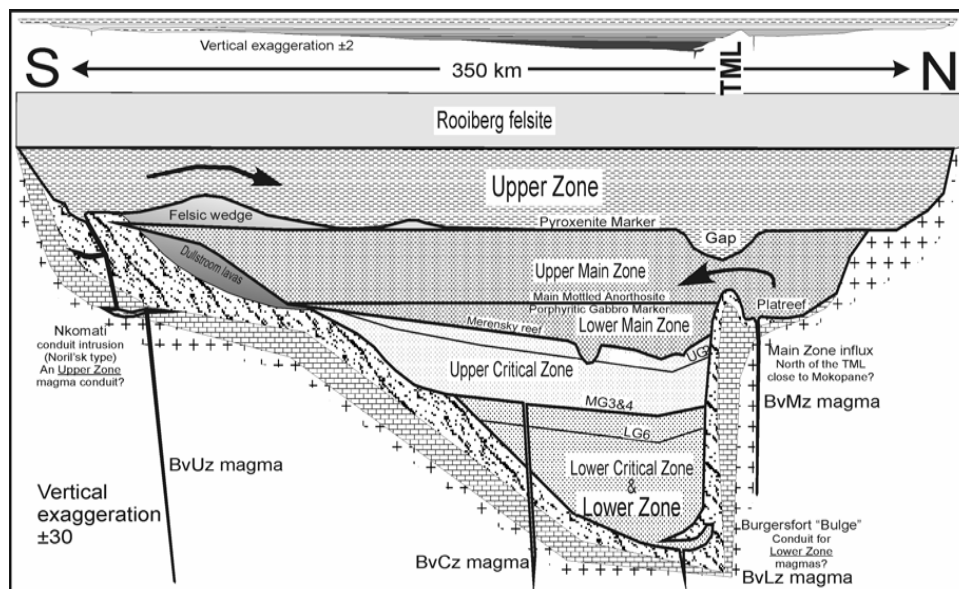


Рис. 11.6. Поперечный разрез интрузива Бушвелд

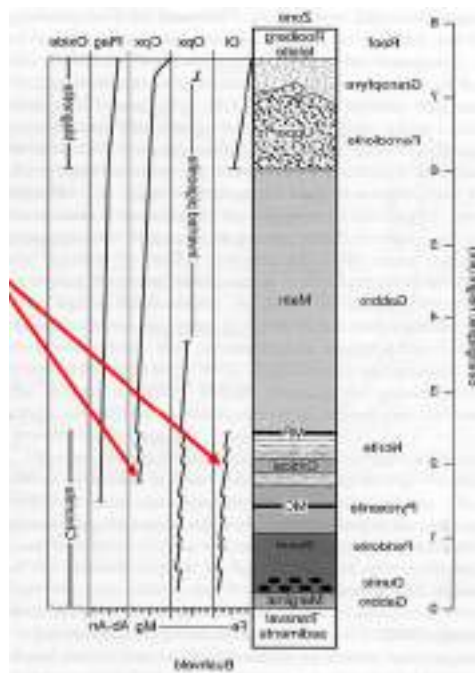


Рис. 11.7. Стратиграфические разрезы через интрузивы Бушвелд, Скаергаард и Мускок, Слои в базальной и критической зонах Бушвелда и в

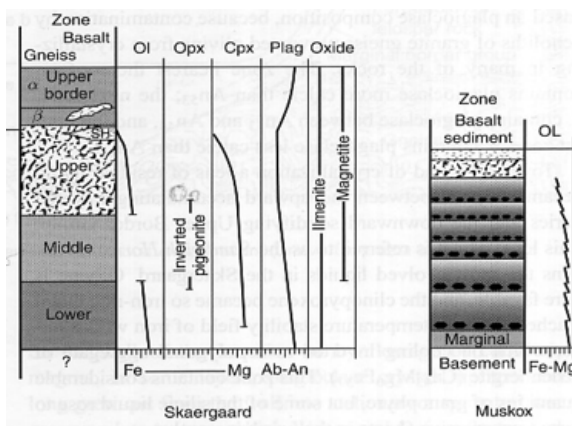


Рис. 11.8. Стратиграфические разрезы через интрузивы Бушвелд, Скаергаард и Мускок, Слои в базальной и критической зонах Бушвелда и в интрузиях Мускок

интрузиях Мускоккс символизируют множество тонких слоев. Средние тенденции состава минералов показаны точно, но незначительные резкие колебания состава, которые отражают поступление новых партий магмы, показаны только символически. Главный хромитовый слой (MC); риф Меренского (MR); горизонт Сэндвич (SH). (По Wager and Brown, 1967; Irvine, 1979.)

символизируют множество тонких слоев. Средние тенденции состава минералов показаны точно, но незначительные резкие колебания состава, которые отражают поступление новых партий магмы, показаны только символически. Главный хромитовый слой (MC); риф Меренского (MR); горизонт Сэндвич (SH). (По Wager and Brown, 1967; Irvine, 1979.)

На рисунке 11.9 показаны стратиграфические разрезы через Восточный и Западный лимбы: в некоторых зонах появляются горизонты хромитов.

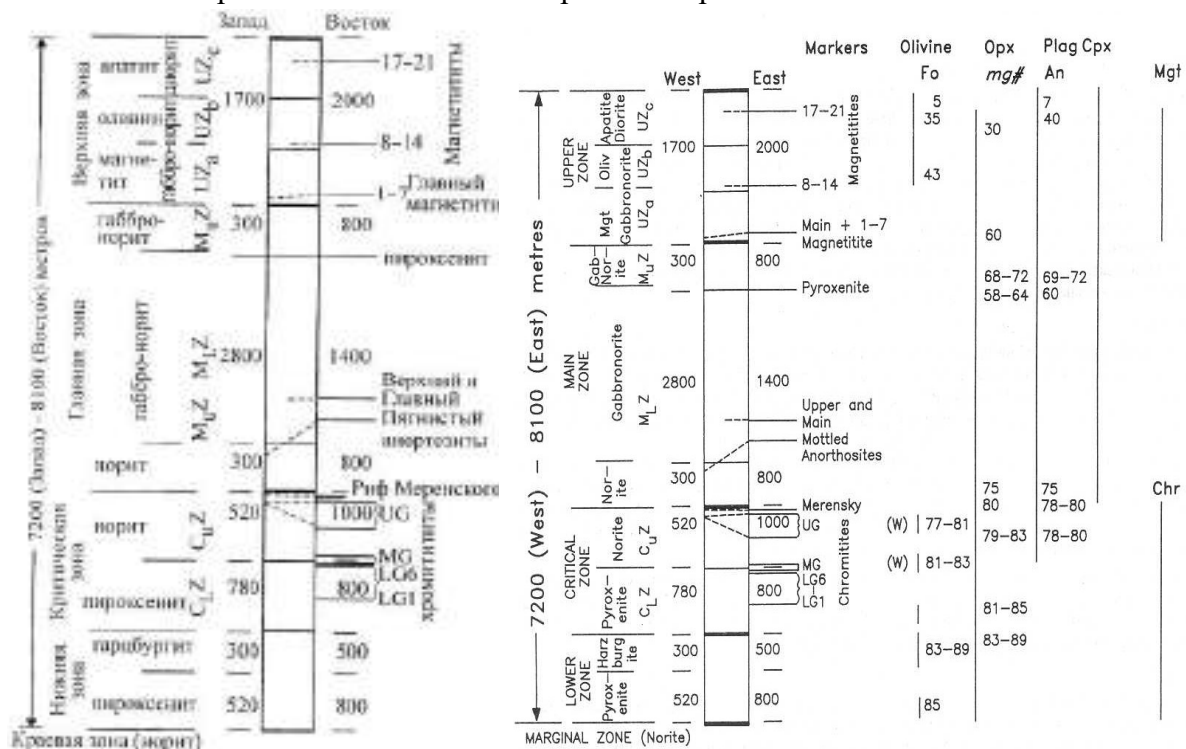


Рис. 11.9. Обобщенные стратиграфические разрезы через Западный и Восточный лимбы, показывающие появление кумулятивных фаз. Показаны максимальные толщины различных частей зон в каждом лимбе. Запад и Восток относятся к Западному и Восточному лимбам. Показаны некоторые из основных маркерных горизонтов, однако они могут не встречаться как в восточном, так и в западном лимбе, поэтому показаны в каротаже неполными пунктирными линиями. Номера 1-7, 8-14 и 17-21 относятся к кластерным магнетитовым слоям. Указаны диапазоны минеральных составов кумулуса, но они могут меняться как вдоль простирания, так и по вертикали (mg# означает атомное отношение 100 Mg/(Mg+Fe(total)))

атомное соотношение). Рисунок составлен на основе многочисленных источников

На рисунках 11.10, 11.11 показаны типичные тонкие расслоенные текстуры – магматические кумулятивные структуры. Дифференция происходила по плотности минералов, по форме (их плавучести) и т.д. – в результате появляется тонкое переслаивание.



Рис. 11.10. Бушвелд. Критическая зона.
Расслоенность



Рис. 11.11. Бушвелд. Тонкая
раслоенность

На рисунках 11.12, 11.13 показано переслаивание анортозитовых норитов и хромититов: прослой хромититов хорошо видны (они раздваиваются и сливаются). Устойчивость горизонта – феноменальная, Риф Меренского протягивается на сотни километров.



Рис. 11.12. Бушвелд. Переслаивание анортозитовых норитов и хромититов.
Бронзит - хромипинелид – плагиоклазовые кумуляты

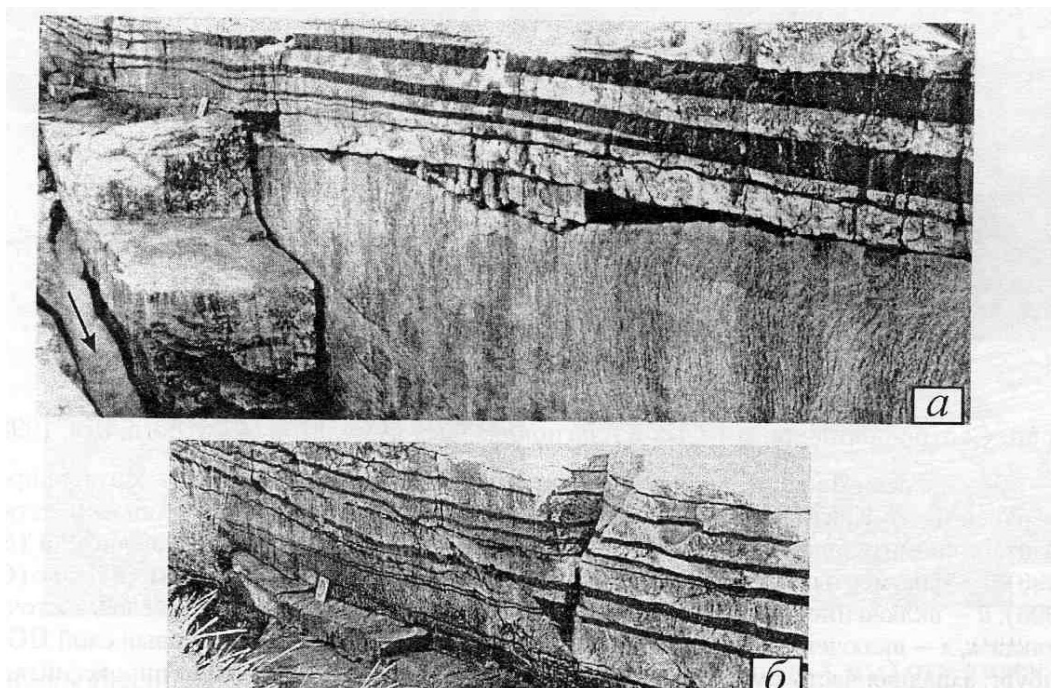


Рис. 11.13. Разветвление хромитового слоя UG1 в долине р. Дварс, восточная часть Бушвелда

На рисунках 11.14, 11.15 показана нижняя часть – типичные хромшпинелид-оливин-бронзитовые и бронзитовые кумуляты в критической зоне.



Рис. 11.14. Хромшпинелид – оливин – бронзитовые кумуляты. Критическая зона. 48x47 мм

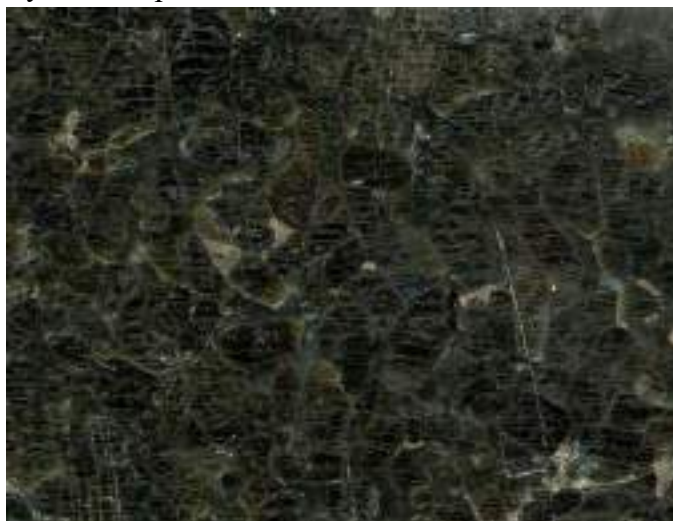


Рис. 11.15. Бронзитовые кумуляты с сульфидами. Критическая зона. 40x29 мм

На рисунке 11.16 показаны хром-шпинелидные кумуляты.

На рисунке 11.17 показан образец керна из интрузива Бушвелд: наблюдается переслаивание анортозитов и норитов (бронзит – плагиоклазовые кумуляты).

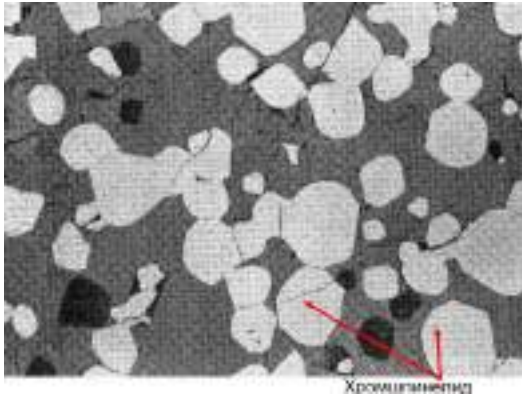


Рис. 11.16. Бушвелд – критическая зона, Кумулятивные хромититы. Цемент – бронзит. Анилиф. Фотография в отражённом свете



Рис. 11.17. Переслаивание анортозитов и норитов. Бронзит – плагиоклазовые кумуляты

На рисунках 11.18, 11.19 показаны анортозиты и хромититы. Иногда в хромититах встречаются линзы пироксенитов.

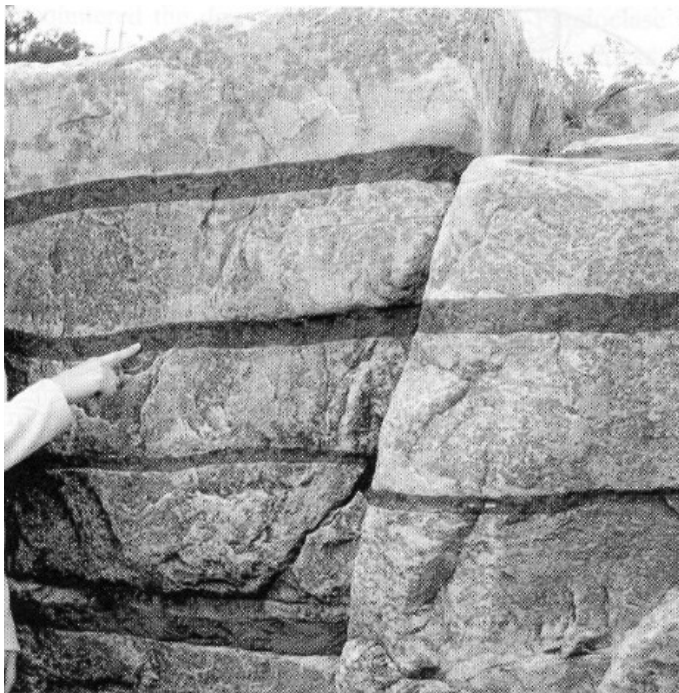


Рис. 11.18. Переслаивание анортозитов и хромититов



Рис. 11.19. Линзы пироксенитов в хромититах

На рисунках 11.20, 11.21 показаны образцы керна: хорошо видно переслаивание анортозитов и хромититов.



Рис. 11.20. Переслаивание аноктозитов и хромититов. Хромитинелид – плагиоклазовые кумуляты среди норитов



Рис. 11.21. Переслаивание аноктозитов и хромититов. Хромитинелид – плагиоклазовые кумуляты

На рисунке 11.22 показан образец с переслаиванием аноктозитов и хромититов.

На рисунке 11.23 показан образец, полученный в центре Бушвелдского интрузива, верхней части расслоенной габбро-норитовой серии: ферропидонитовые кварцевые габбро-диориты.



Рис. 11.22. Интрузив Бушвелд, Южная Африка. Переслаивание аноктозитов и хромититов



Рис. 11.23. Ферропидонитовые кварцевые габбро-диориты

Рассмотрим изменение минералогии, минерального состава и стратиграфию (рису 11.24, 11.25): главный магнетитовый горизонт в верхней части разреза Бушвелда –

крупнейшее в Мире месторождение титано-магнетита, который содержит от 1-2 до 4-10 масс. % V_2O_3 .

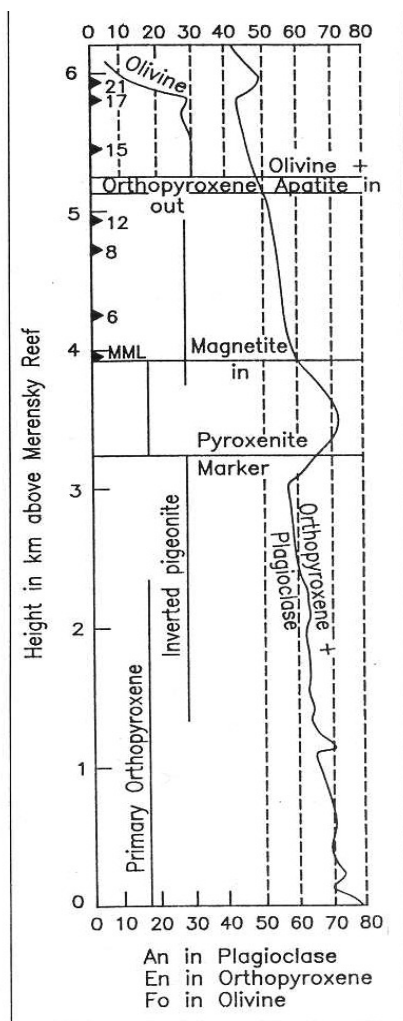


Рис. 11.24. Изменение минералогии и минеральных составов в Главной и Верхней зонах, показывающее изменение минеральных составов на уровне Пироксенитового маркера

На рисунке 11.26 показан главный титаномагнетитовый горизонт в верхней части разреза Бушвелда.

На рисунке 11.27 показаны магматические кумулятивные структуры верхней части разреза Бушвелда.

На рисунке 11.28 показана схема распада пижонита.

На рисунке 11.29 показан шлиф, в скрещенных николях: бронзит с пластинами распада авгита

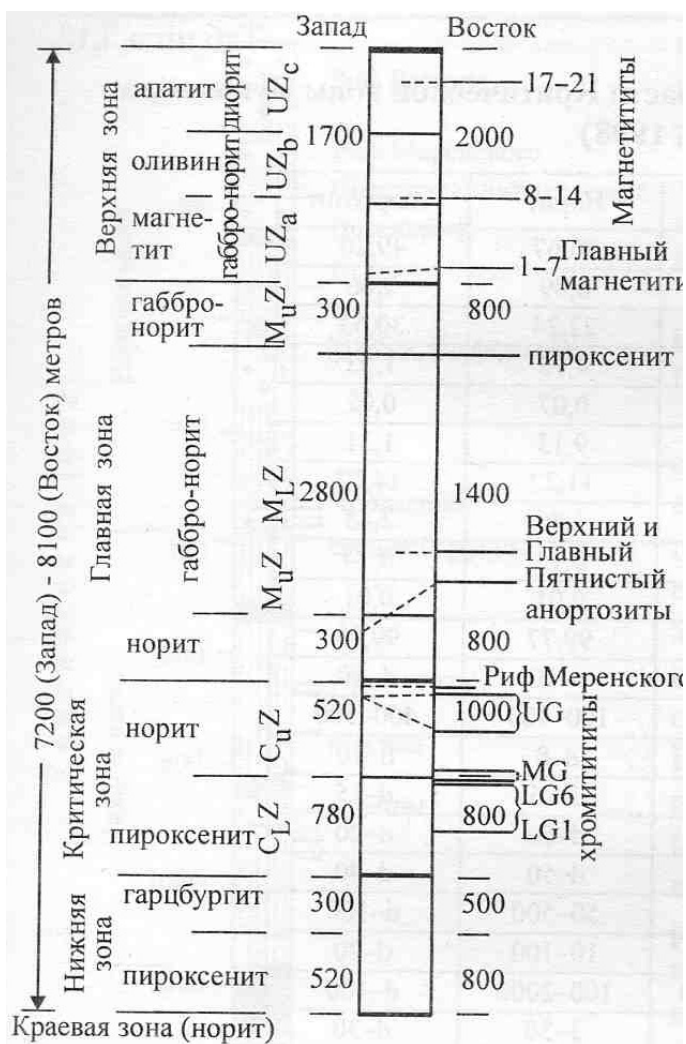


Рис. 11.25. Стратиграфический разрез интрузива Бушвелд



Рис. 11.26. Анортозиты. Расслоенный бонинитовый интрузив Бушвелд



Рис. 11.27. Бушвелд – верхи разреза. Плагиоклаз – титаномagnetитовые кумуляты

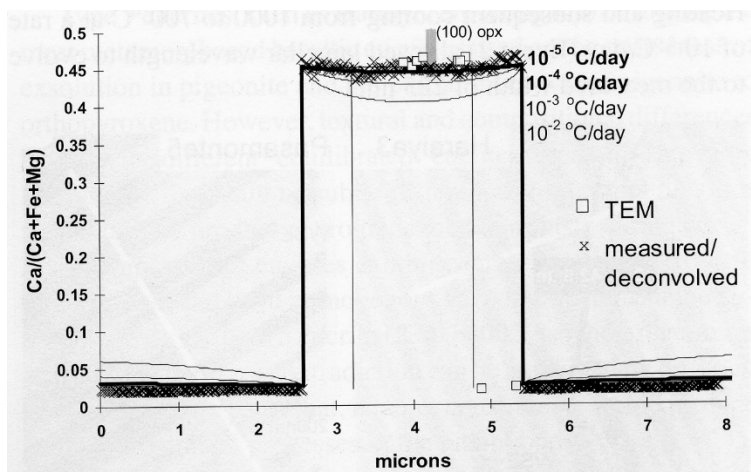


Рис. 11.28. Измеренный и деконволюционированный профиль (001) аугитовых ламелей (крестики) с наложенными смоделированными профилями, рассчитанными с использованием переменных скоростей охлаждения и диффузионных данных Stimpfl et al. (2003). TEM-EDS-анализ 1,5 нм ламелей авгита и частично инвертированного пироксенового носителя (сплошные квадраты). Относительное положение (100) ортопироксеновой ламели по данным ТЭМ-анализа (серая полоса)



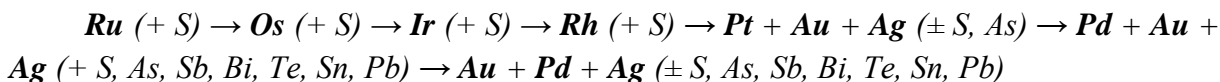
Рис. 11.29. Бушвелд. Бронзит с пластинами распада авгита. Николи x

Бушвелдский тип платиноидной минерализации

Платиновая минерализация существует в горизонтах хромититов в «критической» серии расслоенных перидотит – ортопироксенит – габбро-норит – анортозитовых комплексов активизированных платформ.

Бушвелд является крупнейшим в Мире ритмично-расслоенным интрузивом ультраосновного – основного состава. В нём сконцентрировано около 80 % запасов платиновых металлов. Эти запасы связаны с тремя основными месторождениями – рифом Меренского, хромититовым горизонтом – рифом UG-2, Платрифом.

Стандартный тренд благородных металлов в высокотемпературных эндогенных процессах:



Рассмотрим стратиграфию Бушвелда (рис. 11.30, 11.31): ультраосновная часть была накоплена внизу (кумуляты оливина, ромбопироксены, клинопироксены, плагиоклазы); выше находится критическая зона – расплав более обогащён платиновыми металлами. Месторождения возникли за счет контаминации: огромное количество расплава начало подплавление окружающей среды, произошло раскисление. Это фиксируется и по изотопии стронция, и по изотопии осмия (рис. 11.33). Внезапно понижается растворимость хрома, никеля, меди и серы – таким образом, появляются хромититы, содержащие сульфиды платиновых металлов.

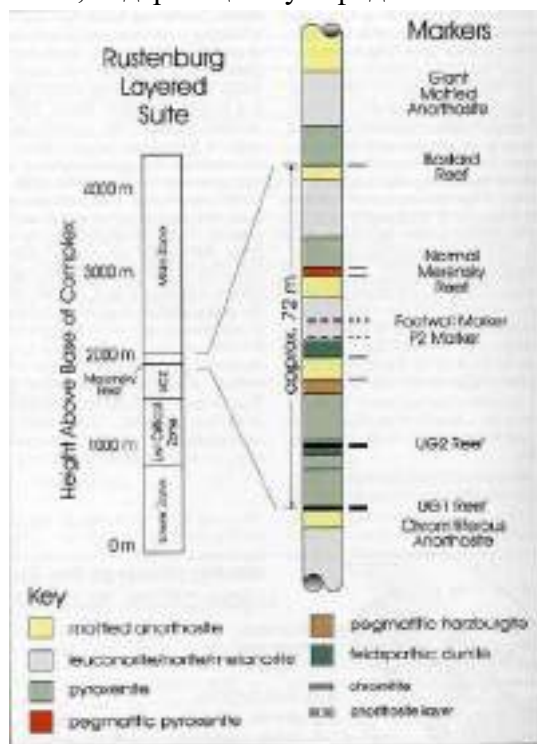


Рис. 11.30. Упрощенная стратиграфия Рустенбургской слоистой свиты. Верхняя часть Верхней критической зоны содержит несколько слоев, богатых хромититом, включая риф Меренского

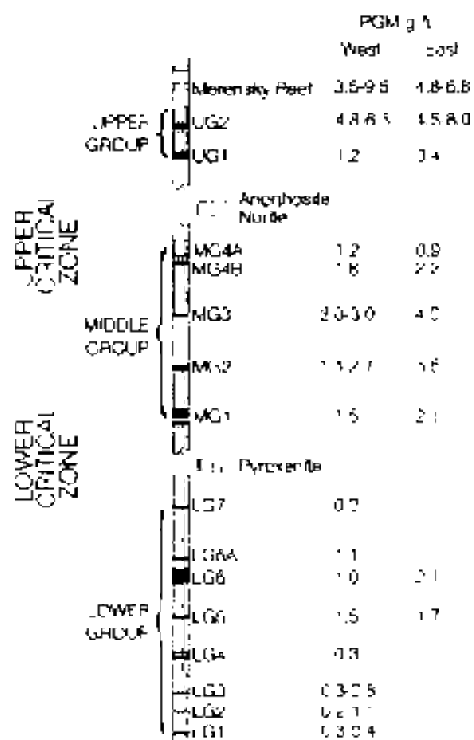


Рис. 11.31. Строение нижней и верхней критической зон. Содержание платиновых металлов

Как видно, концентрации платиновых металлов приурочены к горизонтам хромититов критического горизонта Бушвелда. И они постепенно нарастают вверх по разрезу Бушвелда до максимальных в горизонтах – Рифе *UG-2* (рис. 11.32) и особо в Рифе Меренского. В этих же горизонтах хромититов сконцентрированы и магматические сульфиды *Fe-Ni-Co-Cu*.

Как видно, мантийный магматический расплав Бушвелда периодически в заметной степени был контаминирован кремнекислым материалом земной коры. При этом, периодически происходило заметное раскисление бушвелдской магмы и в её контаминированной части резко снижалась растворимость *Cr, S, Ni, Cu, Pt, Pd, Rh, Au*.

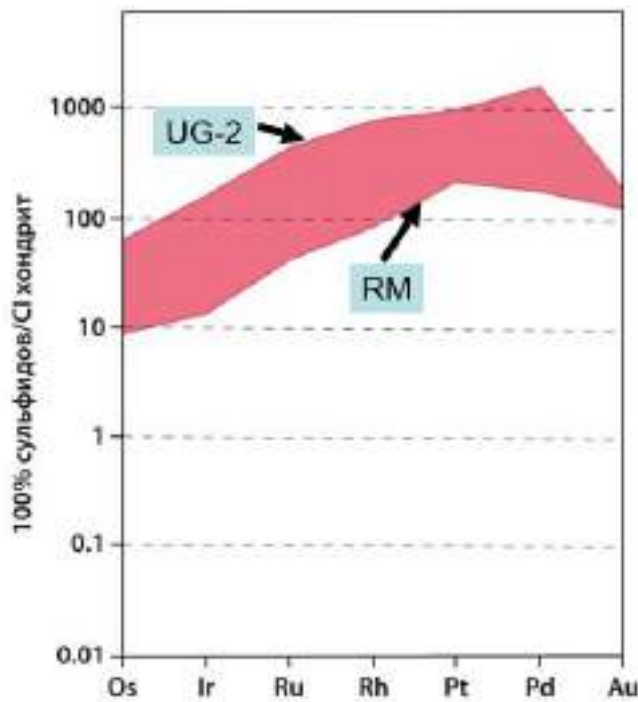


Рис. 11.32. Распределение благородных металлов в малосульфидных рудах – хромититах горизонта *UG-2* и Рифа Меренского

Главные минералы:

- Лаурит RuS_2 – эрлихманит OsS_2 ;
- Куперит PtS ;
- Брэггит $(Pt, Pd, Ni)S$;
- Высокит $(Pd, Pt, Ni)S$;
- Интерметаллиды (Pt, Pd) (Sn, Bi, Sb, Te) ;
- Сперилит $PtAs_2$.

Крупнейшее по запасам платиноидов месторождение мира – хромититы рифа *UG-2* (рис. 11.34).

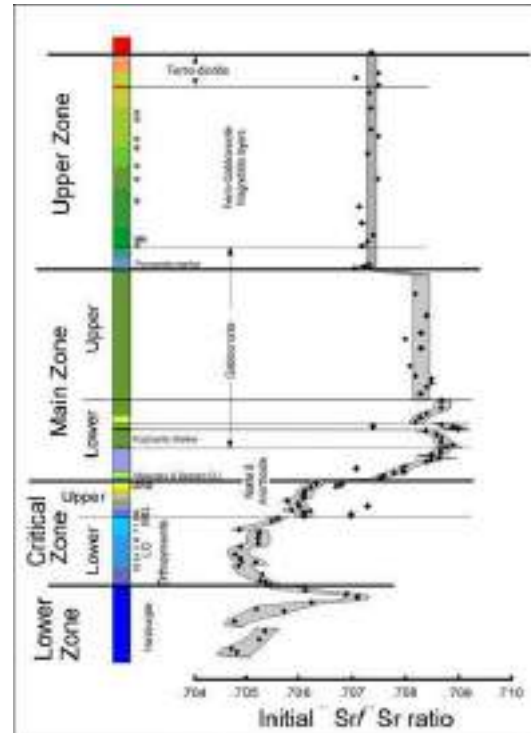


Рис. 11.33. Изотопный состав стронция

В этих хромититах среди минералов платиноидов преобладают моносulfиды платины и палладия – бреггит и куперит, но заметную долю – до 40% составляют дисulfиды рутения и осмия – лаурит.

Рассмотрим риф *UG-2* (Восточный лимб, рис. 11.35): он устроен сложным образом, на рисунке 11.36 он обозначен зоной между красными линиями.

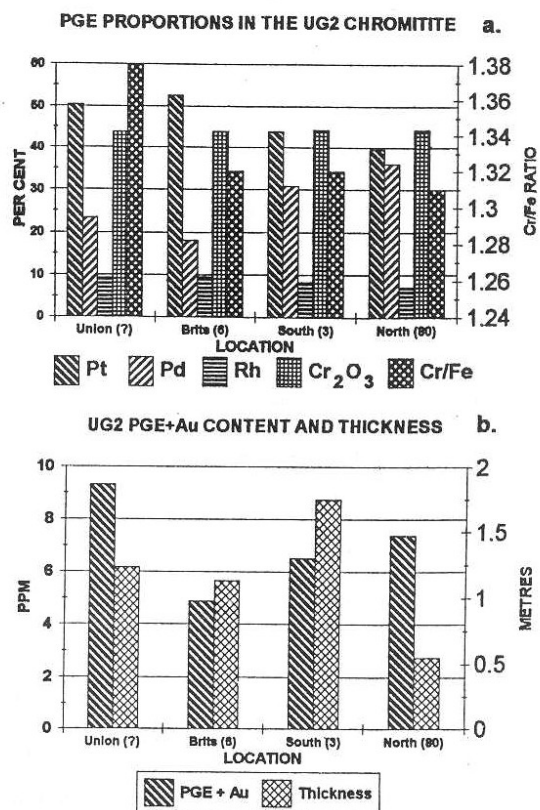


Рис. 11.34. Диаграммы, иллюстрирующие региональные вариации состава хромитита UG2, для указанного количества точек данных, в районе Юнион и Бритс в западном Бушвельде и в районах к северу и югу от Стилпоорта в восточном Бушвельде: (а) пропорции PGE в хромитите UG2 и состав хромита; (б) содержание PGE + Au и толщина UG2.

Данные из Vermaak

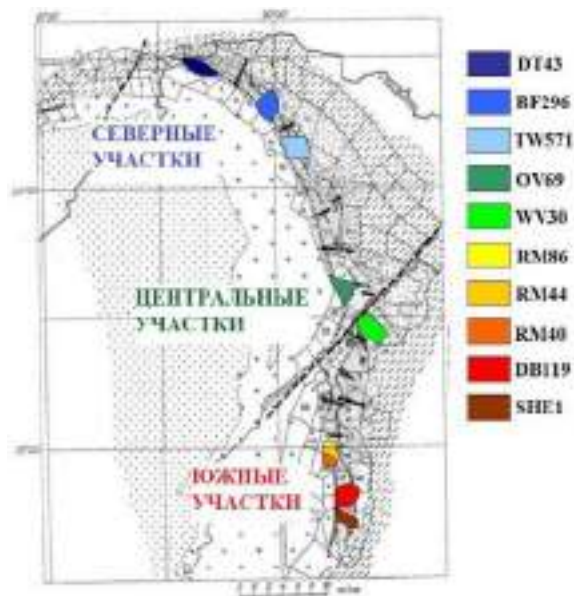


Рис. 11.35. Схематизированная геологическая карта Восточного сектора Бушвельдского комплекса (Магматические...1973, с дополнениями)

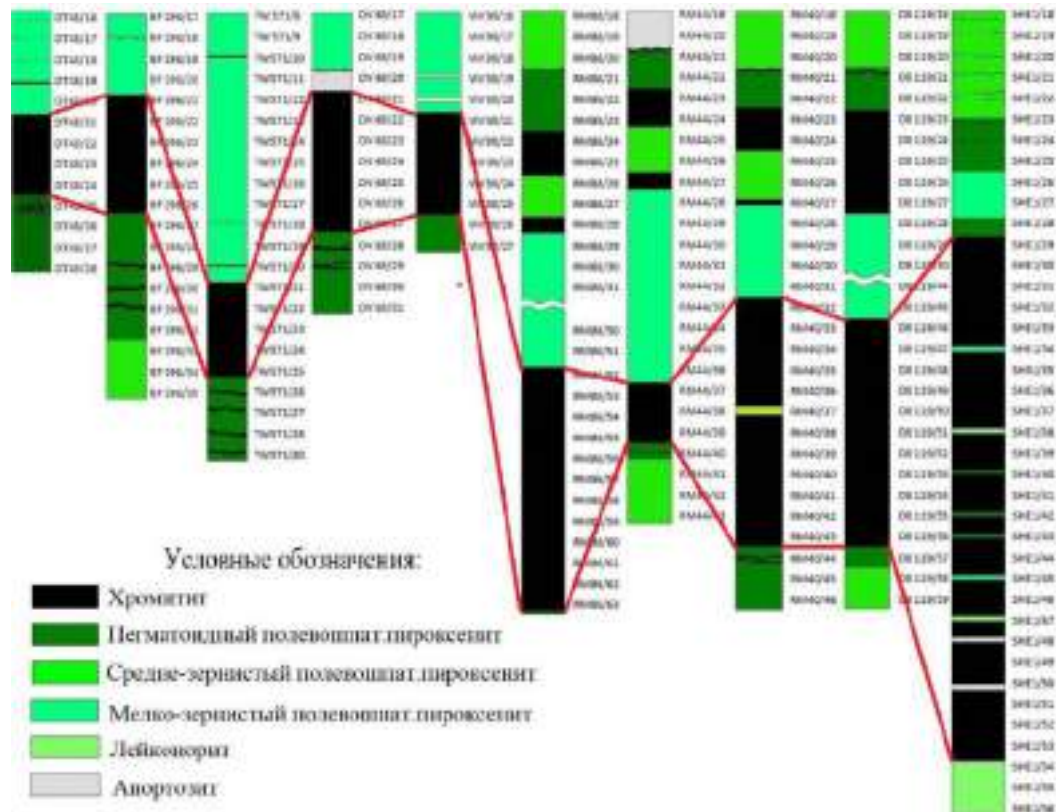


Рис. 11.36. Строение горизонта UG-2 с севера на юг (слева направо) в пределах Восточного сектора Бушвельдского комплекса; скважины Dt43, Vf296, Tw571- на севере; Ov69, Wv30 - в центральных участках; Rm86, Rm44, Rm40, Db119, She1 - на юге

На рисунках 11.37, 11.38 показан рудный горизонт UG-2 Восточного сектора Бушвелда.



Рис. 11.37. Рудный горизонт UG-2 Восточного сектора Бушвелда



Рис. 11.38. Рудный горизонт UG-2 Восточного сектора Бушвелда

В таблице 11.1 показаны данные о минеральном составе горизонта UG-2 Восточного сектора Бушвелда.

Таблица 11.1. Минеральный состав горизонта UG-2

Минералы	Северные участки	Центральные	Южные участки
Породообразующие (об.%) Энстатит (бронзит), битовнит (анортит) 10-65			
(об.%)			
Хромшпинелиды	80	60	35
Сульфиды	4-5	2-7	1-2
МПП	<1	<1	<0.5

На рисунке 11.39 показан образец из горизонта UG-2.



Рис. 11.39. Тонкое переслаивание хромититов и пироксенитов. 92x46 мм

На рисунке 11.40 показана корреляция платиновых металлов и их распределение в горизонте UG-2 Восточного сектора Бушвелда.

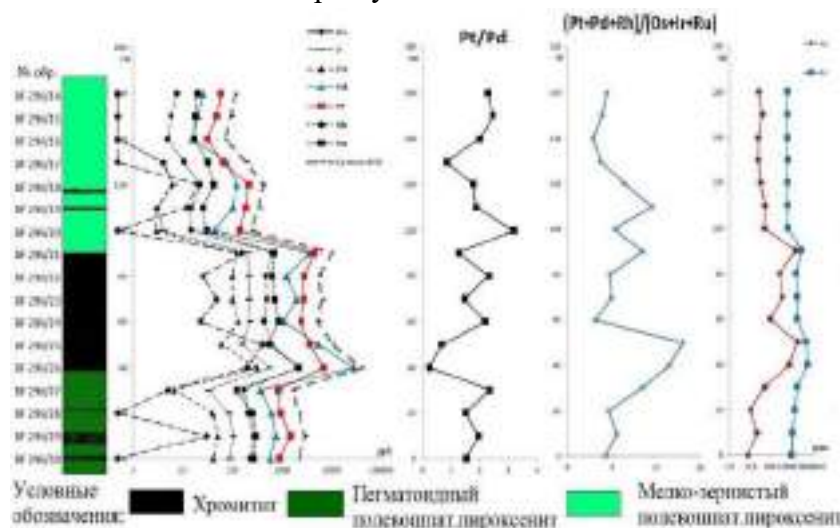


Рис. 11.40. Распределение платиновых металлов, Си и Ni в горизонте UG-2, скв. BF296, северный участок Восточного сектора Бушвелда

В пределах горизонта *UG-2* выявлено 13 минералов платиновых металлов, основные – куперит *PtS* и бреггит *(Pt,Pd)S*. В подчиненном количестве встречаются лаурит *RuS₂*, ирарсит *IrAsS*, сперрилит *PtAs₂*, самородные платина и палладий, винсентит *(Pd,Pt)₃(As,Sb,Te)*, мончеит *Pt(Te,Bi)₂*, тетраферроплатина *PtFe*, плюмбопалладинит *Pd₃Pb₂*, потарит *PdHg*, котульскит *Pd (Te, Bi)* (табл. 11.2).

Таблица 11.2. Минералы платиновых металлов горизонта *UG-2* различных участков Восточного сектора Бушвелда

Положение	Северные участки	Средние участки	Южные участки
Сателлитные прослои в кровле	Бреггит, куперит	Не обн.	Куперит, лаурит, иридий
Верхняя часть горизонта	Бреггит, куперит, винсентит, мончеит	Бреггит, куперит	Куперит, платина, бреггит, лаурит
Середина горизонта	Бреггит, куперит	Куперит	Куперит, лаурит
Нижняя часть горизонта	Бреггит, палладий, котульскит, плюмбопалладинит, лаурит	Бреггит, лаурит, куперит, платина	Куперит, бреггит, лаурит, платина
Сателлитные прослои в подошве	Бреггит, палладий	Бреггит, куперит, лаурит	Не обн.

Риф Меренского

Расслоенный бонинитовый интрузив Бушвелд, Южная Африка, Риф Меренского – второе по запасам платиноидов первое по их добыче месторождение Мира.

В рифе Меренского среди минералов платиноидов преобладают моносulfиды платины и палладия – куперит, бреггит и высокоцит.

Риф Меренского является главным объектом добычи ЭПГ в пределах Бушвелдского комплекса. В целом рудная минерализация этого горизонта характеризуется следующими особенностями: высоким содержанием металлов группы платины при величине $Pt:Pd=2:1$; тесной ассоциацией sulfидов и платиноидов с хромитом (накопление в зонах концентрации хромитовых зерен); относительно низким (2-5%) содержанием sulfидного вещества ($Ni:Cu=1:1$) при больших общих прогнозных ресурсах никеля (-6 млн т).

PGM в расслоенных перидотит-ортопироксенит-норит-анортозитовых комплексах лаурит *RuS₂* – эрлихманит *OsS₂*.

На рисунке 11.41 показан лаурит – эрлихманит, который концентрируется в более нижних слоях хромититов (рис. 11.42)

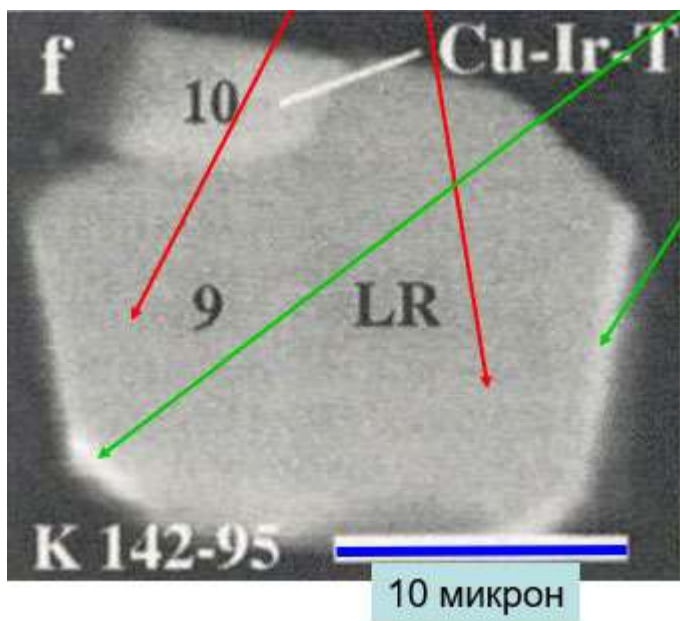


Рис. 11.41. Лаурит – эрлихманит. Снимок в отраженных электронах

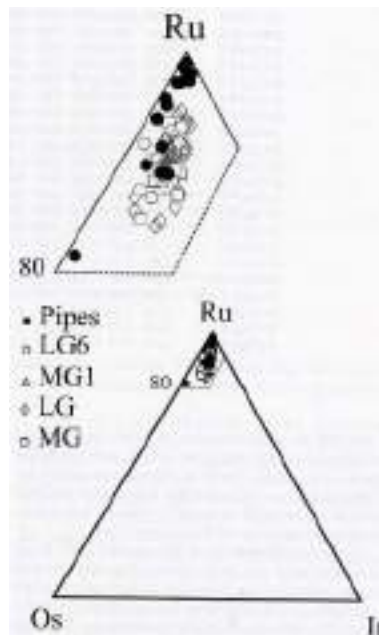


Рис. 11.42. Диаграмма состава лаурит - эрлихманита

На рисунке 11.43 показана необычная ассоциация: эрлихманит внутри, а лаурит вокруг. Осмия в некоторых областях заметно больше, чем рутения.

На рисунке 11.44 показан бреггит на контакте силикатов с халькопиритом и иными сульфидами: черный – хромшпинелиды.

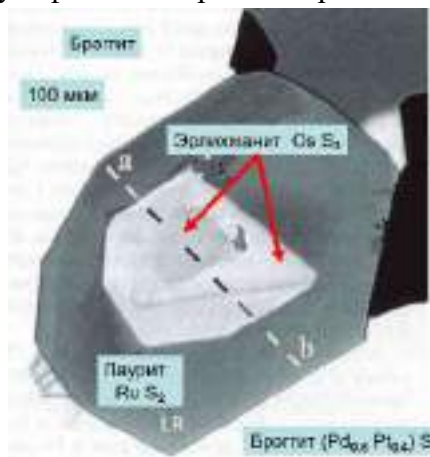


Рис. 11.43. PGM в расслоенных перидотит-ортопироксенит-норит-анортозитовых комплексах. Фотография в отраженных электронах

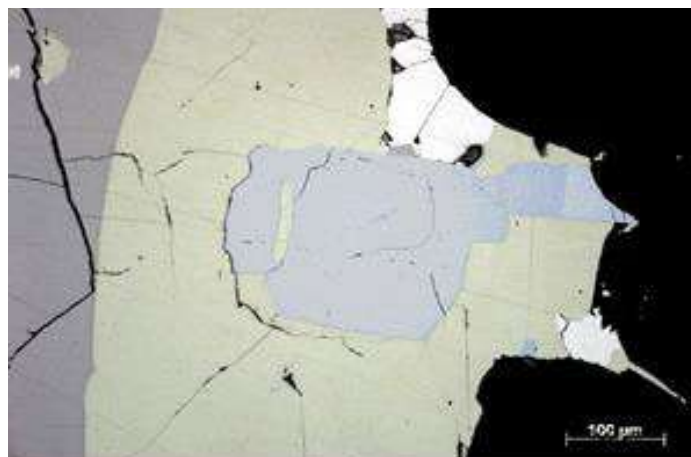


Рис. 11.44. Бреггит (белый) на контакте силикатов с халькопиритом и иными сульфидами. В отражённом свете, при 1 никеле

Рассмотрим экспериментальные данные: систему платина Pt – палладий Pd – NiS (рис. 11.45). При 1200° появляется небольшое поле твердой фазы – начало

кристаллизации, при 1100° – более существенное поле. При 1000° появляются брэггит и платиновый высокоцит. При 900° поле по никелю – расширилось. При 700° и 800° – поля становятся более широкими (все больше никеля входит в состав этих фаз).

Таким образом, концентрация никеля – хороший индикатор температур. При этом прямая зональность: куперит – брэггит – высокоцит.

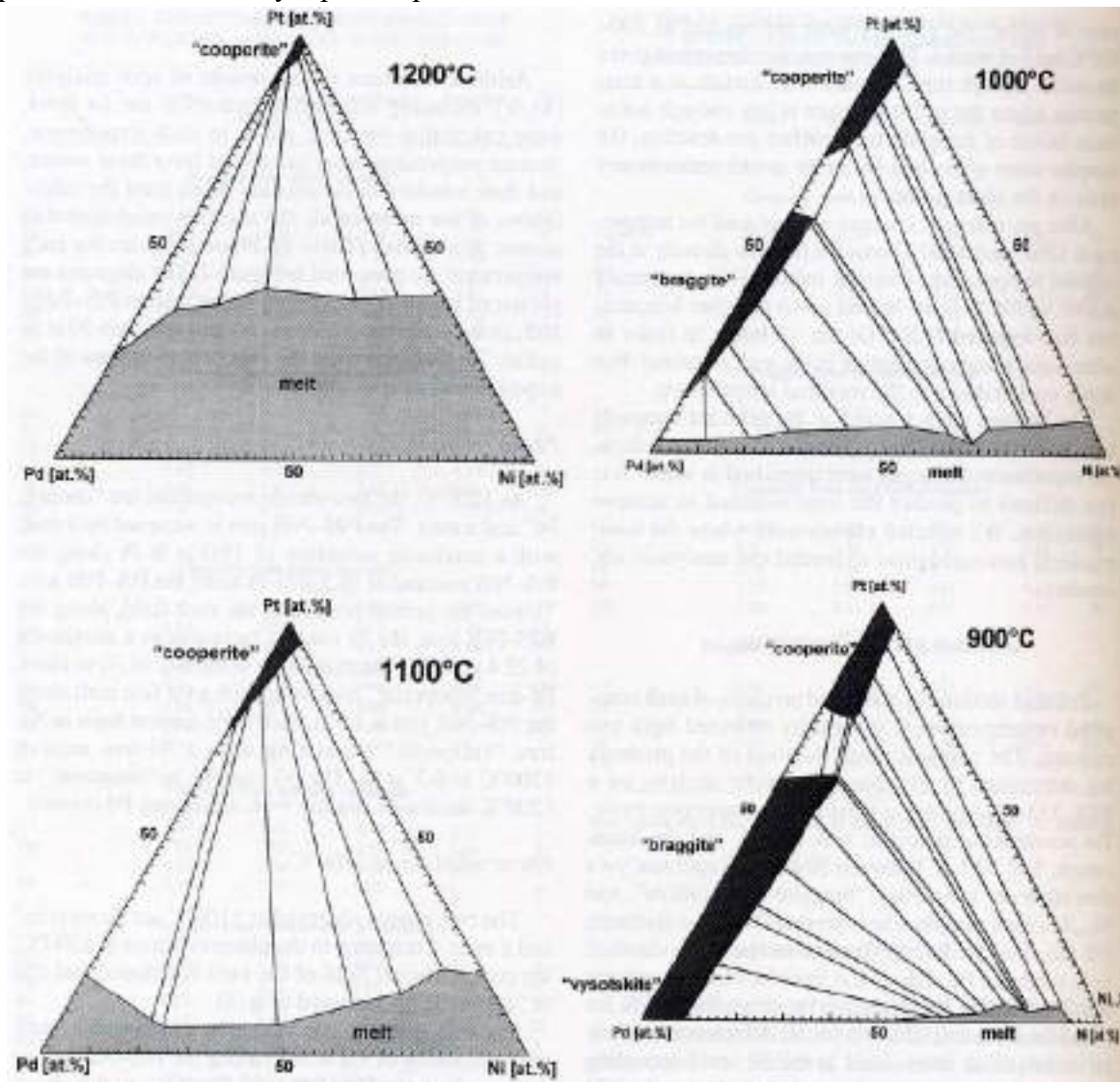


Рис. 11.45. Куперит PtS – брэггит – высокоцит (Pd,Pt,Ni)S. Экспериментальные данные

Реальные составы отклоняются в сторону никеля, т.е. довольно много поздних минералов, вероятно пневматолитовых.

Рассмотрим вариации составов (рис. 11.46): на графике показаны значения сотни составов – непрерывная серия составов от куперита к высокоциту.

На рисунке 11.47 показан температурный термометр: никель снижает температуру, платина повышает температуру.

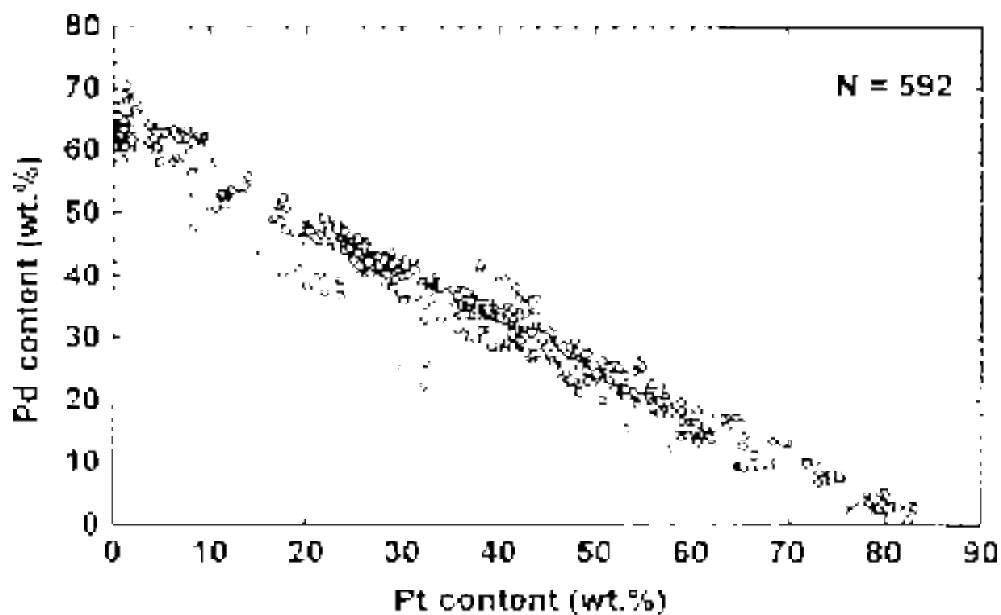


Рис. 11.46. Состав минералов ряда куперит $(Pt,Pd)S$ – брэггит $(Pt,Pd,Ni)S$ – высокоцит $(Pd,Pt,Ni)S$

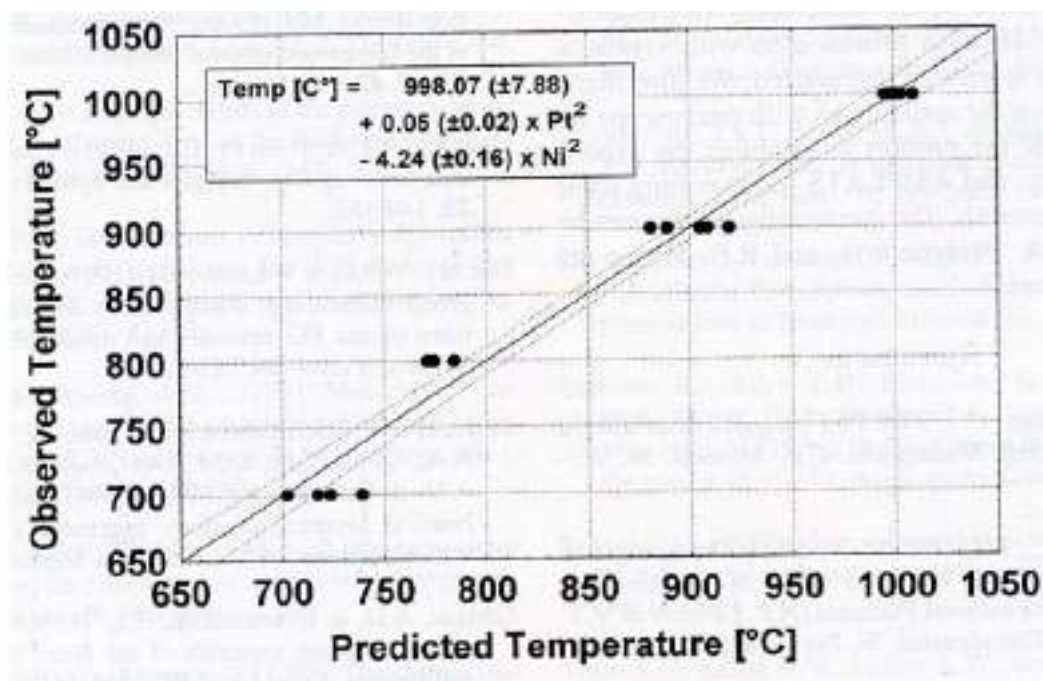


Рис. 11.47. Прогнозируемая и наблюдаемая температура синтеза ($^{\circ}C$) для "брэггита" и «высоцкита», не сосуществующих с «куперитом», образованных в среде, насыщенной Ni между 1000° и $700^{\circ}C$, в соответствии с приведенным квадратичным уравнением. Сплошная линия показывает наилучшее соответствие, а пунктирная линия – 95% доверительный интервал

Рассмотрим реальную минералогию (рис. 11.48): знаменитый рудник Импала (I). Красным цветом обозначена серия: куперит – брэггит – висоцкит; зеленым цветом – лаурит. В Руднике Юнион не осталось первичных сульфидов: куперит – брэггит замещены изоферроплатиной.

Потолы находятся в местах зон трещиноватости на магматической стадии. Водяной пар проходит по трещинам и происходит десульфитизация: сера окисляется и появляется железистая платина. Далее магматическая масса остывает, начинают появляться теллуриды, станнины, висмут – теллуриды, висмутиты за счет лаурита, брэггита, висоцкита и ферроплатины. Т.е. содержание платиновых металлов – устойчиво, соотношение – устойчиво, а минеральные формы могут изменяться. В основе – магматогенная минерализация.

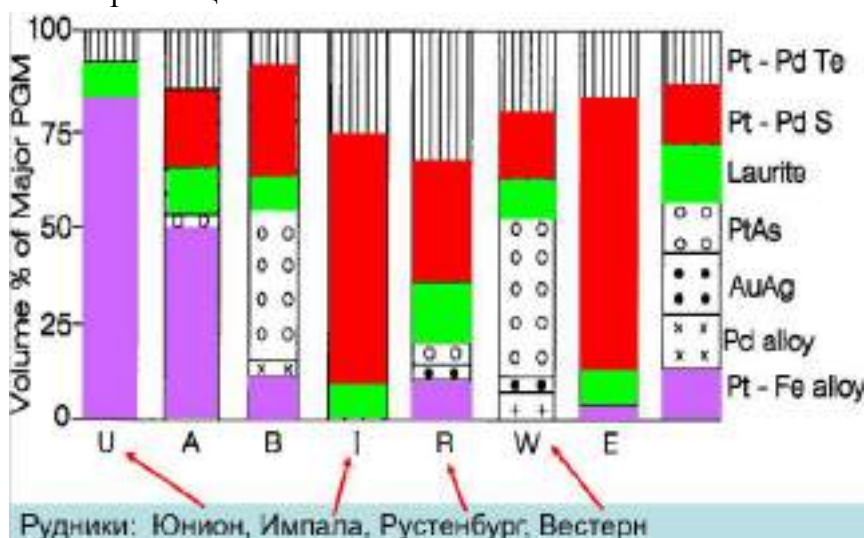


Рис. 11.48. Диаграмма минерального состава

На рисунке 11.49 показаны рудники: западный и восточный лимбы.

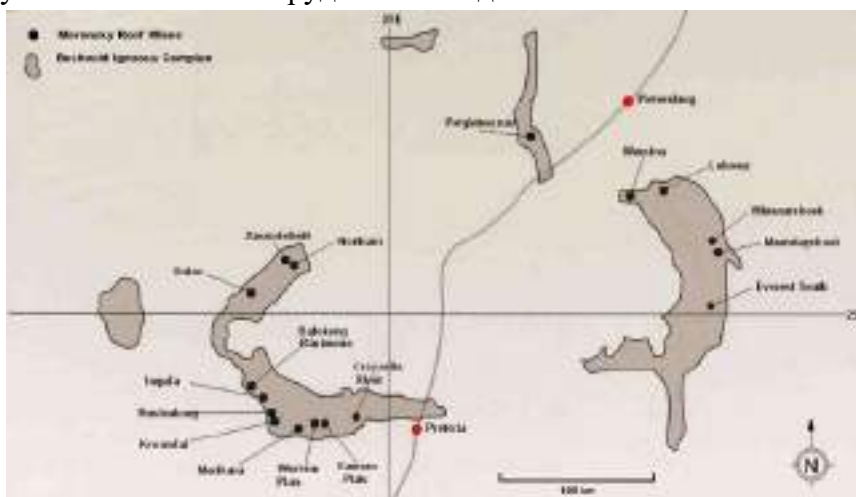


Рис. 11.49. Бушвелдский тип платиноидной минерализации

Главные магматогенные Pt – Pd месторождения

Платриф – северный апофиз Бушвелда (рис. 11.50), особая структура, где велика роль пород – продуктов магматического замещения доломитов и ангидрит-содержащих пород. Соответственно, гораздо больше клинопироксенов и сульфидов, заметно выше содержания платиновых металлов.



Рис. 11.50. Платриф. Бушвелд

В Платрифe осмий весьма радиогенный – соотношение изотопов 0.162 – 0.195 (рис. 11.51).

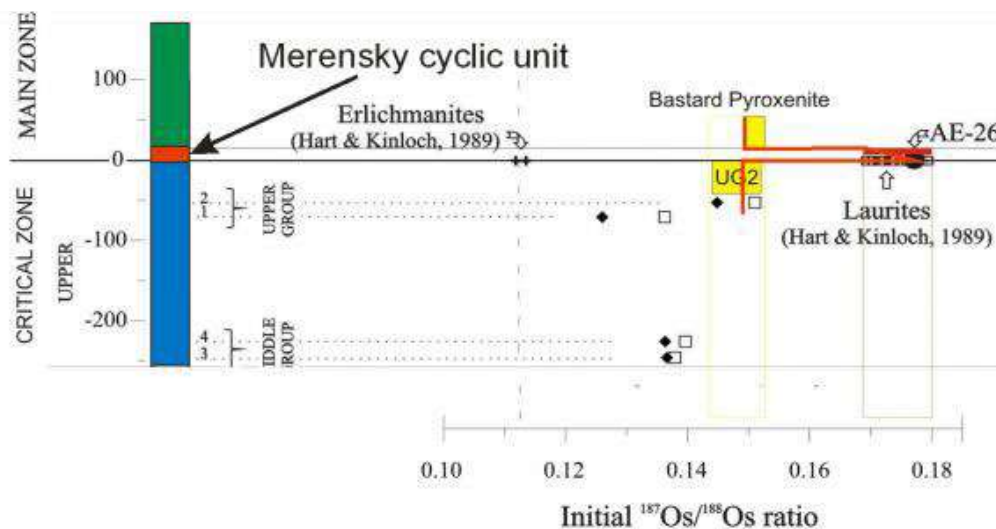


Рис. 11.51. Соотношение изотопов осмия. Платриф. Бушвелд

На рисунках 11.52, 11.53 показаны сульфиды Платрифа.



Рис. 11.52. Сульфиды Платрифа



Рис. 11.53. Сульфиды Платрифа

11.2. Пневматолитовые минералы платиновых металлов малосульфидных месторождений

На рисунках 11.54, 11.55 показаны структуры размыва в породах Бушвелда.



Рис. 11.54. Накопление и размыв. Бушвелд



Рис. 11.55. Накопление и размыв. Бушвелд

Потоловый тип Рифа Меренского

Потоли – магматические промоины (рис. 11.56) – возникают при функционировании магматической камеры интрузива в ослабленных участках – там, где уже появились трещины (зоны трещиноватости). Известно, что такое возможно в кристаллизующейся массе, когда доля смазки – магматического расплава в ней менее 20%.

На позднемагматической и на послемагматической стадии по этим же ослабленным зонам мигрировали флюиды, прежде всего водяной пар, диоксид и монооксид углерода, хлор, отчасти фтор, *As, Sb, Bi, Te, Sn, Pb*. Очевидно, по этой причине в потолевом типе Рифа Меренского:

1. развиты пегматоидные структуры магматитов;
2. повышены содержания биотита и хлорапатита;

3. заметная (значительная) часть первичных сульфидов платины (куперит и брэггит) замещены ферроплатиной и/или сперрилитом, - минеральный состав руд становится похожим на железистые пегматиты;

4. часть первичных сульфидов *Pt* и *Pd* замещены их висмутидами – антимонидами (инсизваит, геверсит), теллуридами и висмутотеллуридами (майчнерит, меренскиит, мончеит), станнидами (рустенбургит, атоцит);

5. естественно, что степень замещения первичного парагенеза *PGM* сильно изменчива.

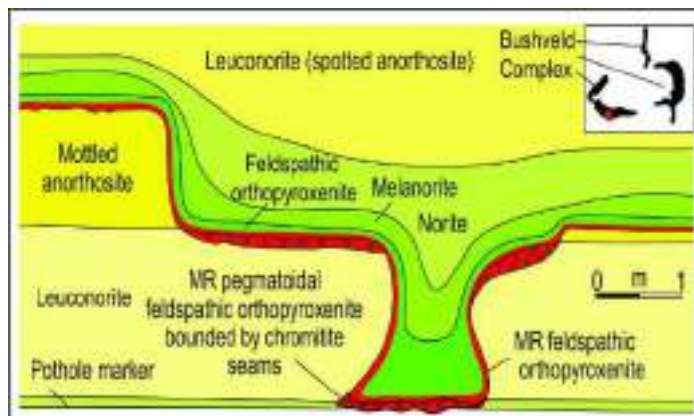


Рис. 11.56. Потоловый тип рифа Меренского

Не смотря на ничтожные концентрации фосфора в бонинитовых расплавах, благодаря поразительной степени дифференциации и гигантскому объёму магмы, в верхах Бушвелда миллиарды тонн апатита.

Анионный состав апатита: особо важен хлорапатит в связи с платиноидным оруденением (рис. 11.57, 11.58).

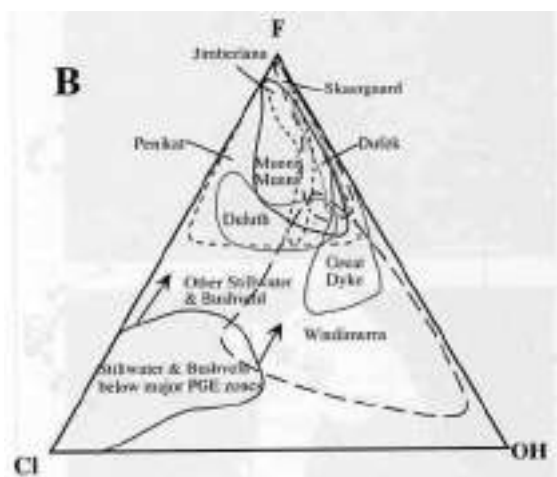


Рис. 11.57. Анионный состав апатита

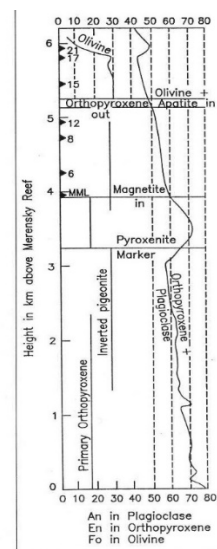
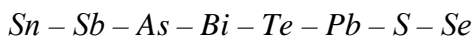
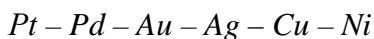


Рис. 11.58. Изменение минералогии и минерального состава в Основной и

*Верхней зонах,
показывающее изменение
минерального состава на
уровне маркера пироксенита*

Пневматолитовые PGM

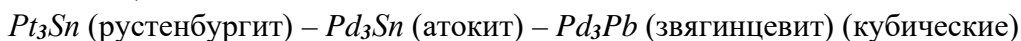
Типичные изоморфные замещения :



Типичные серии твёрдых растворов :

$PtBi_2$ (инсизваит) – $PtSb_2$ (геверсит) – $PtBiTe$ – $PtTe_2$ (масловит) $PdBiTe$ – $PdTe_2$ (майчнерит) (кубические)

$PtTe_2$ – $PtTeBi$ (мончеит) – $PdTeBi$ – $PdTe_2$ (меренскиит) – $NiTe_2$ (мелонит) (тригональные)



11.3. Минералы платиновых металлов малосульфидных месторождений, сопряжённых с водонасыщенными магматитами

Несмотря на поразительную сухость исходных для Бушвелда бонинитовых расплавов, всё-таки чуточку воды и иных летучих в них было. А поскольку объём магматической ванны 0.5 млн. км³, то в тех или иных местах этой ванны возникали скопления летучих и появлялись пегматиты. Небольшое количество тел пегматитов известны почти на всех уровнях расслоенной серии Бушвелда. Состав этих пегматитов (точнее пегматоидов) практически совпадает с составом окружающих магматитов. Соответственно, вверх по разрезу состав пегматитов – пегматоидов меняется от дунитового (оливинитового), через бронзититовый и далее клинопироксенитовый, до габброидного, феррогаббрового и ферродиоритового, и, наконец, до богатого и крайне богатого титаномагнетитом. Пегматиты – пегматоиды содержат то или иное количество флогопита и паргасита (амфибол).

Именно в пегматоидных телах были найдены самородки *Pt*.

Особый интерес представляют пегматитовые – пегматоидные трубки верхов Бушвелда, крайне богатые железистыми пироксеном (ферроавгит) и оливином (гортонолит), титаномагнетитом. Их расплавы очень тяжёлые. В ряде случаев такие пегматиты внедрились вниз в форме моркови на глубину до первых километров – до уровня рифов Меренского и *UG-2*.

Рассмотрим фотографию (рис. 11.59): горизонт анортозитов и сверху трубка железистых пегматитов пикросенитового состава. Наиболее известные тела железистых пегматитов восточной части Бушвелда – с севера на юг трубки Дрикоп, Моихук, Онвервахт, Твифонтейн (рис. 11.60).



Рис. 11.59. Бушвелд. Трубка железистых пегматитов пироксенитового состава Твифонтейн. Внедрение сверху вниз в анортозиты. Фото А.П. Лихачёва

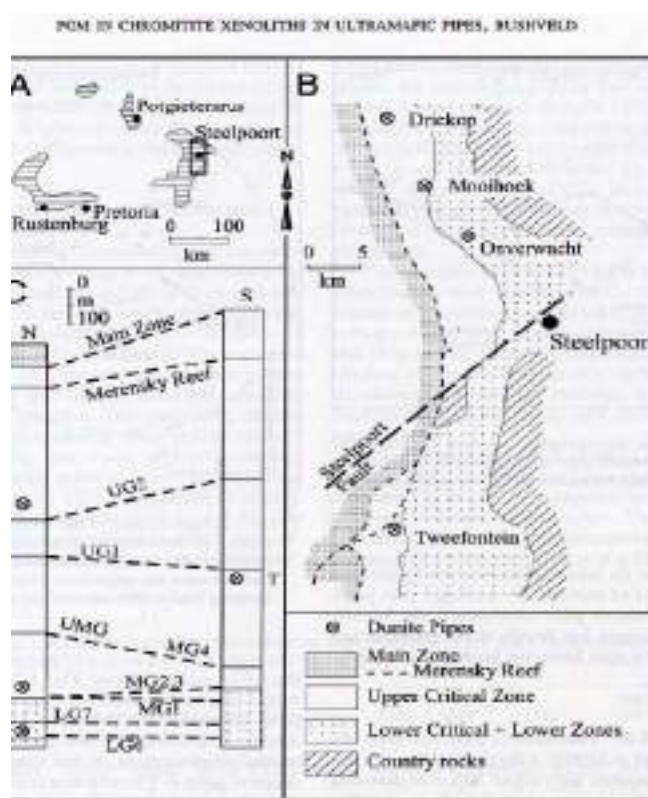


Рис. 11.60. А) Расположение района исследования в комплексе Бушвелд. В) Геологическая схема восточной части комплекса Бушвелд, показывающая расположение некоторых соответствующих ультраосновных труб. Примерное стратиграфическое положение ультраосновных труб по отношению к основным зонами хромитита в Нижней (LG), Средней (MG), Верхней Средней (UMG) и Верхней рудах (UG), в пределах Нижней и Критической зон

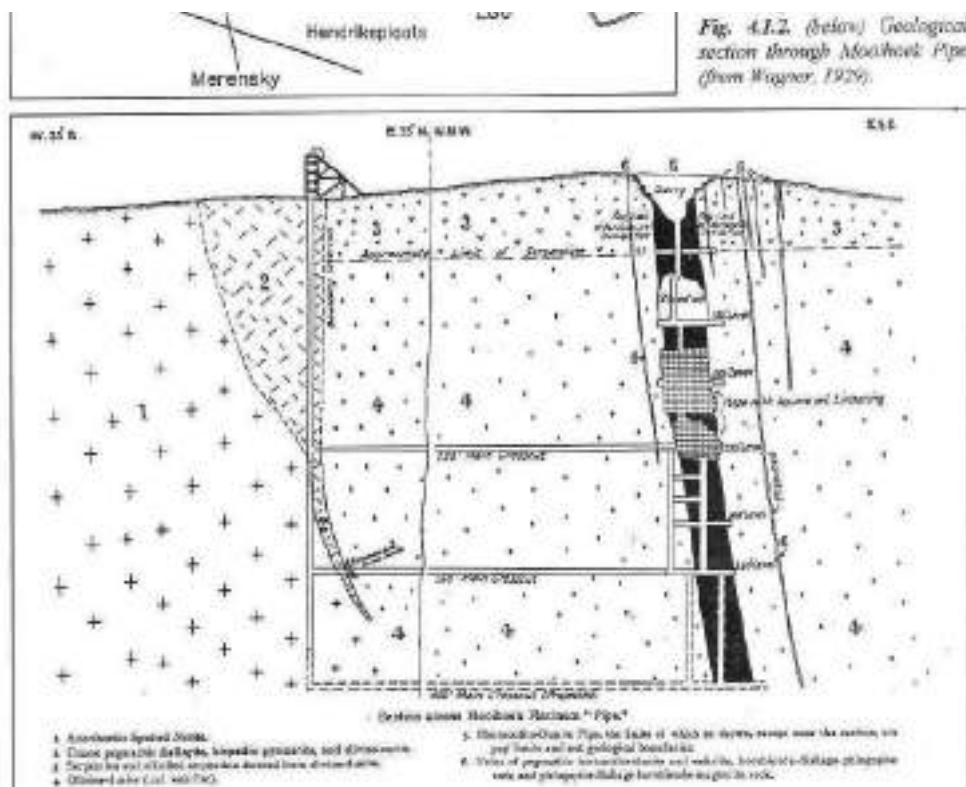


Рис. 11.61. Трубка железистых пегматитов гортнолитового («дунитового») состава Моихук

Взаимодействие железистых пегматитов с платиноносными рифами Меренского и UG-2

Именно в трубках железистых пегматитов были обнаружены первые для Бушвелда и очень богатые скопления минералов платиновых металлов – местами до десятков кг/т, в том числе самородки ферроплатины и большие до 2 см кристаллы сперрилита. Обнаружены они были в трубках железистых пегматитов на том уровне, где эти трубки пересекли платиноносные рифы. В ореолах флюид. воздействия вокруг трубок значительная часть первичных моносulfидов Pt и Pd – куперит, брэггит и высокоцит выщелочены, возникли ореолы выноса PGE (отрицательные ореолы). Эти ореолы возникли под действием существенно водных флюидов, выделившихся при кристаллизации флюидонасыщенного пегматитового расплава – раствора. В дальнейшем флюиды, насыщенные PGE, мигрировали в трубочное пространство, где и отложили свой полезный груз.

На рисунке 11.62 показаны срастания изоферроплатины с лауридом и кристаллами холингвортита.

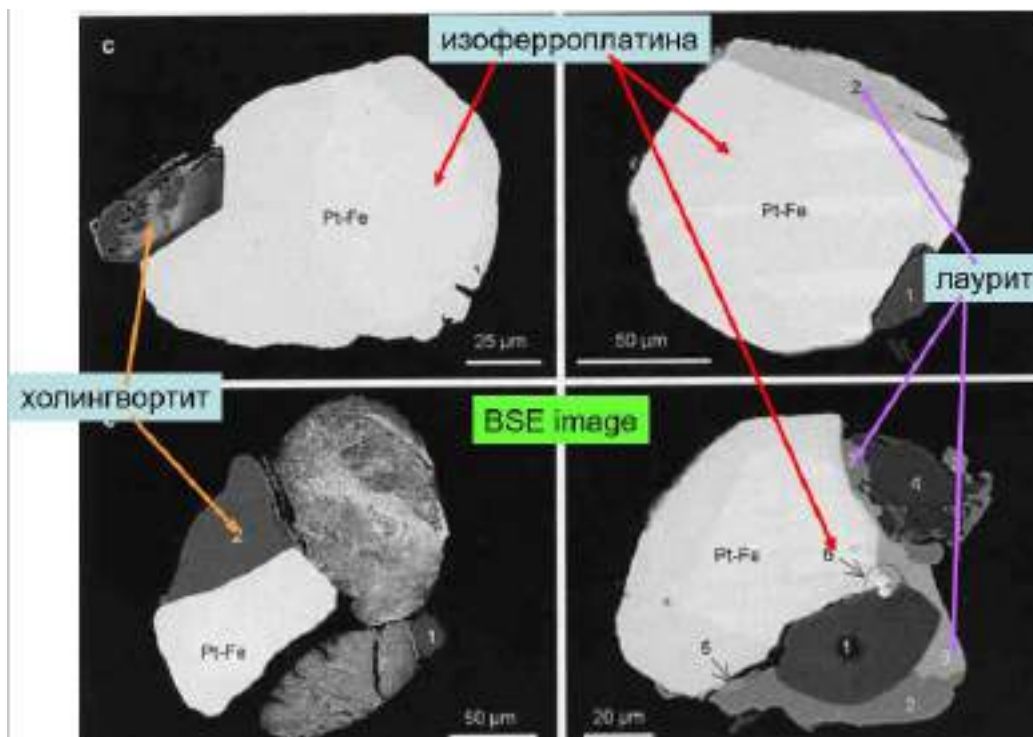


Рис. 11.62. Трубообразные тела железистых перидотит-пироксенитовых пегматитов Бушвелдского плутона

На рисунке 11.63 показана форма кристаллов сперрилита.

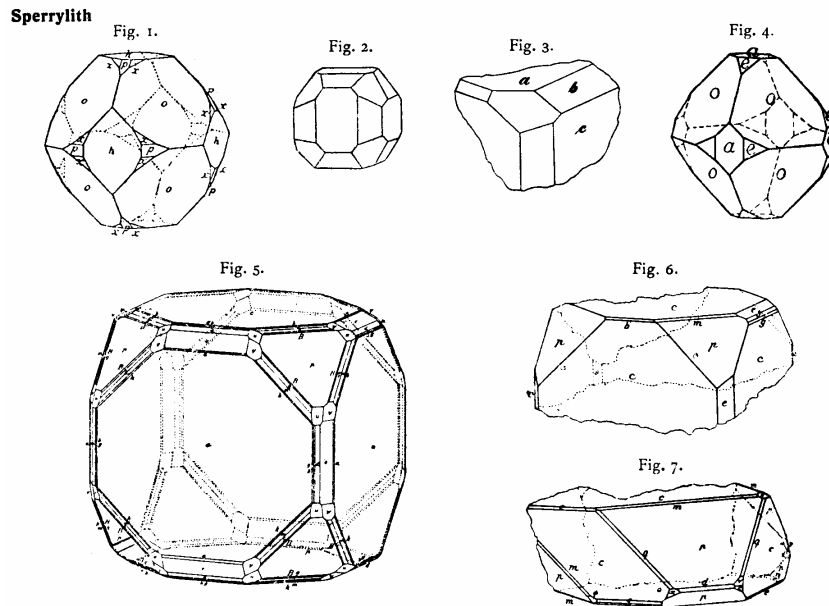


Рис. 11.63. Форма кристаллов сперрилита $PtAs_2$

Лекция 12. Природный металлургический процесс

Очень своеобразны минеральные ансамбли, которые возникают при взаимодействии базитовых расплавов с вмещающей средой ультра восстановленного состава – с углями, горючими сланцами. На контактах тел габбро-долеритов, долеритов и базальтов с угольными пластами угли превращены в кокс, далее в графит и графитизированные породы.

Таковы многочисленные месторождения графита по рекам Курейкам на западе Восточно-Сибирской платформы. Выделившаяся при графитизации огромная масса горючих газов: H^2 , CH^4 , CO , COS , H^2S до $n1000$ м³ из одной тонны угля рассеивается.

Иная картина в случае захвата ксенолитов углей, углистых пород или горючих сланцев. В этих случаях ультра восстановленные породы вместе с продуктами их термального метаморфизма капсулированы. Горючие газы, кокс и графит активно взаимодействуют с базитовыми расплавами и продуктами их кристаллизации, - проходит природный металлургический процесс, возникают самородное железо (размер его скоплений - самородков до 70 т и более) и никелистое железо – камасит (Fe, Ni), карбид железа когенит Fe_3C , графит, оксиды железа вюстит и магнетит, фосфид железа шрейберзит Fe_3P , анортит, высоко- и крайне высоко железистые оливин и пироксены, ульвошпинель, герцинит, моносльфидный твёрдый раствор на основе троилита Mss (~ FeS), тэнит (Fe, Ni), медь. Судя по морфологии выделений и наличию стекловатых включений, железо в основном кристаллизовалось из оксидно - сульфидно - карбидно - металлического расплава.

Такие образования развиты в траппах Восточно-Сибирской платформы и Северной Атлантики.

Более ранний металлический расплав имел существенно камаситовый состав и был обогащён $Ni - Co$, а также Cu, Pd, Pt и Au .

Этот расплав сформировал довольно крупные металлические отливки (обычно более см). С этим расплавом сосуществовал расплав оксидно – сульфидно – карбидно – металлического (железного) состава.

Более поздний металлический расплав по составу близок к железу, он значительно беднее Ni, Co, Pd, Pt, Au , но не Cu . Этот расплав сформировал в основном мелкие отливки (обычно первые мм).

Поскольку базальтовые магмы трапповой формации бедны серой, основным её источником были ксенолиты углей. Угли тунгусской серии бедны пиритом. Поэтому количество сульфидного расплава, который сосуществовал с поздним металлическим расплавом, невелико. Сульфидный расплав очень беден Ni, Co, Pd, Pt, Au, Cu , которые сконцентрированы в более раннем металлическом расплаве.

Продукт кристаллизации сульфидного расплава Mss – моносльфидный твёрдый раствор, который в дальнейшем превратился в преобладающий троилит, с небольшим количеством железистого и сернистого пирротина, следами халькопирита.

Поскольку природный металлургический процесс происходит внутри магматических камер, преимущественно внутри интрузивов на поздних стадиях их становления, температуры процесса обычно ниже 1000°C .

Напротив, металлургический процесс в домнах и металлургический процесс в горящих угольных отвалах-терриконах проходит при температурах $1200-1500^{\circ}\text{C}$, поскольку происходит при участии кислорода воздуха. По этой причине среди продуктов техногенного металлургического процесса присутствуют фазы с трёхвалентным титаном, которого практически нет в земных минералах, и иные ультра восстановленные образования.

12.1. Пример 1 (Хунгтукунский интрузив)

Описание:

- Север Восточно-Сибирской платформы
- Трапповая формация $P_2 - T$,
- Хунгтукунский интрузив оливиновых габбро-долеритов, залегающий среди карбонатных пород с прослоями углей (угли, бедные пиритом).

Рассмотрим горизонт с ксенолитами углеродистых и доломитово-глинистых пород: по доломитовым мергелям возникли шпинель-фассаит-мелилитовые скарноиды (рис. 12.1), сапропелевые угли привели к развитию металлургического процесса.

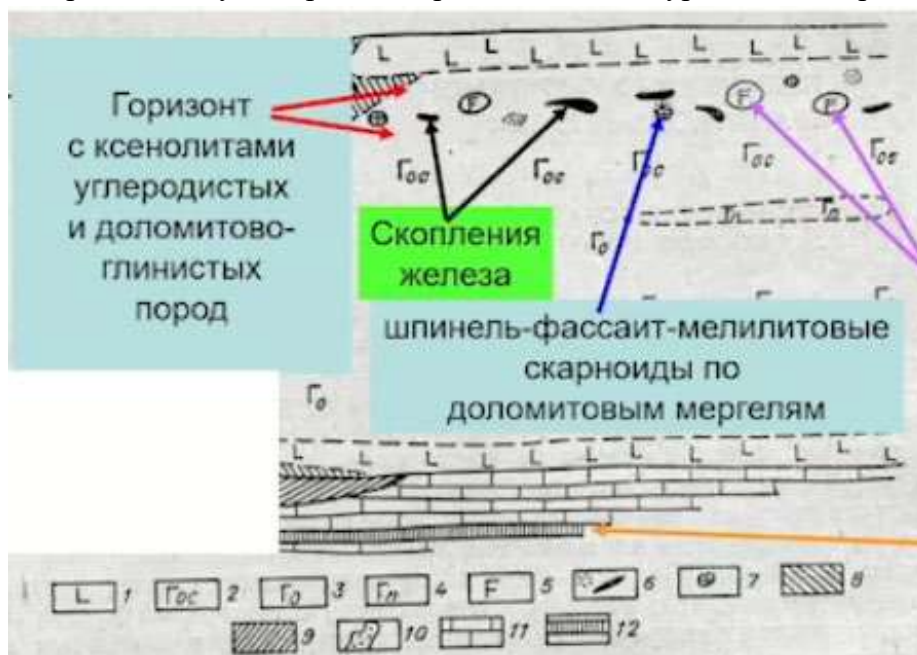


Рис. 12.1. Принципиальный разрез Хунгтукунской трапповой интрузии с участием дайки авгититов. 1 – контактовые долериты и микродолериты; 2 – 4 – габбро долериты; 2 – оливинодержущие, 3 – оливиновые, 4 – пикритовые; 5 – тела основных пегматоидов; 6 – вкрапленные в сплошные руды самородного железа; 7 – шилы шпинель-мелилитовых пород; 8 – ороговикованные и подплавленные траппы на границе с дайками авгититов; 9 – дайки и силлы авгититов; 10 – щелочные

породы; 11 – карбонатные породы силура; 12 – сапропелевые. По В.В. Рябову с дополнениями

На рисунках 12.2, 12.3 показана вкрапленность самородного железа в оливиновых габбро-долеритах.



Рис. 12.2. Вкрапленность самородного железа в оливиновых габбро-долеритах



Рис. 12.3. Вкрапленность самородного железа в оливиновых габбро-долеритах

Рассмотрим процесс восстановления (рис. 12.4, 12.5) – выплавления самородного железа – камасита вдоль трещин, по которым мигрировали раскалённые горючие газы.

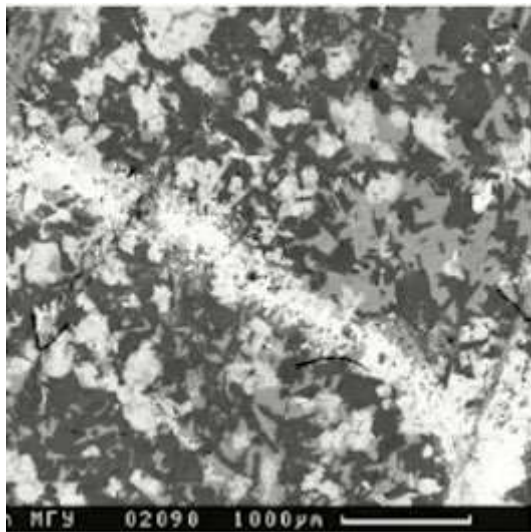


Рис. 12.4. Оливиновые габбро-долериты. Фото в отраженных электронах

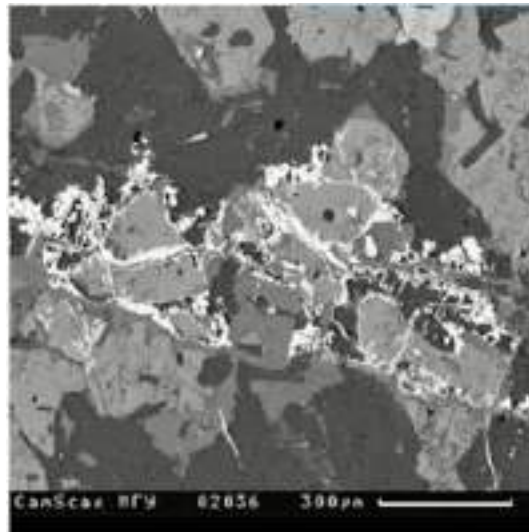


Рис. 12.5. Оливиновые габбро-долериты. Фото в отраженных электронах

Начало процесса восстановления выплавления самородного железа – камасита показано на рисунке 12.6. На фотографии (рис. 12.7) железо и камасит (белые), вюстит (светло-серый), магнетит (серый). Все с тонкими вростками когенита.

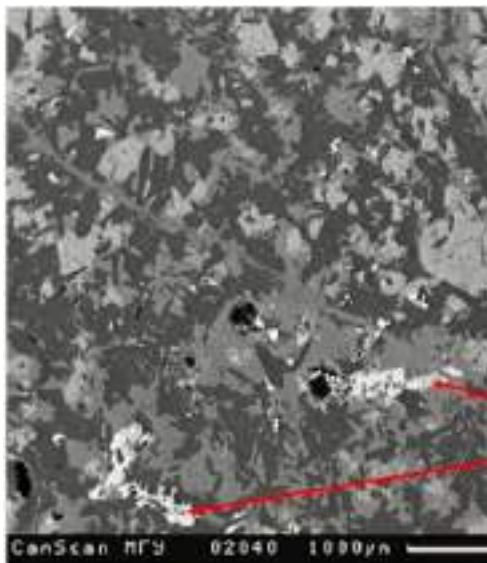


Рис. 12.6. Оливиновые габбро-долериты.
Фото в отраженных электронах

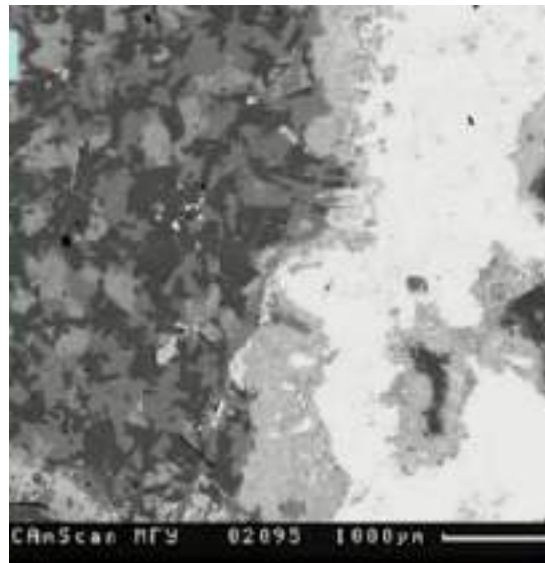


Рис. 12.7. Оливиновые габбро-долериты. Фото в отраженных электронах

Этап наступающего расплава показан на рисунке 12.8. В составе: железо (белое), вюстит (светло серый), магнетит (серый), фаялит, анортит, санидин.

«Объедки» оливиновых габбро-долеритов превращены в агрегаты Ca фаялита, анортита, Ti-Fe шпинели окружены, пропитаны и содержат тонкие прожилки камасита - железа (белое), окружены вюститом и магнетитом (светло-серое) (рис. 12.9).

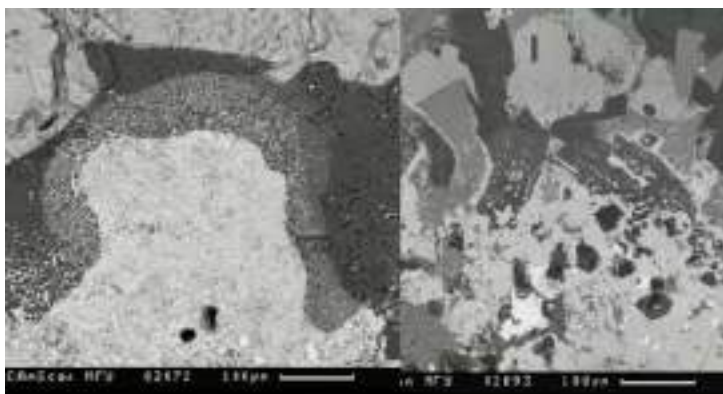


Рис. 12.8. Оливиновые габбро-долериты. Фото в отраженных электронах

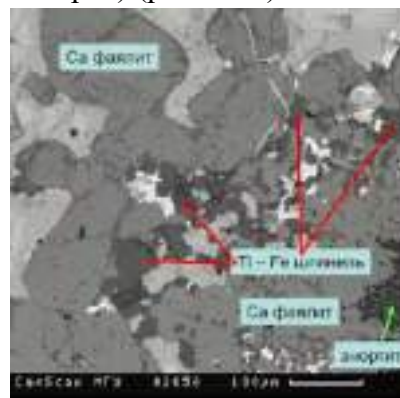


Рис. 12.9. Оливиновые габбро-долериты. Фото в отраженных электронах

На фотографии (рис. 12.10) черными стрелками показан магнетит с массой вrostков когенита, фиолетовой стрелкой отмечено железо с массой вrostков когенита. На фотографии (рис. 12.11) черными стрелками показаны камасит и железо с массой мелкого когенита, синими стрелками показаны магнетит и вюстит с массой мелкого когенита.

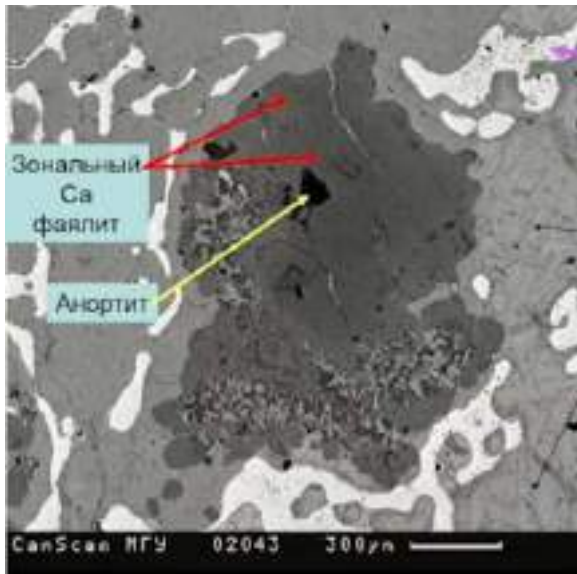


Рис. 12.10. Оливиновые габбро-долериты.
Фото в отраженных электронах

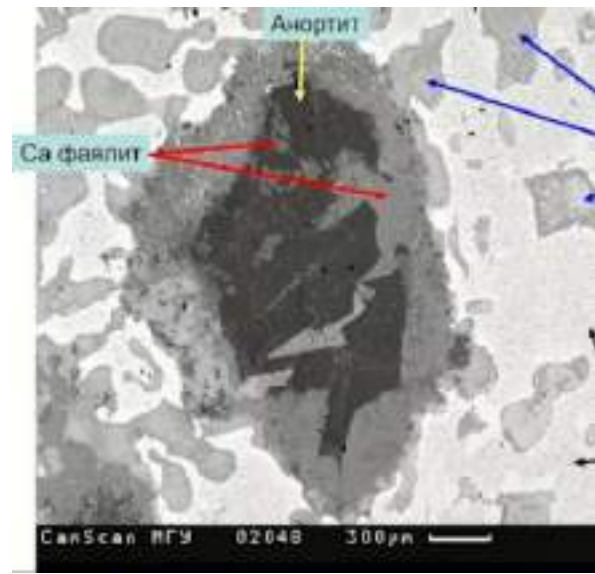


Рис. 12.11. Оливиновые габбро-долериты.
Фото в отраженных электронах

Кроме того, встречаются кристаллы графита (рис. 12.12), пластинчатые выделения камасита (рис. 12.13) и эвтектические срастания.

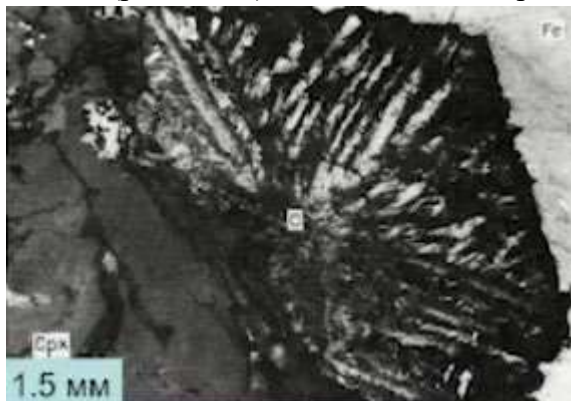


Рис. 12.12. Расщеплённый кристалл графита на контакте железа и ферроавгита

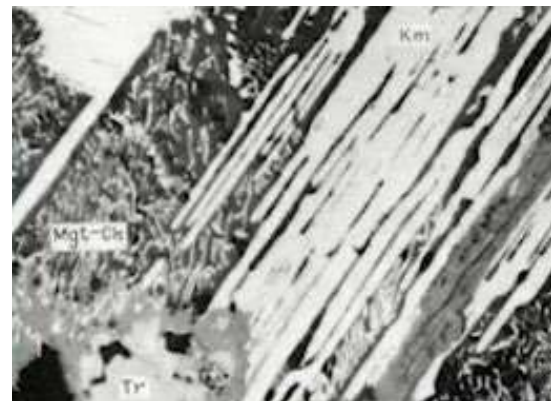


Рис. 12.13. Пластин камасита (Fe, Ni) на контакте железа и эвтектик железо – когенил, магнетит - когенил и магнетит - троилит

На рисунке 12.14 справа налево - колонка замещения: справа – железо (белое), далее узкая зона железо + магнетит + когенил, далее широкая зона троилит+магнетит, затем магнетит + вюстит + фаялит + сульфиды, слева сверху – габбро-долериты.

На рисунке 12.15 сверху вниз: эвтектика железо – когенил, эвтектика магнетит - когенил, агрегат троилита (po) и Ca-фаялита (серый).

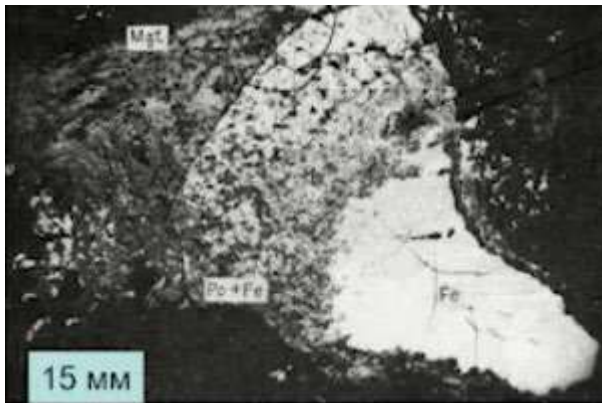


Рис. 12.14. Процесс замещения.
Фотография в отраженном свете. Колл. и
фото В.В. Рябова

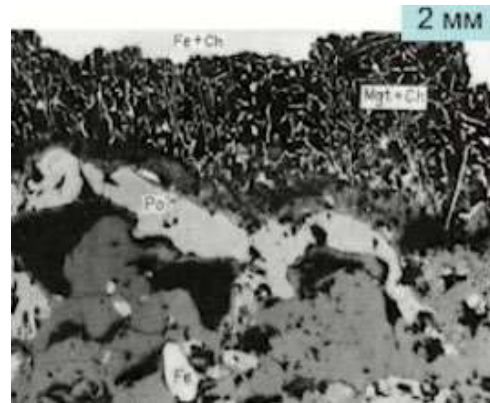


Рис. 12.15. Процесс замещения.
Фотография в отраженном свете.
Колл. и фото В.В. Рябова

На рисунках 12.16, 12.17 показаны примеры железо-когенитовой эвтектики. Часть магния уходит в новообразованный магнетит. Кристаллы имеют сложную зональность. Светлые зоны – обычный нормальный магнетит, темные зоны – магнезиоферрит.

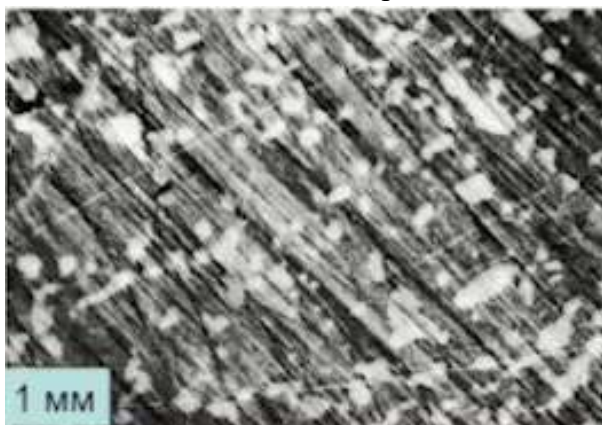


Рис. 12.16. Процесс замещения.
Фотография в отраженном свете. Колл. и
фото В.В. Рябова



Рис. 12.17. Зональные кристаллы
магнетита - магнезиоферрита и
расщеплённый магнетит в агрегате
железо - когениит

Выплавленное самородное железо (+ когениит) окружено вюститом (+ когениит) и далее магнетитом (+ когениит) ± троилит. Самородное железо непропорционально (относительно материнских интрузивных габбро-долеритов) обогащено *Ni*, *Co*, *Cu*, *Pd*, *Pt*, *Au*.

Вероятно, это «работа» карбонильных комплексов типа $Ni(CO)_5$, $Pd(CO)_7$ или фуллеридов типа $C_{60}Pt$, $C_{60}Pd$, $C_{60}Pd_{47}$, или эндометаллофуллеренов типа $C_{60}H_3PdC_5H_5$, $Pt(CO)_5C_{60}(H, Cl, F)_3$, которые «вытянули», «высосали» эти металлы из магматических пород и транспортировали их в металлический расплав.

Продукты переработки минералов оливиновых габбро-долеритов – *Ca*-фаялит, ферропижонит, геденберgit, шпинель и герцинит, анортит, санидин, ульвошпинель.

Продукты взаимодействия базальтовой магмы трапповой формации с веществом ксенолитов углей и углеродистых пород - продукты «работы» горючих газов.

В среднем, состав до 13 г/т палладия, 3 г/т платины, 1.5 г/т золота (рис. 12.18). Соотношения палладия и платины такое же, как в норильских рудах.

Таблица 12.1. Таблица элементов среднего состава

	Камасит (n=17)	Железо (n=5)
Fe	91.8 %	96.8%
Ni	5.7	1.8
Co	1.2	0.1
Cu	0.9	0.6
S	0.06	0.07

Новообразованные: самородное железо, камасит, когенит, вюстит, магнетит, герцинит, фаялит – феррогортонолит, ферропижонит, ферроавгит-геденбергит, ферросилит, анортит, санидин, ульвошпинель, ильменит без Fe^{3+} .

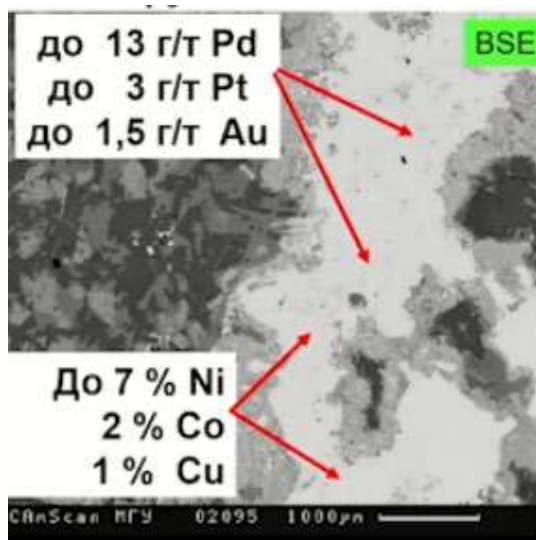


Рис. 12.18. Интрузив оливиновых габбро-долеритов Хунгтукун

Таблица 12.2. Реальные составы

Самородное железо	Fe 96-99% (96.8), Ni 0.2-2.7% (1.8), Co ...-0.2% (0.1), Cu 0.3-1.4% (0.6%)
Камасит(n=17)	Fe 90-93% (91.8), Ni 3.9-6.6% (5.7), Co 0.9-1.5% (1.2), Cu 0.5-1.2% (0.9)
Са фаялит	Fe 90.5-94.0 (92.1) Mg 1.4-5.8 (3.7) Ca 3.3-4.9 (4.2)
Са феррогортонолит	Fe 79.8-88.8 (85.8) Mg 7.6-18.8 (12.2) Ca 1.3-3.5 (2.0)
Ферропижонит	Fe 48.1-56.4 (52.0) Mg 31.7-43.5 (38.6) Ca 6.5-11.9 (9.4)
Ферроавгит	Fe 30.6-42.0 (38.0) Mg 13.5-25.2 (17.4) Ca 44.2-45.0 (44.6)
Геденбергит	Fe 51.5 Mg 1.5 Ca 46.6

Анортит	$Ca_{100-92(96)}Na_{0-7(3)}K_{0-1(1)}$
Лабрадор	$Ca_{61}Na_{31}K_8$
Санидин	$Ca_2Na_5K_{93}$

Более ранний металлический расплав имел существенно камаситовый состав и был обогащён *Ni - Co*, а также *Cu, Pd, Pt* и *Au*. Этот расплав сформировал довольно крупные металлические отливки (обычно более см). С этим расплавом сосуществовал расплав оксидно – сульфидно – карбидно – металлического (железного) состава.

Более поздний металлический расплав по составу близок к железу, он значительно беднее *Ni, Co, Pd, Pt, Au*, но не *Cu*. Этот расплав сформировал в основном мелкие отливки (обычно первые мм).

Поскольку базальтовые магмы трапповой формации бедны серой, основным её источником были ксенолиты углей. Угли тунгусской серии бедны пиритом. Поэтому количество сульфидного расплава, который сосуществовал с поздним металлическим расплавом, невелико. Сульфидный расплав очень беден *Ni, Co, Pd, Pt, Au, Cu*, которые сконцентрированы в более раннем металлическом расплаве.

Продукт кристаллизации сульфидного расплава *Mss* – моносульфидный твёрдый раствор, который в дальнейшем превратился в преобладающий троилит, с небольшим количеством железистого и сернистого пирротина, следами халькопирита

12.2. Пример 2 (гора Озёрная). Пример 3 (Интрузив у реки Курейка)

Описание (пример 2):

- Север Восточно-Сибирской платформы
- Трапповая формация *P₂-T₁*
- Интрузив габбро-долеритов горы Озёрной – Джелтулинский, залегающий среди карбонатных пород с прослоями углей (угли, бедные пиритом).

На рисунке 12.19 показан образец из горы Озёрная.



Рис. 12.19. Образец с горы Озерная

Описание (пример 3):

- Север Восточно-Сибирской платформы
- Трапповая формация P_2-T_1
- Интрузив габбро-долеритов у реки Курейка, залегающий среди карбонатных пород с прослоями углей (угли, бедные пиритом).

12.3. Пример 4. Дайки и покровы платобазальтов. Остров Диско (Западная Гренландия)

Описание: дайки и покровы платобазальтов третичной трапповой формации Северо – Атлантической провинции среди и на углях, богатых пиритом (Остров Диско возле западной Гренландии).

Обстановка: метаморфические толщи перекрыты угленосной толщей, которую прорвали третичные базальты и захватили массу ксенолит-углистого вещества (рис. 12.21).

На фотографии (рис. 12.20) показаны третичные платобазальты, которые прорвали и перекрыли угленосную толщу, залегающую на метаморфитах (Западная Гренландия, остров Диско).



Рис. 12.20. Третичные платобазальты (Западная Гренландия)



Рис. 12.21. Скопление железа в дайке долеритов

Специфика природного металлургического процесса на острове Диско в том, что здесь угли прибрежно-морские, богатые пиритом. Поэтому с самого начала с металлическим – окисно – карбидной – железным расплавом сосуществовал сульфидный расплав.

По этой причине, в отличие от Восточно-Сибирской платформы, здесь сульфидный расплав был в равной степени с железным насыщен Ni и Si .

На схеме (рис. 12.22) отражено расслоенное каплевидное скопление продуктов кристаллизации окисно-сульфидно-карбидно-металлического расплава в долеритах дайки Кидтлит. В нижней части – дендриты железа в эвтектике железо – когенит. В верхней части – преобладает троилит.

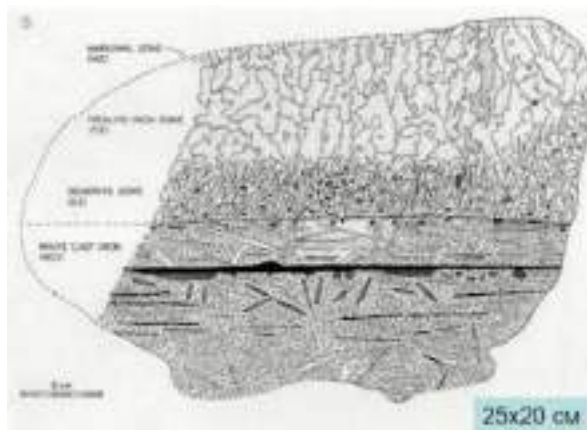


Рис. 12.22. Расслоенное каплевидное скопление продуктов кристаллизации

На рисунке 12.23 показан процесс расслоения и затем кристаллизации расплава на основе железа. В новом образовании (рис. 12.24): внизу – железо, когениит, наверху – троиллит.

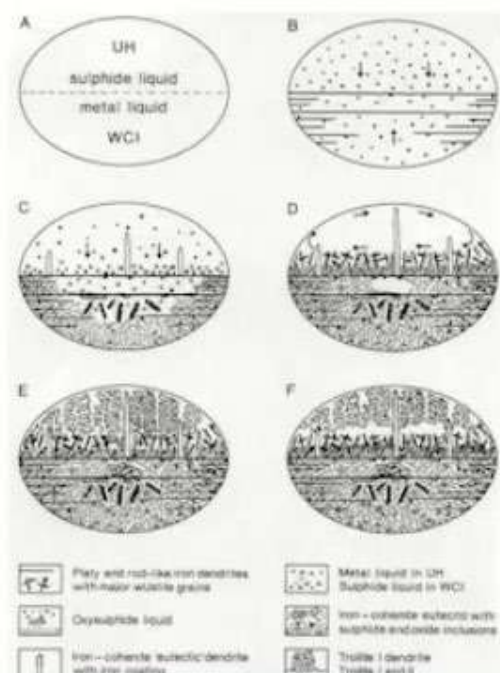


Рис. 12.23. Схема кристаллизации сложного расплава на основе железа

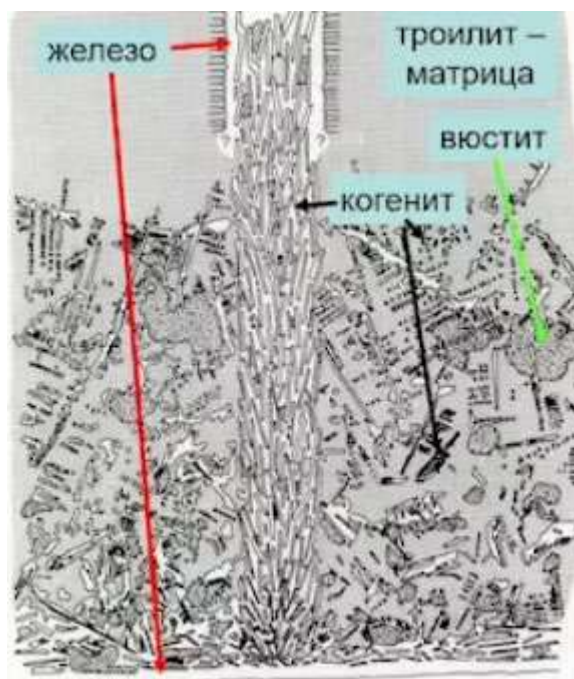


Рис. 12.24. Деталь строения

На рисунке 12.25 приведен химический состав минералов, слагающих сульфидно – карбидно – металлические скопления в долеритах:

- Самородное железо содержит заметные количества никеля, кобальта, меди. Есть камасит с 6-12 % Ni и тянет с 37% Ni.
- Когениит Fe_3C содержит до 2.3 масс. % Ni и 0.7 % Co.
- Шрейберзит Fe_3P содержит до 5.3 масс. % Ni .

На схеме (рис. 12.27) изображена система монооксид углерода CO – оксиды железа, наблюдается выклинивание вюститита.

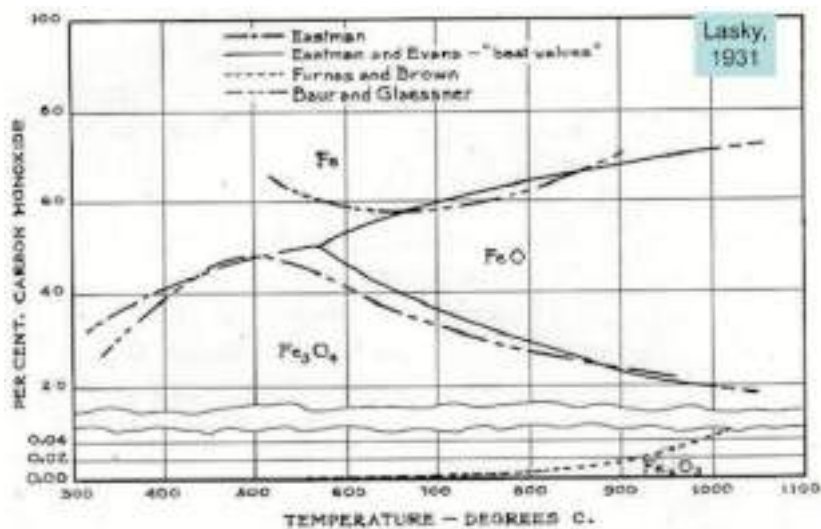


Рис. 12.27. Система монооксид углерода CO - оксиды железа

Рассмотрим тройную эвтектику (рис. 12.28) троилит – железо – когениит при 975° С. Состав эвтектики и её температура мало зависят от давления.

Рассмотрим тройную эвтектику (рис. 12.29) троилит – вюстит – железо при 915° С. Состав эвтектики и её температура мало зависят от давления.

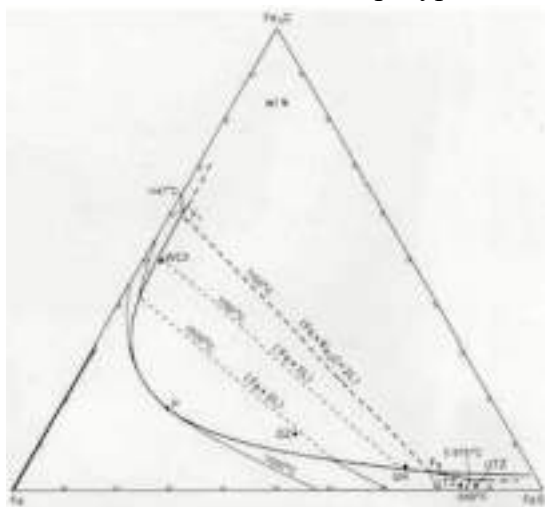


Рис. 12.28. Система троилит – железо – когениит

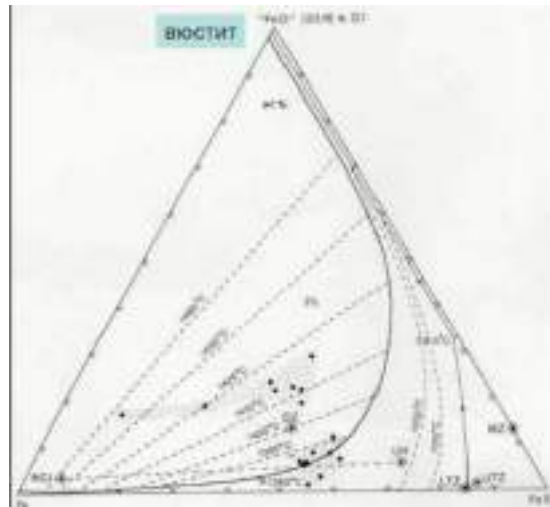


Рис. 12.29. Система железо – вюстит - троилит

Высокотемпературные минеральные образования внутри Хунгтукунского интрузива габбро-долеритов и аналогичного интрузива горы Озёрной в Восточной Сибири, в дайках долеритов и базальтов острова Диско возле Гренландии, в жерловинах и дайках долеритов и базальтов Бюля в Германии, которые содержали ксенолиты углей и где прошёл природный металлургический процесс, возникли в ультра

восстановительной обстановке при крайне высокой активности свободного углерода. Это одни из наиболее восстановительных обстановок в земной коре.

В этих детально изученных образованиях Ti связан в ульвошпинели, ильмените, герцините, хромите, некоторая часть в пирротине, что напоминает железные метеориты. Карбида Ti нет.

В этих детально изученных образованиях Al связан в анортите, герцините, санидине. Металлического Al нет.

В этих детально изученных образованиях Cr связан в хромите, малая его часть в сульфидах. Металлического Cr нет.

А в литературе масса «былей» о существовании карбида титана, «самородных» алюминия и хрома в существенно более окислительных природных обстановках.

Поскольку природный металлургический процесс происходит внутри магматических камер, преимущественно внутри интрузивов на поздних стадиях их становления, температуры процесса обычно ниже $1000^{\circ}C$.

Напротив, металлургический процесс в домнах и металлургический процесс в горящих угольных отвалах- терриконах проходит при температурах $1200-1500^{\circ}C$, поскольку происходит при участии кислорода воздуха. По этой причине среди продуктов техногенного металлургического процесса присутствуют фазы с трёхвалентным титаном, которого практически нет в земных минералах, и иные ультра восстановленные образования.

Лекция 13. Минералогенез магматических сульфидных месторождений. Часть 1

Деплетированные гипербазиты мантии – реститы (остатки) процессов выплавления базальтовых магм, – содержат менее 100 г/т *S*. Гипербазиты офиолитовой ассоциации обычно содержат 100 – 500 г/т *S*.

Растворимость серы *S* в базитовых магмах обычно 0.1 – 0.2 %, т.е. 1000 - 2000 г/т *S*. Более железистые и более щелочные базальтовые расплавы содержат до 0.5 – 0.9 % *S*.

Сера в магматитах находится в виде сульфидов *Fe – Cu – Ni (Co)*. Содержание сульфидов в продуктах кристаллизации силикатных магм не > 1-2 %. С этой оценкой согласуются данные по обычным рудоносным интрузивам – Мончегорскому и иным.

Температура плавления моносульфидного твердого раствора железа от 1190 до 920° С в зависимости от состава среды. Температура плавления моносульфидного твердого раствора *Fe - Ni (Cu)* составляет от 1000 до 900° С в зависимости от состава среды. Температура плавления моносulfида *Fe – Cu* халькопиритового состава около 760° С.

Таким образом, в высокотемпературных гипербазит-базитовых расплавах должны существовать сульфидные расплавы, не смешивающиеся с силикатным расплавом.

13.1. О реальности существования сульфидных расплавов

На рисунке 13.1 показаны идеальные капли-включения сульфидных расплавов во вкрапленниках оливина. На рисунке 13.2 показан самый обычный базальт (*MORB*) океанского дна, в котором тоже встречаются сульфидные капли.

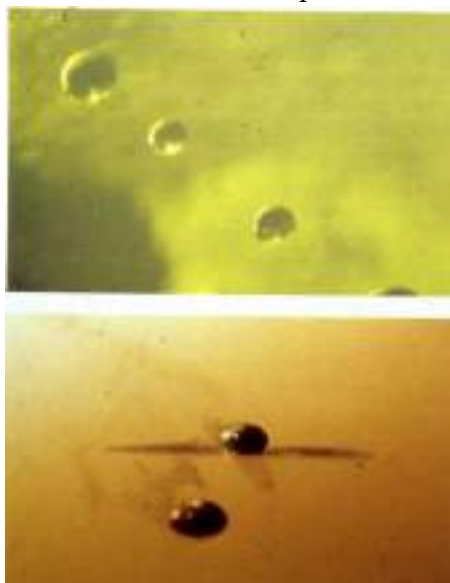


Рис. 13.1. Капельки сульфидных *Fe-Ni* расплавов во вкрапленниках оливина в щелочных базальтах.

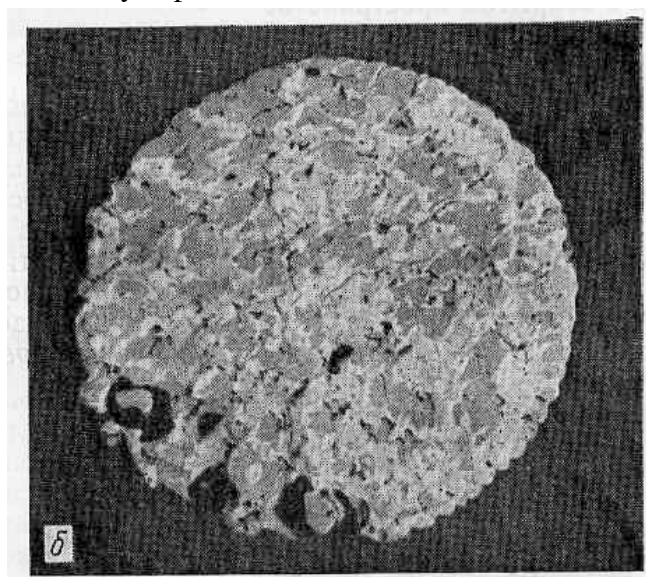


Рис. 13.2. Капля сульфидного расплава в толеитовых долерито-базальтах Срединно-Атлантического хребта. Продукты кристаллизации расплава – тёмные таблички

Уплотнённая капля на пластинке флогопита гексагональный $Mss = (Fe, Ni)S$, светлая матрица кубический $Iss = (Fe, Cu, Ni)S$

На рисунке 13.3 показана сульфидная капля во вкрапленнике рубина. Ранее кристаллизовался Mss (моносουλфид железа), затем Iss (сульфид), богатый медью (рис. 13.4).



Рис. 13.3. Сульфидная капля во вкрапленнике рубина. Щелочные базальты. Таиланд

В магматических сульфидных месторождениях сульфидные агрегаты контактируют с совершенно свежими минералами магматитов – с оливином, пироксенами, плагиоклазами, биотитом.

Нередко у мощных сульфидных жил (Мончегорск), секущих расслоенные гипербазиты и базиты, развиты оторочки сульфидоносных пегматитов габбро-перидотитового – выше габбро-норитового – выше диоритового состава (оливин, бронзит, авгит, лабрадор); агрегаты магматических сульфидов содержат идиоморфные вкрапленники плагиоклаза – лабрадора и иного состава.

На рисунке 13.5 показан свежий образец из месторождения Мончегорское: сульфидоносные габбро-норит-пегматиты из оторочки мощной сульфидной жилы.

На рисунке 13.6 показан образец из сульфидного месторождения Волковское (Средний Урал).

В Норильском рудном поле местами сульфидные жилы секут пласты углей, вдоль контактов таких жил развиты оторочки кокса и далее – графита [Суханова, 1959; Годлевский и др., 1962].

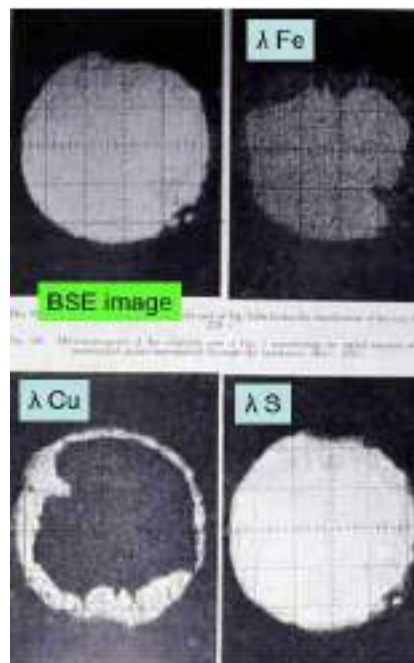


Рис. 13.4. Сульфидная капля во вкрапленнике рубина. Щелочные базальты. Таиланд



*Рис. 13.6. Свежие бронзит-гиперстен,
авгит, лабрадор-битовнит*



*Рис. 13.7. Гнёзда и прожилки
магматических сульфидов в свежих
габбро*

У контактов сульфидных жил, залегающих в роговиках по аркозовым алевропесчаникам, развиты палингенные гранофиры гранитного состава [Годлевский, 1959, 1968; Кулагов и др., 1965; Наторхин и др., 1977]. Оценка температур формирования этих гранофиров по расплавленным включениям в кварце 840–820° С [Зотов и др., 1977].

Всё это свидетельство высоких температур сульфидных расплавов.

На фотографиях ниже (рис. 13.8 и 13.9) представлен рудник Скалистый: мощная жила магматических сульфидов внедрилась в угли тунгусской свиты, которые вдоль контакта превращены в графит.



*Рис. 13.8. Рудник Скалистый. Норильское
рудное поле*



Рис. 13.9. Графит

Сульфидные расплавы

На месторождении Норильск I известны руды с «миндале-каменной» текстурой. Они развиты там, где интрузив внедрился в пузыристые (с обильными газовыми пустотами) базальты ивакинской свиты. При застывании (сокращении в объёме) Норильского интрузива сульфидные расплавы были из него в заметной степени выжаты.

Большая часть их мигрировала под интрузив, образовав в породах рамы жилы, линзы и импреньяции; небольшая часть по сети тонких $< 0,05$ мм трещин инъецировала вмещающие базальты. Возникли серии малых «отливок» сульфидных расплавов в газовых пустотах базальтов с поперечником 1–18, обычно 4–6 мм. Вдоль путей миграции сульфидных расплавов и вокруг сульфидных «отливок» базальты преобразованы на расстоянии 1–15 мм, обычно 2–4 мм. Реакционные – фаялит, феррогортонолит, феррогиперстен, ферропихонит, высокоTi флогопит, анортит, санидин... развиты вдоль путей миграции сульфидных расплавов, вокруг и в сульфидных отливках. Оценки T образования реакционных фаялита, феррогиперстена, анортита, санидина, ульвошпинели, высокоTi флогопита-биотита – от 1100 до 780⁰ С.

На рисунках 13.10, 13.11 показаны базальты, имеющие тонкие прожилки вдоль которых прошел сульфидный расплав.

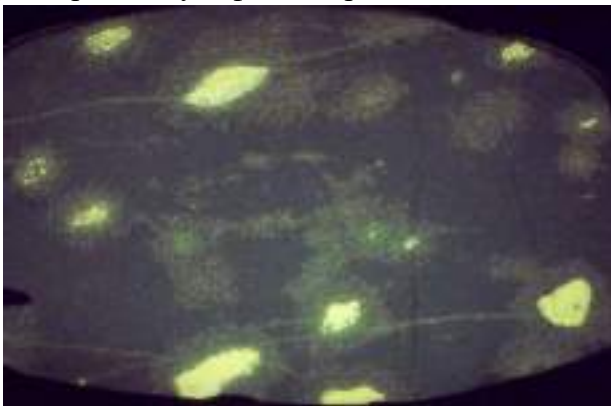


Рис. 13.10. Ti-авгитовые базальты. 12 см



Рис. 13.11. Ti-авгитовые базальты. 12 см

Рассмотрим месторождение Норильск – I (Карьер Медвежий Ручей):

- сульфидные отливки в газовых пустотах базальтов;
- тип руд – «мандельштейновый».

Базальты сильно изменены вдоль микропроводников сульфидного расплава и около сульфидных отливок.

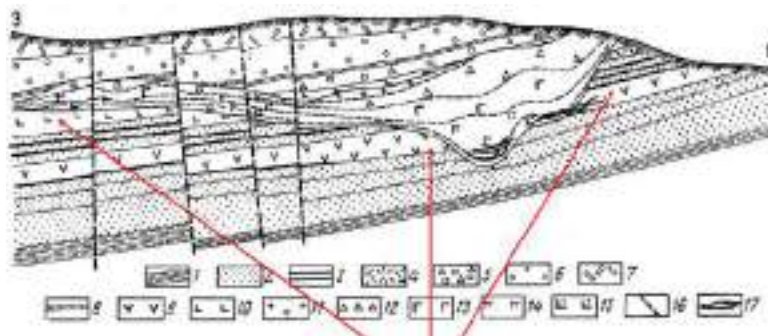


Рис. 13.12. Участки развития «мандельштейновых» руд – миниотливок сульфидных расплавов в газовых пустотах базальтов трапповой формации

Рассмотрим продукты взаимодействия сульфидных расплавов и базальтов стенок миниотливок: оливин – феррогортонолит вырос на стенке миниотливок и включён в сульфидную матрицу (рис. 12.13, 13.14).

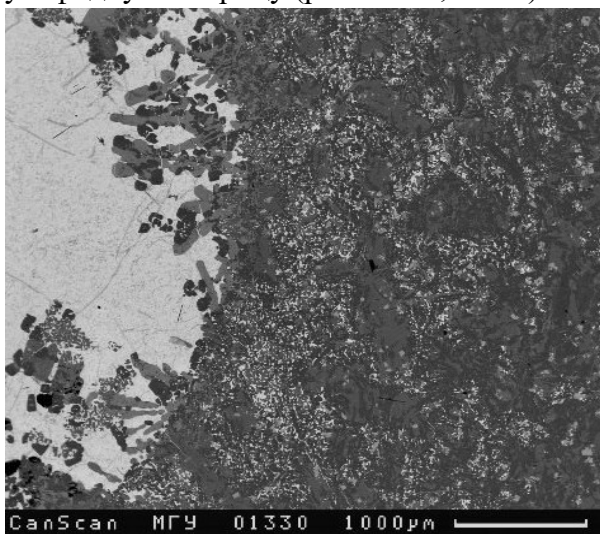


Рис. 13.13. Оливин – феррогортонолит на стенках миниотливок в сульфидной матрице

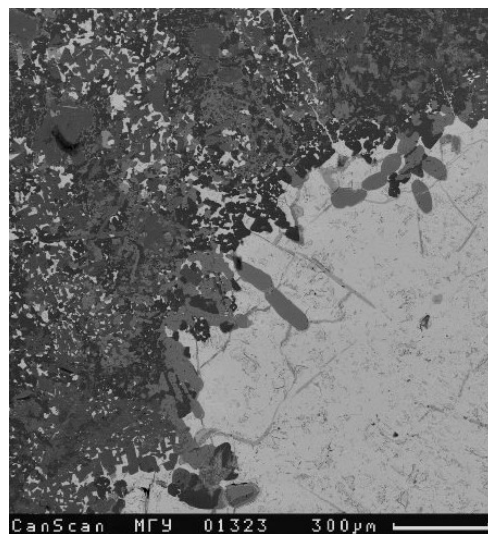


Рис. 13.14. Оливин – феррогортонолит на стенках миниотливок в сульфидной матрице

На рисунках 13.15, 13.16 показан реакционный фаялит, который возник под воздействием сульфидного расплава за счет вещества окружающих базальтов.



Рис. 13.15. Цепочки кристаллов оливина – феррогортонолита в сульфидной массе миниотливок

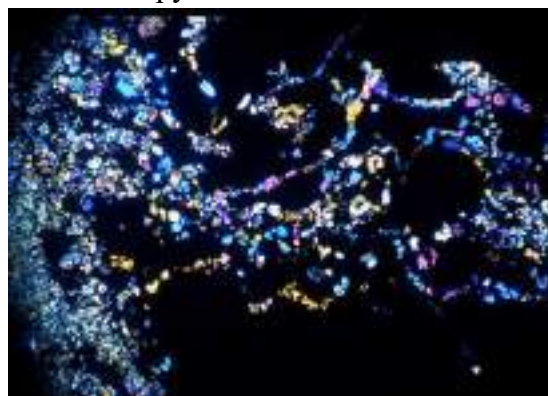


Рис. 13.16. Цепочки кристаллов оливина – феррогортонолита в сульфидной массе миниотливок

На рисунке 13.17 показан высоко титанистый биотит-флогопит, выросший в сульфидном расплаве.

На рисунке 13.18 показаны реакционные оторочки геденбергита, ферросилита и феррогортонолита, Ti-флогопита, ульвошпинели вдоль сульфидного проводника в титанавгитовых базальтах. Исходные базальты богаты трехвалентным железом, в продуктах реакций трехвалентного железа – нет. Обстановка – восстановительная.

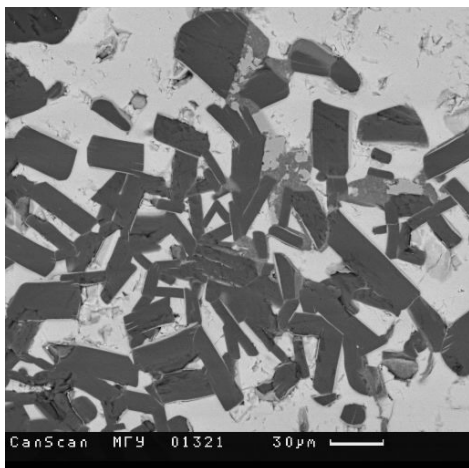


Рис. 13.17. Кристаллы высоко титанистого флогопита в сульфидной массе миниотликов



Рис. 13.18. Реакционные оторочки геденбергита, ферросилита и феррогортонолита, Ti-флогопита, ульвошпинели вдоль сульфидного проводника в титанавгитовых базальтах. При 1 николе. Ширина поля зрения 4 мм

Таблица 13.1. Продукты взаимодействия сульфидных расплавов с веществом щелочных базальтов ивакинской свиты

Протоминералы с Fe^{3+}	Реакционные минералы с Fe^{2+}
Титанистый авгит-салит	Гортонолит – фаялит $f = 61-91$
Лабрадор Ca_{57-51}	Ферросилит (до 7% Al_2O_3)
Ильменит Het_{23-21}	Ферропижонит (до 7% Al_2O_3)
Mn-титаномагнетит Ulv_{53-40}	Феррогиперстен
Пол. Шпат $K_{53-65} Na_{38-30} Ca_{9-5}$	Геденбергит
Апатит	Анортит Ca_{95-100}
	K-олигоклаз $Ca_{30} Na_{59} K_{11}$
	Биотит–флогопит с 6-7% TiO_2
	Ильменит Het_{2-6}
	Mn-ульвошпинель Ulv_{99-79}
	Санидин $K_{71-83} Na_{27-15} Ca_{1-3}$
	Мелилит

На рисунках 13.19, 13.20 показаны жилы магматических сульфидов, которые механически активно внедряются в роговики.

Сульфидные расплавы в гипербазитах и базитах

Эти расплавы, судя по природным наблюдениям и экспериментальным данным, обладают большой текучестью и могут мигрировать по тончайшим менее 50 микрон трещинам. Естественно, в магматических камерах при малейшей возможности тяжёлые сульфидные расплавы оседают в их придонные участки.



Рис. 13.19. Жилы магматических сульфидов механически активно внедрились в роговики. Рудник им. Морозова

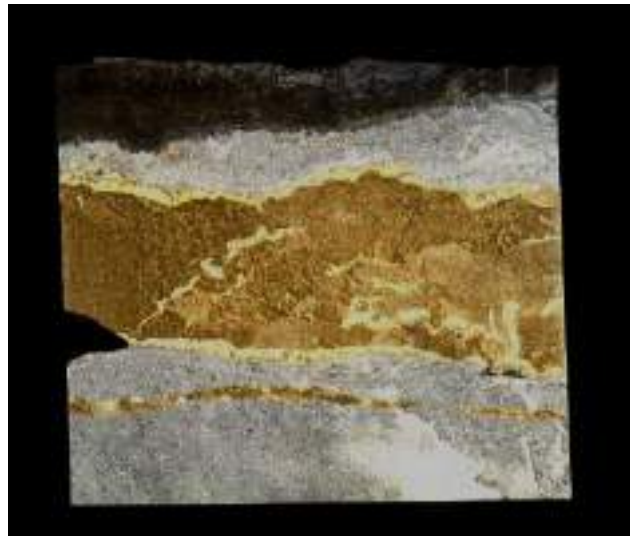


Рис. 13.20. Жилы магматических сульфидов механически активно внедрились в роговики. Рудник Комсомол

Температура кристаллизации силикатных расплавов гипербазитового и базитового состава в основном заметно выше, чем температура кристаллизации сульфидных расплавов. По этой причине сульфидные расплавы при остывании и сокращении объёма интрузивных тел выдавливаются из придонных скопления в крутопадающие жилы внутри интрузива (вариант Мончегорский) (рис. 13.21), или в пологие залежи под интрузив (вариант Талнахский), или в различные по форме скопления и жилы в любых участках интрузива и вне его (вариант Норильский).

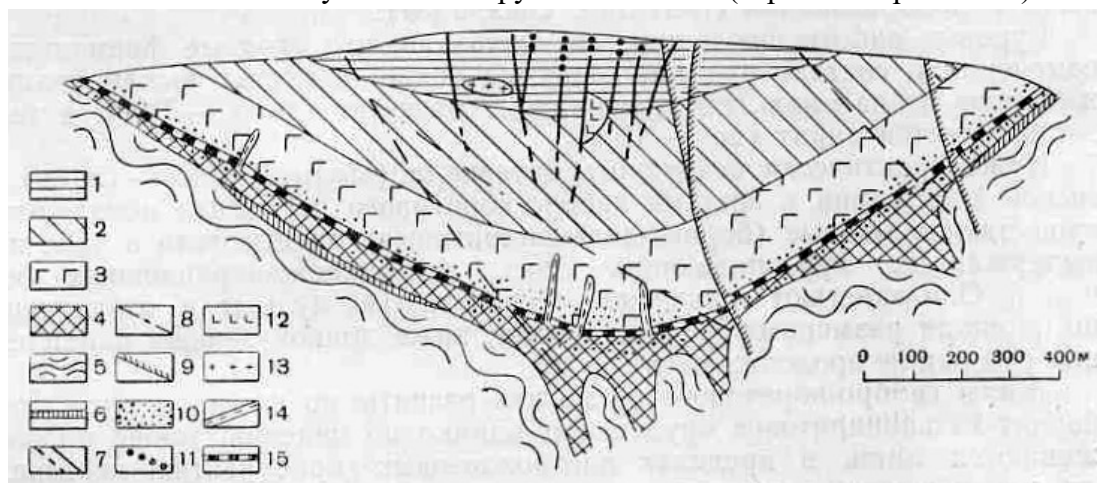


Рис. 13.21. Схема широтного геологического разреза массива (гора Ниттис). 1 – бронзитит, 2 – зона прослоев бронзита и гарцбургита, 3 – плагиоклазовый гарцбургит с редкими прослоями оливинового бронзитита, 4 – норит и габбро-норит.

5 – гнейсы, 6 – диорит, 7 – рудные жилы, 8 – тектонические нарушения, 9 – диабазы, 10 – вкрапленные руды, 11 – диорит-пегматиты, 12 – зональные пегматиты, 13 – пегматоидные бронзититовые шилы, 14 – габбро-норит-пегматиты, 15 – неравномерно-зернистый плагиоклазовый бронзитит с прослоями такситового гарцбургита и трахитоидного гиперстенита

В Мончегорском интрузиве объем сульфидов в придонной залежи и в жилах составляет менее 1% объема интрузива.

Состав сульфидных расплавов

Сульфидные расплавы в магматитах гипербазит-базитовых и базитовых имеют $Fe - Ni (Co) - Cu$ состав, в том числе и в импактных магматитах (Садбери).

В зависимости от состава материнских силикатных расплавов и обогащённости никелем содержащегося в них оливина меняется состав сульфидных расплавов по соотношению $Ni : Cu$. Чем более гипербазитовый состав силикатного расплава и чем богаче никелем оливин, тем более никелистый состав сульфидного расплава (в сульфидных рудах больше пентландита).

Магматические сульфидные руды отличаются от любых иных сульфидных руд повышенными содержаниями элементов группы платины PGE. Чем более глубинный мантийный источник сульфидоносных силикатных расплавов, тем они богаче PGE.

Сульфидоносные импактные расплавы – продукты плавления корового материала, – бедны PGE. Так, в гигантских импактных месторождениях никеля Садбери даже не проводился подсчёт запасов PGE. Тогда как Норильские $Ni-Cu$ месторождения (не сопоставимо более скромные по размерам, чем Садбери) содержат около 15 % мировых ресурсов платины и 65 % мировых ресурсов палладия.

Как видно, содержания (рис. 13.22) платиновых металлов и золота в продуктах кристаллизации мантийных сульфидных расплавов на три-четыре порядка выше, чем в коровых (Садбери).

Магматические сульфидные месторождения

Производные магм бонинитового типа

Расслоенные перидотит-ортопироксенит-габбро-норитовые интрузивы среди гнейсов архея.

Мончегорское месторождение: два типа руд – придонная залежь вкрапленных и жильные над осевой частью интрузива с оторочками магнетита и перидотитовых, габбровых и диоритовых пегматитов.

Состав серы – мантийный, довольно много PGE. Магматические оливин и пироксены содержат много ксеногенного радиогенного Ar : $K-Ar$ возраст этих пород до 6-8-12 млрд. лет, реальный (U/Pb , Rb/Sr , Re/Os) возраст 2,5 млрд. лет.

Производные трапповых формаций – толеитов континентального типа

Норильское рудное поле: рудоносные дифференцированные интрузивы оливиновых габбро-долеритов, плагиолерцолитов, меланотроктолитов, анортозитовых габбро-долеритов, габбро-диоритов.

Месторождение, руды	Pt	Pd	Rh	Ru	Jr	Os	Au	Ag	Ni	Cu	Co	S	Ni/Cu	Pt/Pd
<i>Жильные</i>														
НКТ, главное жильное поле	0,76	6,10	0,44	0,04	0,04	0,013	0,27	7,12	6,14	2,75	0,23	37,5	2,23	0,12
НКТ, глубинные медные	22,4	53,7	0,07	0,02	0,02	0,013	4,09	257,1	2,82	24,6	0,10	36,5	0,11	0,42
Сопча, жильное поле	1,22	9,36	0,25	0,03	0,12	0,04	0,12	3,65	15,2	1,25	0,68	39,6	12,2	0,13
<i>Вкрапленные, гнездово- и прожилково-вкрапленные</i>														
Сопча, «пласт 330»	10,5	60,6	3,62	0,55	1,42	0,39	4,49	64,5	39,3	13,7	1,57	34,0	2,87	0,17
Нюд-II, вкраплен- ные	0,39	1,17	0,22	0,014	0,014	0,00	0,21	3,85	3,67	1,47	0,15	37,4	2,51	0,33
Нюд-II, гнездовые	0,11	2,73	0,08	0,02	0,015	0,01	0,12	1,03	4,08	0,52	0,19	37,4	7,78	0,04
НКТ, придонные вкрапленные	1,31	4,28	0,18	0,07	0,11	0,06	0,64	9,60	4,44	3,00	0,29	37,2	1,48	0,30
НКТ, придонные гнездовые	10,8	1,47	0,16	0,01	–	–	0,08	17,3	6,42	0,68	0,23	37,5	9,44	7,38
Морошковое озе- ро, прожилково- вкрапленные	0,43	2,89	0,78	–	–	–	0,30		4,12	2,21	0,56	44,2	1,86	0,15
<i>Другие никеленосные интрузивы</i>														
Федорово- Панский, краевая зона, вкрапленные	2,76	15,1	0,57	–	–		1,42	18,4	8,15	4,96	0,57	39,3	1,64	0,18
То же, расслоен- ный горизонт, вкрапленные	25,3	203,5	6,21				6,69	60,7	11,9	15,8	0,33	36,3	0,76	0,12
Пеникат, АП-1, вкрапленные	90,7	289	8,62	0,97	1,70	0,79	–	–	7,11	14,9		37,0	0,48	0,31
Печенга, богатые вкрапленные	0,60	0,89	0,02	0,05	0,03	–	–	–	8,45	4,09	0,14	36,8	2,07	0,67
Печенга, брекчие- видные	0,29	0,33	0,02	0,04	0,02	–	–	–	5,28	2,68	0,09	38,0	1,97	0,88
Алларечка, густо- вкрапленные	0,33	2,41	0,25	0,15	0,00	–	0,10	17,2	8,27	5,65	0,15	36,8	1,46	0,14
Алларечка, сплошные	0,024	0,70	0,06	0,16		0,056	0,03	6,16	11,3	4,14	0,22	37,6	2,73	0,03

Примечание. Пропуск – элемент не определялся.

Рис. 13.22. Среднее содержание благородных (в г/т) и цветных (в мас %) металлов в сульфидной фазе медно-никелевых руд Мончегорского плутона (Яковлев и др., 1999)

Мощность платобазальтов в Норильском регионе до 5 км (рис. 13.23). Их сопровождают интрузивы и дайки *Ag-Au-Pt-Pd-Co-Ni-Cu* месторождения – плутоногенные.

Они сопряжены с Норильскими, Талнахским и Хараелахским – Таймырским интрузивами плагиоцерцолитов – троктолитов анортозитовых габбро-норитов – габбро-диоритов – оливиновых габбро-долеритов.

Изотопный возраст платобазальтов, интрузивных базитов, магматических сульфидных *Co-Ni-Cu* руд – $251 \pm 1-3$ Ма.

На геологической карте (рис. 13.24) показан северо-западный угол платформы, зона довольно интенсивных краевых дислокаций.



Рис. 13.23. Трапповая
формация $P_2 - T_1$ Восточно-Сибирской
платформы и Западно-Сибирской
плиты



Рис. 13.24. Геологическая карта
Норильского рудного поля 1 : 200.000
ВСЕГЕИ, 1986

Рудоносные интрузивы Норильско – Талнахского типа трапповой формации

Основной объём интрузивов слагают габбро-долериты призматически-зернистые, без оливиновые, оливин-содержащие, оливиновые, пикритовые, лейкократовые, анортозитовые, такситовые; меланотроктолиты, пикриты, плагиоклазовые лерцолиты. Для этой ортомагматической ассоциации характерна анортозитовая тенденция магматической дифференциации.

Заметную часть рудоносных интрузивов слагают гибридно-метасоматические и гибридные породы (магматизированные и мигматизированные ксеногенные породы – роговики) – габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты, нориты, кварцевые нориты, кордиеритовые нориты; габбро-диориты, кварцевые габбро-диориты, гранофировые габбро-диориты.

13.2. Магматогенные норильские сульфидные образования

Изотопный состав свинца

Судя по изотопии свинца, все образования трапповой формации Норильского региона имели единый мантийный источник (рис. 13.25). Изотопный состав Pb рудоносных интрузивов и магматических сульфидных руд Норильского и Талнахского рудных узлов в значительной степени различается – в Талнахском Pb заметно более радиогенный.

Установлен очень узкий диапазон вариаций изотопного состава свинца магматического галенитового твёрдого раствора и пневматолитовых галенита и алтаита

Талнаха. Практически таков же изотопный состав свинца в плюмбидах палладия Талнаха – плюмбопалладините и полярите.

Изотопный состав свинца плюмбида палладия Норильска – звягинцевита и *Pb*-атокита существенно отличается от талнахского и находится в поле состава свинца норильских руд. Это свидетельствует о генетических связях сульфидных руд с конкретными интрузивами, о различных мантийных источниках для Норильского и Талнахского рудных узлов, о более высокой степени контаминации мантийных магм для Талнахского рудного узла, чем, возможно, и обусловлен его гигантский.

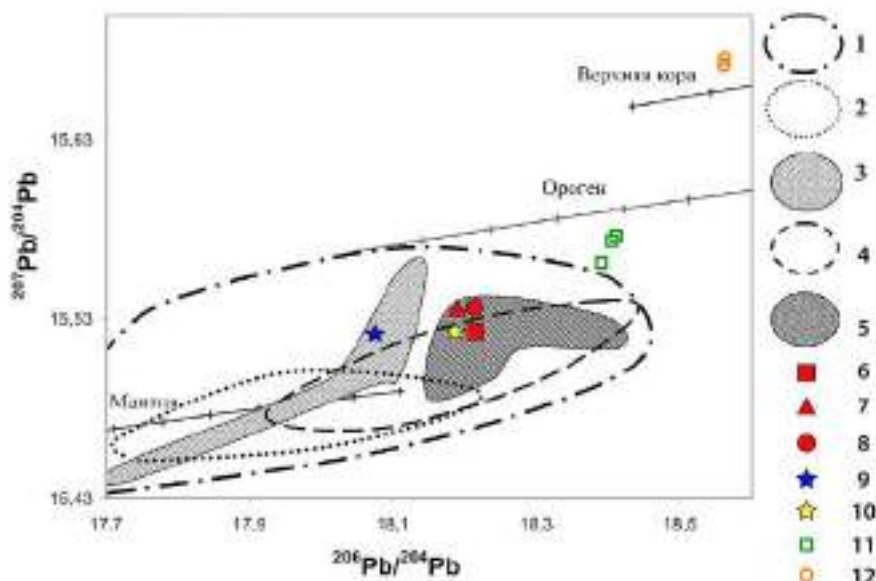


Рис. 13.25. 1 – базальты [Lightfoot et al., 1993; Czamanske et al., 1994]. 2 – габбро-долериты Норильского интрузива, 3 – сульфидные руды Норильского рудного кластера [Wooden et al., 1992; Czamanske et al., 1994]. 4 – габбро-долериты Талнахского и Хараелахского интрузивов, 5 – сульфидные руды Талнахского рудного узла [Czamanske et al., 1994]. 6 – магматогенный PbSss, Талнах, 7 – пневматолитовый галенит, Талнах, 8 – пневматолитовый алтаит, Талнах, 9 – звягинцевит и атоцит, Норильск, 10 – полярит и плюмбопалладинит, Талнах [Спиридонов и др., 2010]. 11 – галенит из арсенидно-карбонатных жил, Талнах

Магматические сульфидные месторождения Норильского рудного поля

Магматические сульфиды слагают вкрапленность в Норильских и Талнахских интрузивах, залежи, жилы и импреньяции в эндоконтактах и экзоконтактах рудоносных интрузивов. Большая часть массивных руд, вкрапленных – капельников, сидеронитовых локализованы в головной части интрузивов, выжаты в неё из более глубоких частей интрузивов, которые находятся под существенно большей нагрузкой.

Наиболее распространённый тип вкрапленных руд – с сульфидными каплями развит в пикритовом горизонте, обычно в нижних частях рудоносных интрузивов. Размер капель от мелкой дроби до 2–4, изредка до 6 см. Форма их округлая до

приплюснutoй, количество от редкой вкрапленности до весьма густой. Залегают капли согласно с первичной расслоенностью и текстурами течения пород пикритового горизонта оливиновых меланогаббро-долеритов, троктолитов, плагиоцерцолитов.

Сульфидная масса капель заметно богаче благородными металлами, чем сульфидная масса сидеронитовых и массивных руд. Сера сульфидов капель изотопно более лёгкая, чем сера сидеронитовых и массивных руд. Поэтому, большинство геологов рассматривали сульфиды капель как первичные = мантийные образования.

Магматические сульфиды слагают вкрапленность в интрузивах, залежи, жилы и импреняции в эндоконтактах и экзоконтактах рудоносных интрузивов. Большая часть сульфидных руд: вкрапленных, сидеронитовых, массивных локализованы в головной части интрузивов [Рябов и др., 2000; Лихачёв, 2006].

Один из наиболее распространённых типов вкрапленных руд с сульфидными каплями развит в придонных частях рудоносных интрузивов. Размер капель от мелкой дроби до 2–4, изредка до 6 см. Форма их округлая до приплюснutoй, количество от редкой вкрапленности до весьма густой. Залегают капли согласно с первичной расслоенностью и текстурами течения оливиновых меланогаббро-норит-долеритов, троктолитов и плагиоцерцолитов. Сульфидная масса капель заметно богаче благородными металлами, чем сульфидная масса сидеронитовых и массивных руд. Сера сульфидов капель изотопно более лёгкая, чем сера сидеронитовых и массивных руд [Годлевский, Гриненко, 1963; Горбачёв, Гриненко, 1973; Генкин и др., 1981; Рябов и др., 2000; Лихачёв, 2006]. Поэтому, большинство геологов рассматривали сульфиды капель как мантийные образования. Представляется, что капельники – порождение магматического «дождя» или «града» фрагментов первичных сульфидных расплавов. Заметная часть «дождя» застряла в придонных интрузивных породах, богатых оливином и хромшпинелидами. Капли нередко «сидят» на идиоморфных кристаллах клинопироксена и плагиоклаза.

Большая часть сульфидного "дождя" стекла в депрессии дна интрузивов. При остывании и сокращении объёма интрузивов значительная часть сульфидных расплавов была выжата за их пределы, главным образом в роговики под пологим дном интрузивов. Очевидно, по этой причине многие сульфидные залежи расположены под депрессиями дна интрузивов [Степанов, Туровцев, 1988; Лихачёв, 2006].

Основные залежи массивных руд размещены под Хараелахским – Таймырским интрузивом, в том числе крупнейшее месторождение палладия на Земле – основная Хараелахская залежь размером 3x1 км при мощности до 75 м.

Схематическая история формирования месторождений Норильского рудного поля

Интрузивный процесс был механически трудным. Расплав выпихивал интрузивное пространство. Когда выпихивалась очередная депрессия, процесс внедрения замедлялся. Вероятно, в именно в это время интенсивность сульфидного дождя усиливалась, что и

привело к образованию скоплений сульфидного расплава под дном депрессии (рис. 13.26).

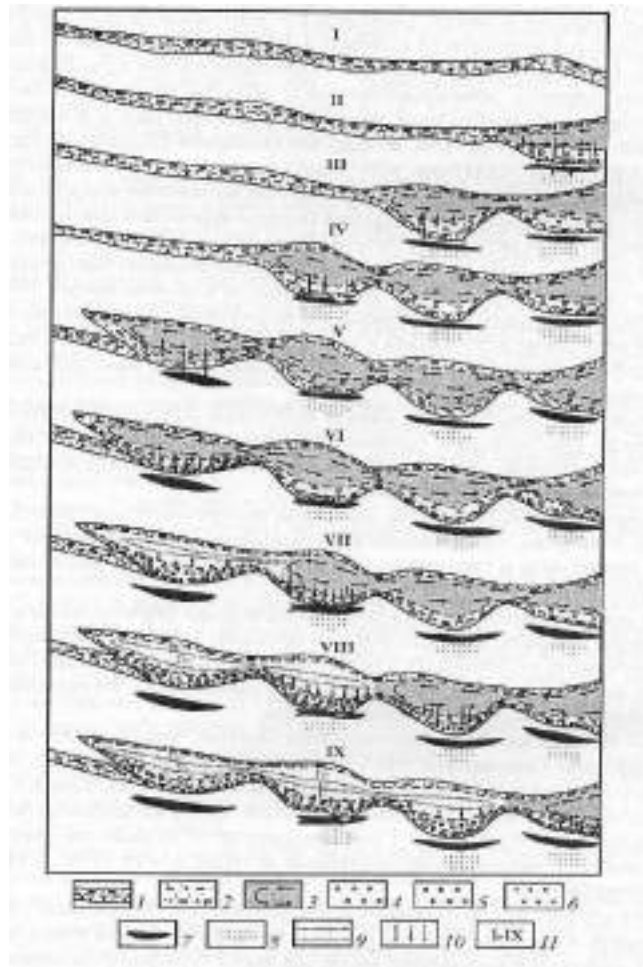


Рис. 13.26. Схема формирования рудоносных интрузий и связанных с ними платино-медно-никелевых месторождений талнахского типа.

1 - головная кашеобразная часть магматической колонны; 2 - верхние и нижние контактовый и такситовые габбро-долериты; 3 - внедряющаяся и циркулирующая магма; 4 – фенокристы оливина; 5 - выделения сульфидной жидкости; 6 - оливин, выделяющийся при внутрикамерной кристаллизации магмы; 7 - массивные руды; 8 - экзоконтактовое вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение; 9 - кристаллизующаяся магма; 10 - направления движения кристаллов оливина и выделений сульфидной жидкости; 11 - этапы внедрения и становления рудоносных интрузий и накопления рудного вещества.

Залежи магматических сульфидных руд (красные) залегают в нижней части и под Талнахским (зелёный), в нижней части и под Хараелахским (жёлто-зелёный) интрузивами (рис. 13.27). Модель Хараелахско-Таймырского интрузива показана на рисунке 13.28.



Рис. 13.27. Талнахское месторождение. Норильское рудное поле

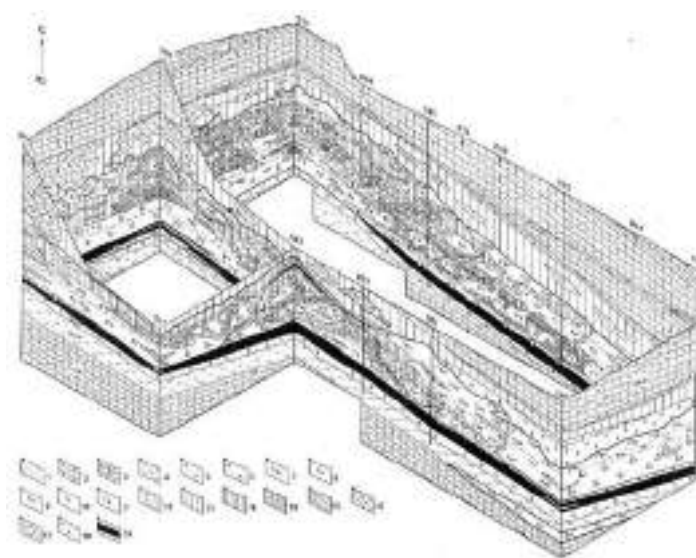


Рис. 13.28. Модель крупнейшего месторождения палладия и богатейшая Co-Ni-Cu залежь – главная Хараелахская сульфидная залежь (под Хараелахским-Таймырским интрузивом)

Вероятное решение проблемы квазиангидритного изотопного состава серы норильских сплошных и сидеронитовых руд

Вкрапленные руды – сидеронитовые широко распространены в интрузивных породах любого состава. Часть сульфидов сидеронитовых руд – это «брызги» того сульфидного «дождя». Заметная часть сульфидов сидеронитовых и массивных руд, вероятно, являются продуктами процесса сульфуризации, высокоТ воздействия сернистых газов на минералы магматитов и роговиков с извлечением Fe, Ni, Cu, образованием сульфидной вкрапленности и вторичных сульфидных расплавов, бедных благородными металлами. Рудоносные интрузивы метаморфизовали угли тунгусской серии до графита. Исходные угли содержат 25–38 % летучих веществ, графитизированные (до 300 м от контакта с интрузивами) 4–10% летучих веществ и менее. При контактовом метаморфизме возникло огромное количество высокоТ восстановленных газов – CH_4 , H_2 , CO . Эти газы активно взаимодействовали с ангидритом палеозойских толщ. При сульфатредукции возникли сернистые газы с S, H_2S , SO_2 , COS , изотопный состав серы в них ангидритовый, богат тяжёлым изотопом. Попадая в горячие остывающие, сокращающиеся в объёме интрузивы и породы их рамы, такие газы с любой формой серы взаимодействовали с железосодержащими минералами, в результате чего формировались тонкая вкрапленность сульфидов в породах и вторичные сульфидные расплавы.

Это отчасти объясняет:

- 1) огромное количество сульфидных расплавов в Норильском рудном поле;
- 2) утяжелённый квазиангидритовый изотопный состав серы сидеронитовых и массивных руд;

3) пониженные содержания в них же PGE+Au(в сравнении с сульфидными каплями);

4) повышенные содержания в сидеритовых и массивных рудах радиогенно – корового *Os*.

Как и в любых магматических расплавах, в сульфидных расплавах происходят процессы кристаллизационной дифференциации.

В знаменитой статье 1927 г. в «Economic Geology» И. Фогт показал, что кристаллизация сульфидных расплавов идёт по стандартному пути: в начале кристаллизуются гексагональные Fe и Fe-Ni сульфиды (в дальнейшем названные *Mss*), которые бедны платиновыми металлами; позже кристаллизуются кубические Fe-Cu и Fe-Cu-Ni сульфиды (в дальнейшем названные *Iss*), которые обогащены платиновыми металлами (и золотом).

Докажем правоту И. Фогта на примере Садбери.

Садбери – гигантская магматическая отливка на месте ударного кратера (рис. 13.29). Это импактные расплавы за счёт коровых пород. Кроме того, это крупнейшее в мире месторождение *Cu-Ni* руд. Руды крайне бедны платиноидами и золотом. Но в «стрингерах» – поздних магматических сульфидных жилах существенно медистого состава (*Iss*) довольно много *Pd, Pt, Au, Ag*.

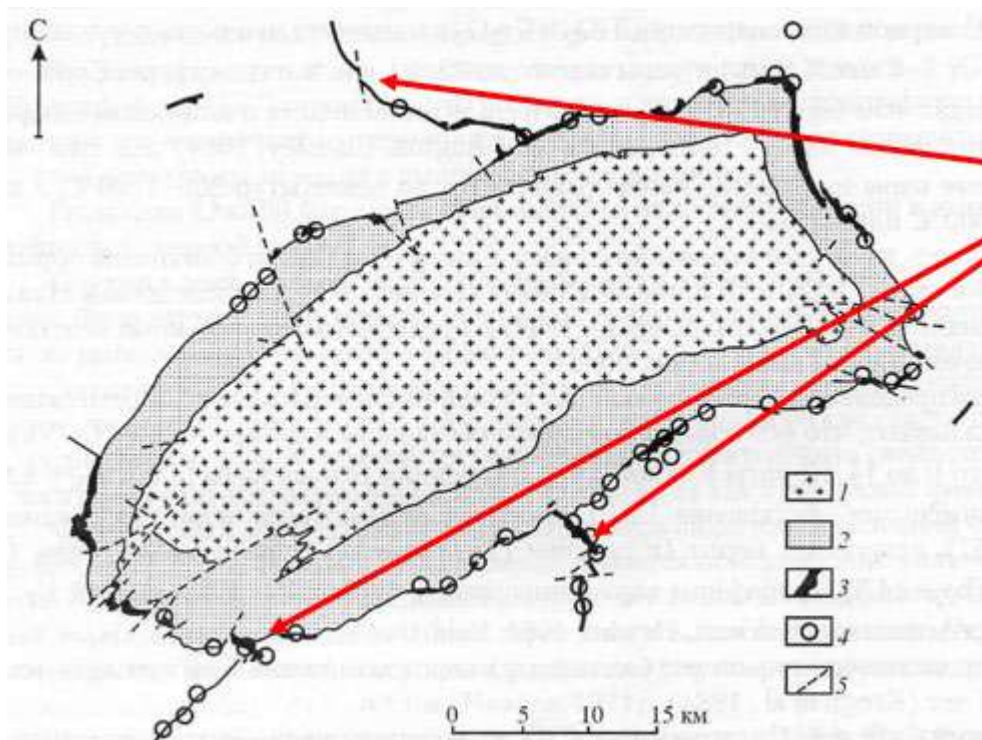


Рис. 13.29. Карта месторождения Садбери

Тренд кристаллизационной дифференциации сульфидных расплавов обычный, с истощением *Fe* и накоплением *Cu*: *Mss*₁ (температура кристаллизации ~ 1190-1100⁰ С,

состав близкий к пирротину – троилиту), Mss_2 , Iss_1 (температура кристаллизации $\sim 900-850^{\circ}C$), Iss_2 , Iss_3 , Iss_4 , Iss_5 (температура кристаллизации $\sim 760^{\circ}$, состав близкий к халькопириту). Этим обусловлено зональное строение сульфидных тел от малых капель до гигантских залежей. Состав тех и других сульфидных твёрдых растворов близок к MeS . По образному выражению М.Н. Годлевского, норильские руды – царство твёрдых растворов. Никель (и кобальт) примерно в равной степени распределены в Mss и Iss всех типов. Первичные руды сложены продуктами твердофазных превращений сульфидных твёрдых растворов Mss (это главным образом минералы группы пирротина, подчинённые пентландит, кубанит и халькопирит) и Iss (кубанит, халькопирит, пентландит, подчинённые минералы группы пирротина), а также магнетитом (Годлевский, 1959; Кулагов, 1968; Генкин и др., 1981; Czamanske et al., 1992; Naldrett, 2004 и др.).

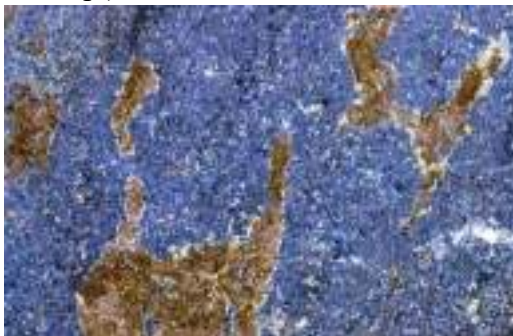


Рис. 13.30. Зачатки сульфидных жил, сложенных агрегатами кристаллов Mss , в плагиоцерцолитах пикритового горизонта. 6 см. Колл. и фото Э.М. Спиридонов

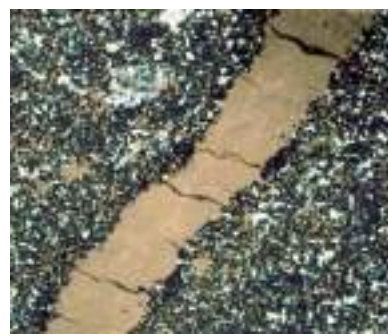


Рис. 13.31. Сульфидная жила, сложенная агрегатами кристаллов Mss , в троктолитах пикритового горизонта. 12 см. Колл. и фото Э.М. Спиридонов

На фотографиях (рис. 13.32, 13.33) жила сульфидного расплава сечёт роговики, залегает горизонтально. Течение расплава было заметным, так как кристаллы Mss выросли навстречу течению. Матрица сложена агрегатом кристаллов Iss .



Рис. 13.32. Реакционный магнетит

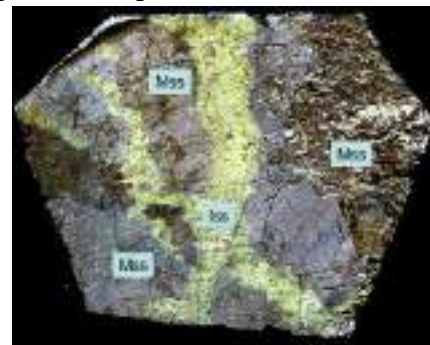


Рис. 13.33. Кристаллы Mss -вкрапленники сцементированы агрегатами кристаллов Iss

Нередко между кровлей крупной сульфидной залежи и дном рудоносного интрузива находится прослой роговиков. Во многих местах роговики, прилегающие непосредственно к сульфидной залежи, пронизаны сетью прожилков и пропитаны (импреньированы) остаточным существенно медистым сульфидным расплавом. Таким путём возникли так называемые норильские медистые руды, богатые платиновыми металлами и золотом (рис. 13.34, 13.35).

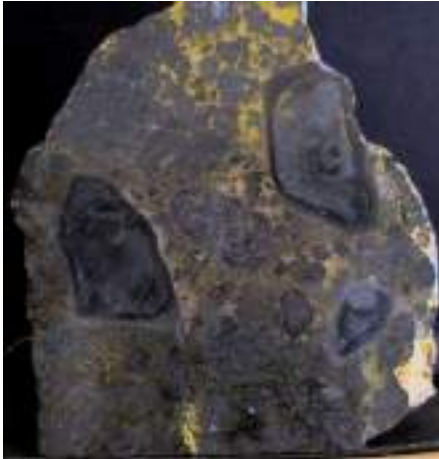


Рис. 13.34. Импреньационные медистые руды. 16 см

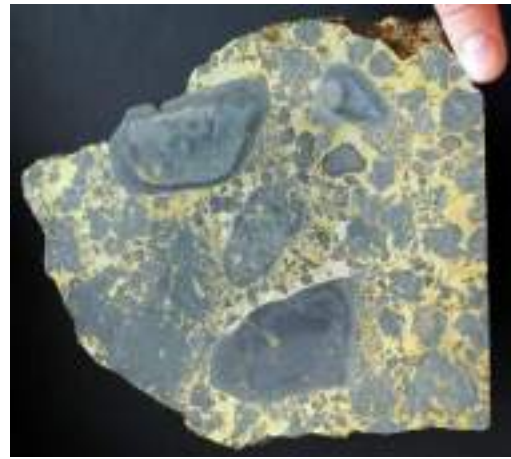


Рис. 13.35. Обратная сторона пластины

Благородные металлы первоначально были растворены в сульфидных расплавах. При их кристаллизации произошла селекция, поскольку существуют благородные металлы *Mss* – совместимые (это *Ru*, *Rh*, *Os*, *Ir*) и существуют благородные металлы *Iss* – совместимые (*Pt*, *Pd*, *Ag*, *Au*). По этой причине, руды, сложенные в основном *Mss* (т. е. существенно пирротинового состава), содержат заметные количества *Rh* (до 20 г/т), *Os*, *Ru* и первые г/т *Pd*, *Pt*, *Ag*. Руды, сложенные *Iss* (т.е. существенно медистые – богатые кубанитом, халькопиритом и иными минералами группы халькопирита), бедны тугоплавкими платиноидами и содержат десятки г/т *Pd*, *Pt*, *Ag* и до 5 г/т *Au*. Эти руды – главная ценность Норильска.

Уникальная особенность Норильских месторождений – наличие эвтектических руд, сложенных графическими сростаниями *PbSss* – *Iss*, продуктами кристаллизации поздних легкоплавких (температура кристаллизации ~ 550⁰ С) сульфидных *Pb* – *Fe* – *Cu* – *Ni* расплавов.

Сульфидные руды – эвтектические сростания слагают гнёзда размером от первых до 15-30 см и секущие жилы нескольких поколений мощностью от 2-3 см до 150 см (в исключительных случаях до 3 м) и длиной до 3 – 15 м в различных частях залежей массивных сульфидных руд (преимущественно в их кровле) и в интрузивных породах и роговиках, которые эти руды окружают. Наиболее многочисленны такие гнёзда и жилы в верхней части Главной Хараелахской сульфидной залежи.

Причина их появления – обилие калия и когерентного свинца в норильских рудно-магматических системах.

Рассмотрим примеры внедрения поздних низкотемпературных *Fe-Pb-Cu* сульфидных расплавов (рис. 13.36 – 13.45). Продукты их кристаллизации – эвтектические срастания *PbSss – Iss*.

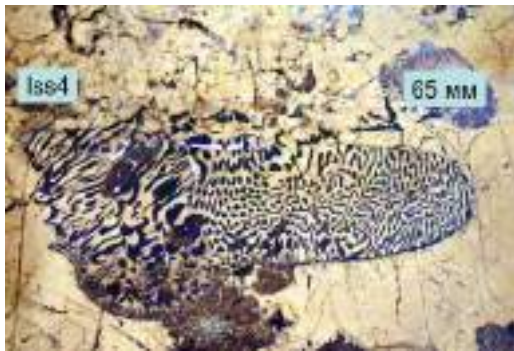


Рис. 13.36. Эвтектические срастания *PbSss – Iss*

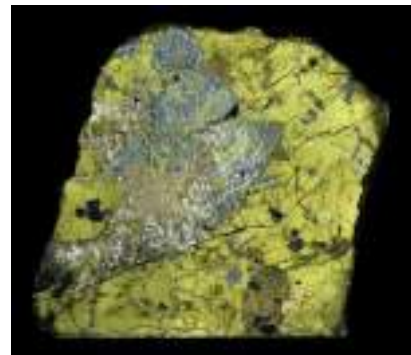


Рис. 13.37. Эвтектические срастания *PbSss – Iss*

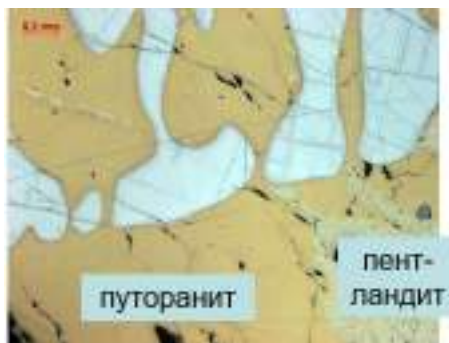


Рис. 13.38. Эвтектические срастания *PbSss – Iss*. В отраженном свете, при 1 николе

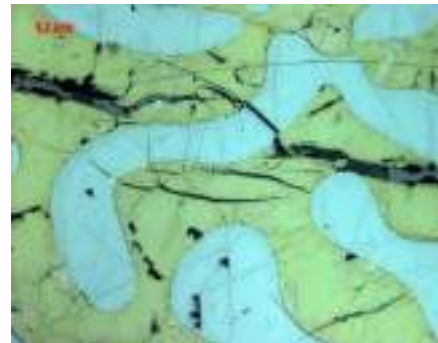


Рис. 13.39. Эвтектические срастания *PbSss – Iss*. В отраженном свете, при 1 николе

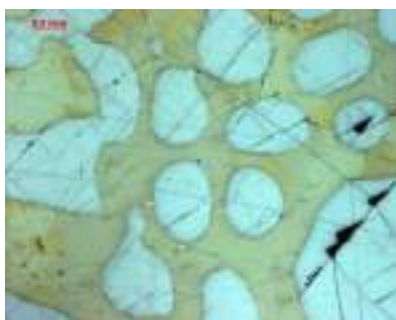


Рис. 13.40. Эвтектические срастания *PbSss – Iss*. В отраженном свете, при 1 николе



Рис. 13.41. Эвтектические срастания *PbSss – Iss*. В отраженном свете, при 1 николе

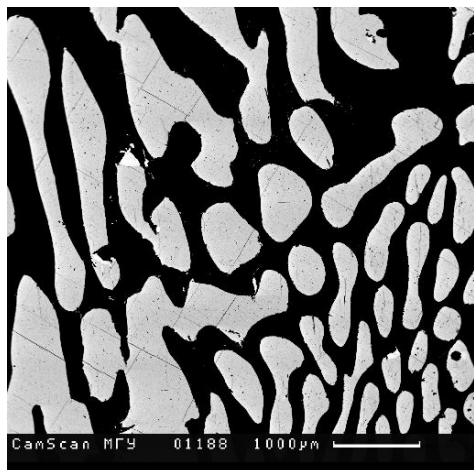


Рис. 13.42. Эвтектические сростания
PbSss – Iss

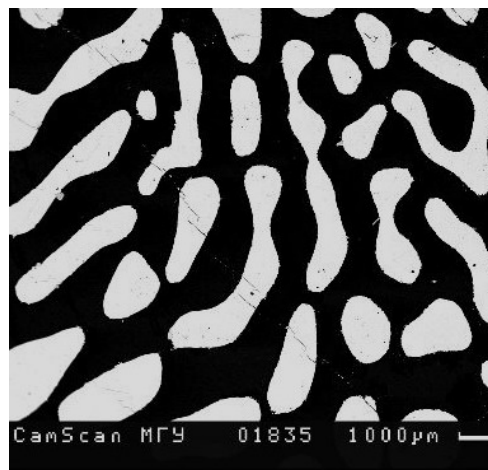


Рис. 13.43. Эвтектические сростания
PbSss – Iss



Рис. 13.44. Эвтектические сростания
PbSss – Iss



Рис. 13.45. Эвтектические сростания
PbSss – Iss

Содержания благородных металлов в норильских сульфидных рудах

Руды, сложенные продуктами превращений:

- *Mss – Rh* до 20; *Pd, Pt, Ag* ~10 г/т; *Ru, Au* ~1; *Os* ~0,5

Величина *Pd/ Pt* около 3,5, *Ag/ Au* около 35

- *Iss - Pd, Ag* ~100; *Pt* ~25; *Au* ~2 г/т; *Rh* до 5; *Ru* ~0,5

Величина *Pd/ Pt* около 4, *Ag/ Au* около 40

- *Iss+PbSss* – в среднем (n=20):

Pd 1204 г/т; *Pt* 537 г/т; *Ag* 1217 г/т; *Au* 16,7 г/т;

Rh 3,8 г/т; *Ru* 0,14 г/т; *Os, Ir* – следы

Величина *Pd/ Pt* около 2,5, *Ag/ Au* около 75

Уникальная особенность Норильского рудного поля – наличие поздних легкоплавких (температура кристаллизации ~ 550⁰ С) эвтектик *PbSss – Iss*.

Сульфидные руды – эвтектические сростания $PbS_{ss} - Iss$ экстремально богаты:

- Pd – 1204 (25 - 5296) г/т
- Pt – 537 (5 – 6119) г/т
- Ag – 1217 (169 – 2985) г/т, Au – 17 (до 88) г/т.

По содержанию Pd и Pt на сульфидную массу эти руды самые богатые в мире (рис. 13.46).

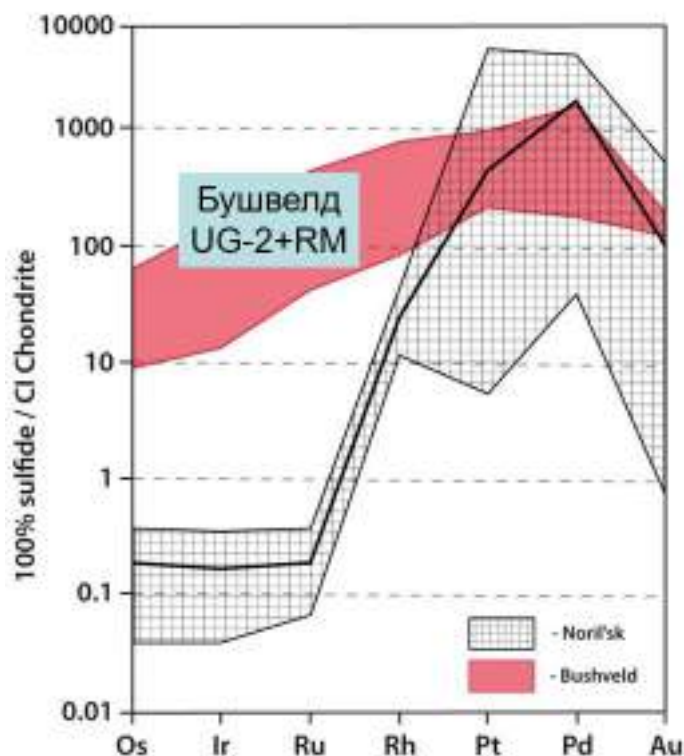


Рис. 13.46. Содержания благородных металлов в норильских рудах – эвтектических сростаниях $Iss - PbS_{ss}$

13.3. Магматические сульфидные месторождения с совершенно иным, не магматическим источником серы

Магматические сульфидные месторождения в коматиитах

Крайне высокотемпературные и низкощелочные ультраосновные породы – коматииты слагают покровы, силлы и интрузивные тела мощностью до 1000 м. В центре наиболее мощных тел развиты крупнозернистые дуниты. Сами коматииты крайне бедны серой.

В нижних частях наиболее мощных дифференцированных тел коматиитов среди дунитов и клинопироксенитов встречаются скопления магматогенных сульфидных $Cu-Ni$ руд с платиноидами (Камбалда, Западная Австралия, Томпсон в поздне архейском зеленокаменном поясе Абитибби, Канада). Сульфидные руды развиты только в тех телах коматиитов, которые залегают на (или среди) пиритоносных осадочных пород, обломки

которых, попадая в расплав коматиитов (процесс типа десквамации), явились источником серы для образования сульфидных расплавов.

Месторождение Камбалда (Австралия) – 50 млн. тонн руд с 3.6% Ni.

Месторождение Томпсон (Канада) – 90 млн. тонн руд с 2.5% Ni.

Характерная особенность этих руд крайне высокое отношение $Ni : Cu = 10-15$, т.к. оливин коматиитов очень богат Ni .

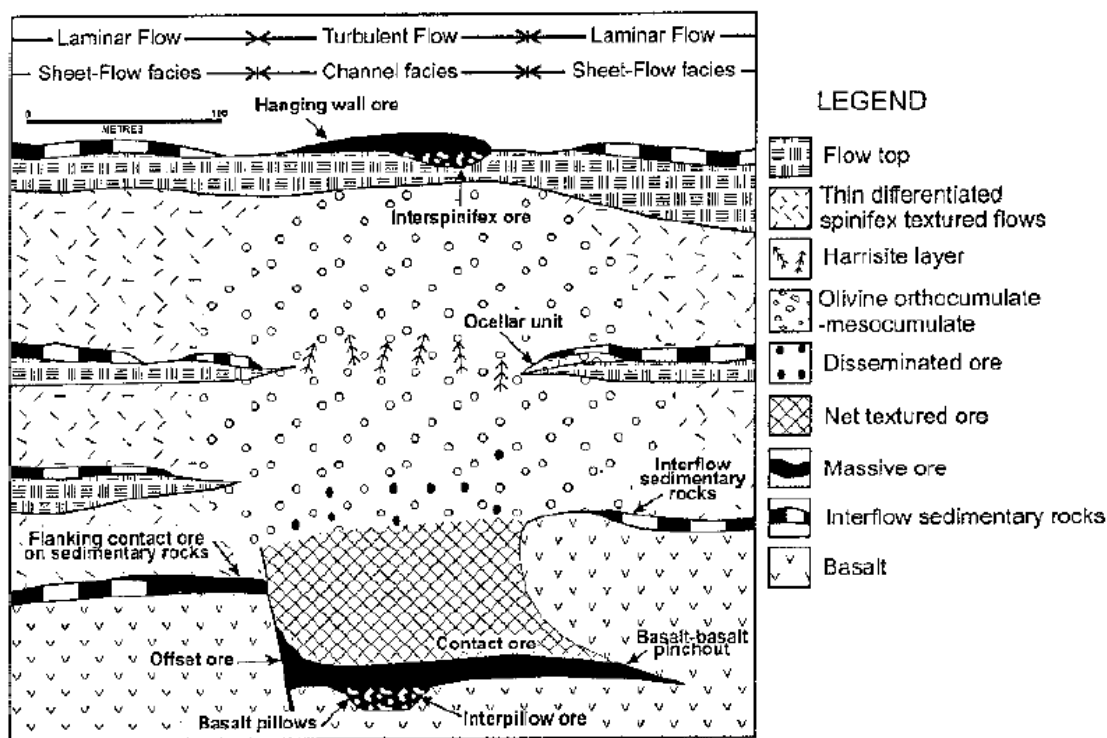
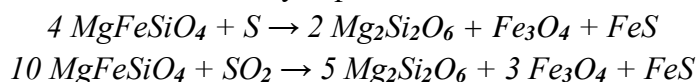


Рис. 13.47. Диаграммный поперечный разрез, иллюстрирующий расположение сульфидных тел и соотношение между русловыми и листоватыми фациями в составе Серебряного озера камбалдинского коматиита. Впадина или сквозной канал лишь частично ограничивает рудное тело и в основном является структурной особенностью (Cowden & Roberts (1990)). Австралия

О взаимодействии сульфидных расплавов с окружающими силикатными породами

При магматических температурах сера в любой форме – свободной S или сернистого газа SO_2 , – активно взаимодействует с железосодержащими силикатами. При этом, большая часть железа окисляется до магнетита, часть превращается в сульфид железа. По этой причине, магматические сульфидные руды иногда содержат значительное количество магнетита, магнетитовые оторочки развиты у верхних залбандов пологих жил магматических сульфидов.



Если температура достаточно высокая порядка 1000-1200⁰ С, то образуется дополнительная порция железо-сульфидного расплава – продукта процессов сульфуризации. Этот новый расплав беден платиноидами и золотом и разбавляет мантийный сульфидный расплав.

Рассмотрим взаимодействие сульфидных расплавов с силикатными породами на примере образцов рудника Октябрь (Норильское рудное поле) (рис. 13.48, 13.49).

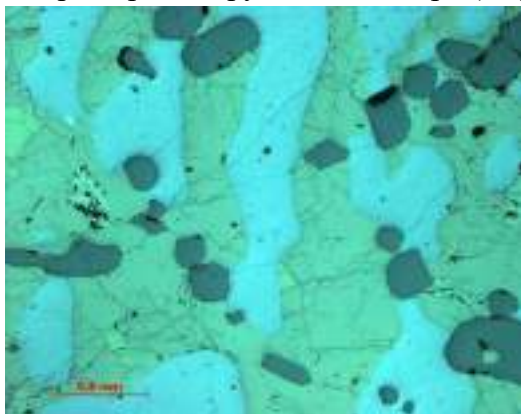


Рис. 13.48. Гнёзда реакционного магнетита в графических рудах – сростаниях Iss и PbSss. В отражённом свете при 1 николе

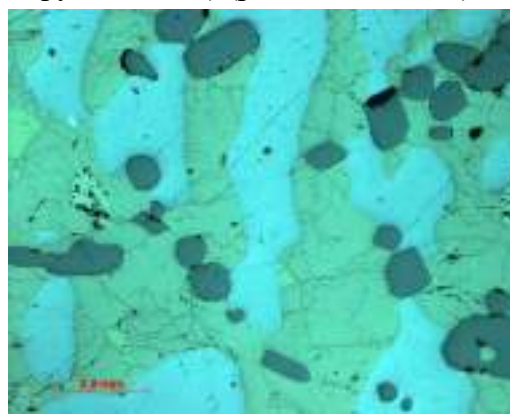


Рис. 13.49. Гнёзда реакционного магнетита в графических рудах – сростаниях Iss и PbSss. В отражённом свете при 1 николе

Лекция 14. Минералогенез магматических сульфидных месторождений. Часть 2

14.1. История кристаллизации сульфидных расплавов

Тренд кристаллизационной дифференциации сульфидных расплавов обычный, с истощением Fe и накоплением Cu: Mss_1 (температура кристаллизации $\sim 1190-1100^{\circ}\text{C}$, состав близкий к пирротину), Mss_2 , Iss_1 (температура кристаллизации $\sim 950-850^{\circ}\text{C}$), Iss_2 , Iss_3 , Iss_4 , Iss_5 (температура кристаллизации $\sim 760^{\circ}$, состав близкий к халькопириту). Этим обусловлено зональное строение сульфидных тел от малых капель до гигантских залежей. Состав тех и других сульфидных твёрдых растворов близок к MeS . По образному выражению М.Н. Годлевского, норильские руды – царство твёрдых растворов. Никель (и кобальт) примерно в равной степени распределены в Mss и Iss всех типов. Первичные руды сложены продуктами твердофазных превращений сульфидных твёрдых растворов Mss (это главным образом минералы группы пирротина, подчинённые пентландит, кубанит и халькопирит) и Iss (кубанит, халькопирит, пентландит, подчинённые минералы группы пирротина), а также магнетитом.

На фотографиях (рис. 14.1, 14.2) матрица – Mss_2 , превращённый в моноклинный пирротин с массой тончайших ламелл распада пентландита, железистого пирротина, менее халькопирита. В некоторых жилах рудника Комсомольский внутри интрузивных тел размер кристаллов Mss_1 достигает 170 см.



Рис. 14.1. Пластинчатые кристаллы Mss_1



Рис. 14.2. Пластинчатые кристаллы Mss_1

На рисунке 14.3 хорошо видна матрица Mss_1 . Если взять образец в руки и рассмотреть его внимательно, можно увидеть, что в областях уплощенных кристаллов Mss_1 находятся тончайшие пластины распада пентландита. Их значительная часть переотложилась. Так как пентландит легко переоткладывается, достаточно трудно оценить исходный состав.

Рассмотрим более интересную картину (рис. 14.4, 14.5): видны несколько кристаллов Mss_1 . Iss – полиминеральный. Над каплями расположены ореолы флюидного воздействия.



Рис. 14.3. Пластинчатые кристаллы *Mss1*



Рис. 14.4. Капельники в
меланотроктолитах. Рудник Маяк



Рис. 14.5. Капельники в
меланотроктолитах. Рудник Маяк

Рассмотрим каплю с из нескольких кристаллов *Mss1* в матрице *Iss* (рис. 14.6, 14.7): матрица – железистый пирротин с ламеллями троилита (светло-серый) и прямолинейными ламеллями пентландита (белый). Исходные сульфидные твердые растворы кристаллизуются из расплава. Магматического пентландита, магматического пирротина, магматического троиллита, магматического кубанита и магматического

халькопирита не существует. Все это продукты твердофазных превращений высокотемпературных сульфидных твердых растворов.



Рис. 14.6. Капля из нескольких кристаллов *Mss1* в матрице *Iss*

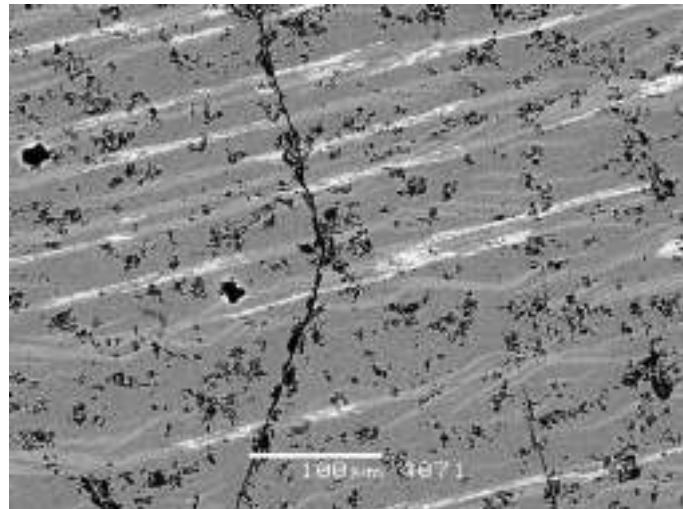


Рис. 14.7. Капля из нескольких кристаллов *Mss1* в матрице *Iss*

Рассмотрим еще одну сульфидную каплю (рис. 14.8): внизу *Mss1*, выше кристаллы *Mss2*, еще выше – *Iss*. При большем увеличении (рис. 14.9): вкрапленники – кристаллы *Mss2* в матрице из мелких кристаллов *Iss*.

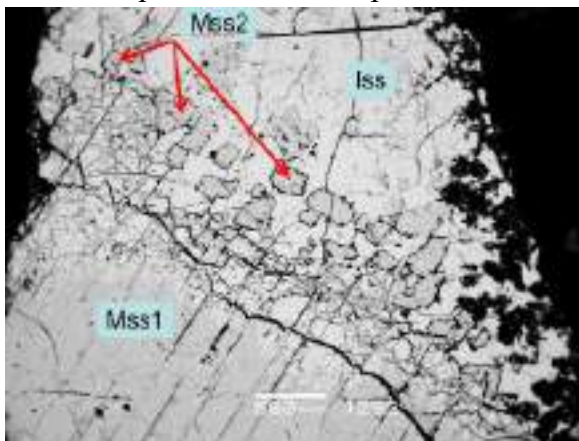


Рис. 14.8. Норильское рудное поле. Талнахский интрузив. Сульфидная капля в «пикритах». Рудник Скалистый

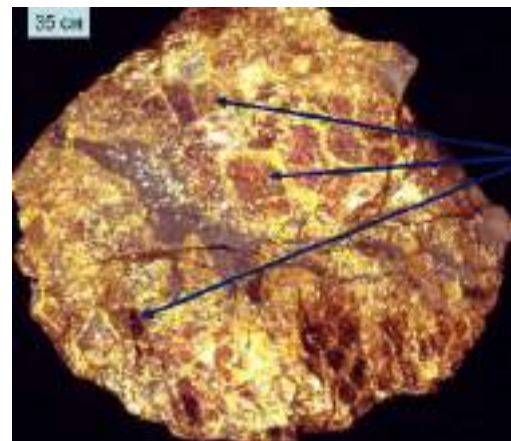


Рис. 14.9. Крупные вкрапленники – кристаллы *Mss2* в матрице из мелких кристаллов *Iss*. Тёмно-серое – объёмки роговиков. Колл., фото ЭМС

Рассмотрим фрагменты жил сульфидного медистого расплава (рис. 14.10, 14.11): агрегаты кристаллов *Iss1* (превращены в кубанит и троилит) сцементированы остаточным сульфидным медистым расплавом, закристаллизованный в агрегат кристаллов *Iss3*.



Рис. 14.10. Фрагмент жилы раннего сульфидного медистого расплава. Средне-крупнокристаллические агрегаты кубанита и троилита (бывший Iss 1)



Рис. 14.11. Фрагмент жилы сульфидного медистого расплава

На фотографии (рис. 14.12) показан агрегат кристаллов *Iss 3*, каждый из которых превращён в матрицу халькопирита с массой пластинчатых ламелл кубанита и небольших телец пентландита.

На рисунке 14.13 – более крупнокристаллический материал. Когерентный распад высокотемпературного твёрдого раствора $Iss3 = MeS = (Fe, Cu, Ni)S$ на халькопирит $CuFeS_2$, кубанит $CuFe_2S_3$ и пентландит $(Fe, Ni)_9S_8$. По решеткам распада можно очертить форму кристалла.

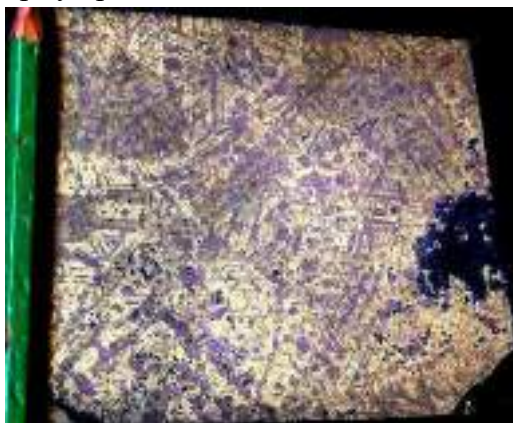


Рис. 14.12. Агрегат кристаллов *Iss 3*



Рис. 14.13. Хараелахская сульфидная залежь. Норильское рудное поле

На фотографии (рис. 14.14) кристаллы – вкрапленники *Iss 3* в матрице из мелких кристаллов *Iss 4*. При отжиге высокотемпературные твёрдые растворы превращены в пластинчатые сростания халькопирита и кубанита с включениями пентландита.

На фотографии (рис. 14.15) кристаллы – вкрапленники *Iss 3* в матрице из кристаллов *Iss 4*. При отжиге *Iss 3* превращены в пластинчатые сростания халькопирита

и кубанита; *Iss 4* превращены в матрицу халькопирита с включениями пентландита и кубанита

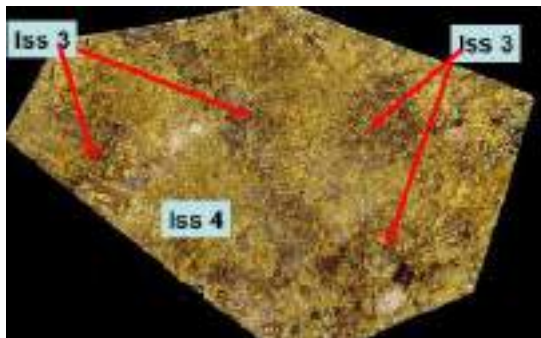


Рис. 14.14. Кристаллы – вкрапленники *Iss 3* в матрице из мелких кристаллов *Iss 4*

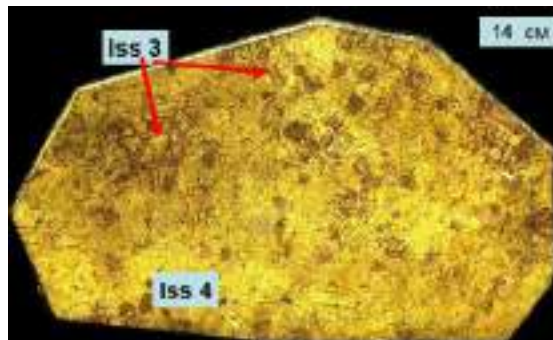


Рис. 14.15. Кристаллы – вкрапленники *Iss 3* в матрице из кристаллов *Iss 4*

На фотографии (рис. 14.16) показаны продукты распада твёрдого раствора *Iss 4* – халькопирит + кубанит + пентландит, а также остатки роговиков, реакционный магнетит.

На фотографии (рис. 14.17) – жила позднего медистого расплава пересекла роговики и монтichelлитовые магнезиальные скарны. Продукты кристаллизации расплава – агрегат кристаллов *Iss 4*.



Рис. 14.16. Продукты распада твёрдого раствора *Iss 4* – халькопирит + кубанит + пентландит. Объёмки роговиков, реакционный магнетит



Рис. 14.17. Жила позднего медистого расплава в роговиках и магнезиальных скарнах

Тренд кристаллизационной дифференциации сульфидных расплавов: *Mss1* (температура кристаллизации $\sim 1100^{\circ}\text{C}$), *Mss2*, *Iss1*, *Iss2...Iss5* (температура кристаллизации. $\sim 750^{\circ}\text{C}$) со стандартным накоплением *Cu* и истощением *Fe*.

Этим обусловлено зональное строение сульфидных тел от малых капель до гигантских залежей (рис. 14.18). По образному выражению М.Н. Годлевского, норильские руды – царство твёрдых растворов.

При охлаждении *Mss* превратились в минералы группы пирротина с тельцами распада пентландита и халькопирита. *Iss* превратились в кубанит+пирротин, кубанит, кубанит+халькопирит, халькопирит с различным количеством телец распада пентландита. Недосыщенные серой *Iss* превратились в талнахит, моихукит, поторанит и их сростания с халькопиритом и/или кубанитом и с пентландитом.

На фотографии (рис. 14.19) у верхнего контакта Главной Хараелахской залежи (горизонт – 800 м) крупнокристаллические халькопирит-моихукитовые руды с крупными кристаллами пентландита – агрегаты бывшего *Iss5*. Пентландит хорошо виден там, где моихукит и халькопирит замещены борнитом.



Рис. 14.18. Сульфидная жила. Рудник Комсомол. Норильское рудное поле



Рис. 14.19. Крупнокристаллические халькопирит-моихукитовые руды с крупными кристаллами пентландита

14.2. Минералы – сульфиды Fe-Ni-Cu-Co (BSM)

Рассмотрим сульфиды меди / никеля / железа / кобальта. В английской аббревиатуре называется *Basic Sulfide Minerals (BSM)*. Ниже приведены структуры ведущих сульфидов: троилита (рис. 14.20), халькопирита (рис. 14.21).

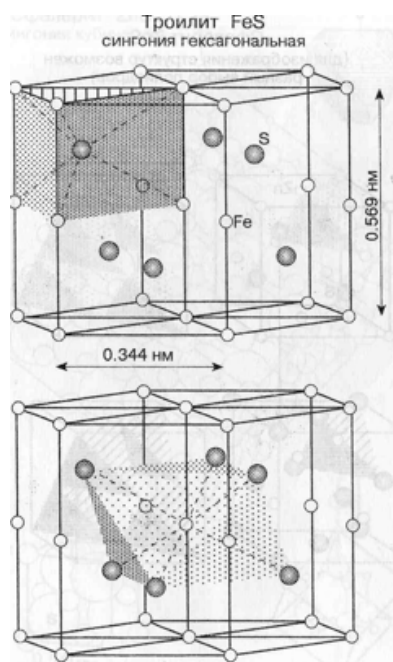


Рис. 14.20. Структуры троилита

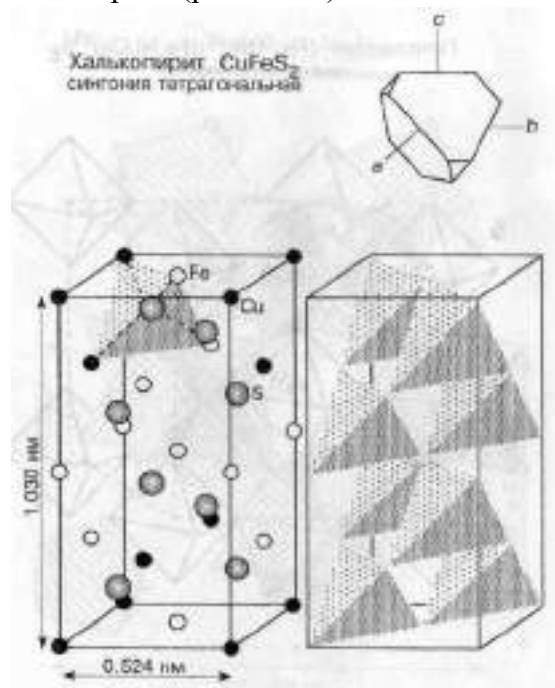


Рис. 14.21. Структуры халькопирита

Рассмотрим диаграмму равновесия системы $FeS - S$: чем выше температура, тем больше состав отклоняется от FeS в сернистую область (рис. 14.22). На рисунке 14.23 показана кристаллическая структура с положением вакансий в катионном слое.

Система группы пирротина $Fe-S$ – сложная. Высокосернистые ранние твердые растворы могли бы выбрасывать избыточную фазу пирита, но этого не происходит. Т.е. превращения – заторможенные, происходит образование сернистого моноклинного пирротина.

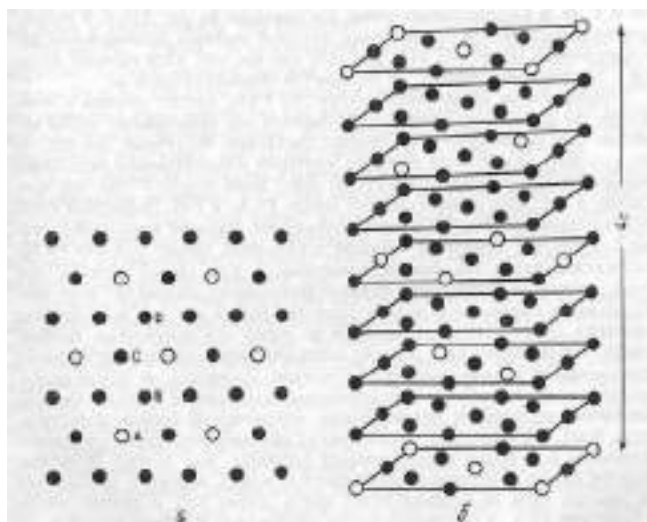
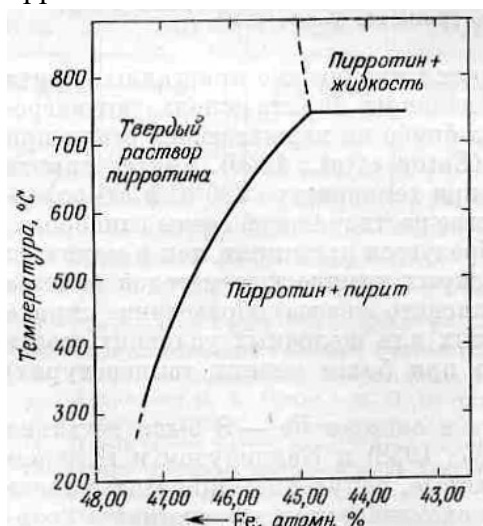


Рис. 14.22. Часть диаграммы равновесия системы $FeS - S$ для условия давления около 10 бар

Рис. 14.23. а – размещение вакансий (белые кружки) в катионном слое структуры Fe_7S_8 ; б – расположение заполненных и содержащих вакансии слоев в упорядоченной $4c$ – структуре Fe_7S_8

Минералы группы пирротина

Моносulfиды железа от FeS до Fe_7S_8 со слоистыми сверхструктурами на основе структуры никелина $NiAs$ – троилит (не магнитный), промежуточный пирротин («гексагональный», не магнитный), моноклинный пирротин (сильно магнитный) являются самыми распространёнными рудными минералами нашей планеты. Близость химического состава и структур определяют значительное сходство их оптических свойств (рис. 14.25).

При высоких температурах $> 500^0$ С в равновесии с пиритом и не только сосуществует высокосернистый гексагональный пирротин (до 45 ат. % Fe при 700^0 С). При более низких температурах $500-320^0$ в равновесии с пиритом находится менее сернистый гексагональный пирротин (до 47.5 ат. % Fe при 320^0). Выше 500^0 С с ростом общего давления состав пирротина в равновесии с пиритом заметно сдвигается в более железистую область.

С понижением температуры до 265^0 С высокотемпературный высоко сернистый гексагональный пирротин обычно распадается на более богатый *Fe* гексагональный пирротин и пирит.

В ряде случаев при относительно быстром охлаждении происходит изохимическое превращение высокотемпературного высоко сернистого гексагонального пирротина в моноклинный Fe_7S_8 ; это установлено в ряде *Ni-Cu* месторождений, а также в некоторых роговиках и скарнах.

При $\sim 250^0$ С высоко сернистый гексагональный пирротин превращается в моноклинный (путём распада твёрдого раствора или в результате реакции с пиритом). Ниже $138-100^0$ С область промежуточного («гексагонального») пирротина ограничена широким двухфазным полем: троилит FeS + промежуточный пирротин $Fe_{11}S_{12}$ и узким двухфазным полем: моноклинный пирротин + сернистый промежуточный пирротин. Промежуточный пирротин при низких температурах нередко испытывает частичный распад на троилит и моноклинный пирротин, чем объясняется нередкое нахождение трёхминерального парагенеза (промежуточный пирротин + моноклинный пирротин + троилит) во многих типах руд.

Текстурный рисунок сростаний минералов группы пирротина хорошо выявляется при нанесении на поверхность аншлифа тонкой магнитной суспензии или при съёмке в отражённых электронах (рис. 14.24).

Промежуточный пирротин представлен тремя ведущими типами дефектных сверхструктур *nc* (на основе структуры *NiAs*): *6c* – $Fe_{11}S_{12}$, гексагональной сингонии (устойчив ниже 100^0); *11c* – $Fe_{10}S_{11}$, ромбической сингонии (устойчив ниже 100^0); *5c* – Fe_9S_{10} , гексагональной сингонии (устойчив ниже 220^0). Менее распространён промежуточный пирротин с дефектными сверхструктурами, характеризующимися нецелочисленными значениями $n = 4.88-5.9$.

Минералы группы пентландита $Me(Fe,Ni,Co)_8S_8$

К минералам группы пентландита относятся:

- Пентландит $Fe_{6-3}Ni_{3-6}S_8$, часто $\sim Fe_{4.5}Ni_{4.5}S_8$;
- Кобальтпентландит от $CoFe_4Ni_4S_8$ до Co_9S_8 ;
- Аргентопентландит $AgFe_5Ni_3S_8$;
- Купропентландит $Cu(Fe,Ni,Co)_8S_8$;
- Рутениевый пентландит $Ru(Fe,Ni,Co)_8S_8$;
- Родиевый пентландит $Rh(Fe,Ni,Co)_8S_8$.

Кобальтпентландит состава Co_9S_8 может сосуществовать с годлевскимитом Ni_9S_8 и макинавитом Fe_9S_8 – это низкотемпературная ассоциация.

Пентландит в магматических сульфидных рудах практически всегда – продукт твердофазных превращений – распада высокотемпературных моносльфидных твёрдых растворов $Mss = (Fe,Ni...)S$ или $Iss = (Fe,Cu,Ni...)S$, возникает $< 610-615^0$ С.



Рис. 14.24. Скелетный кристалл – звёздочка в матрице пирротина

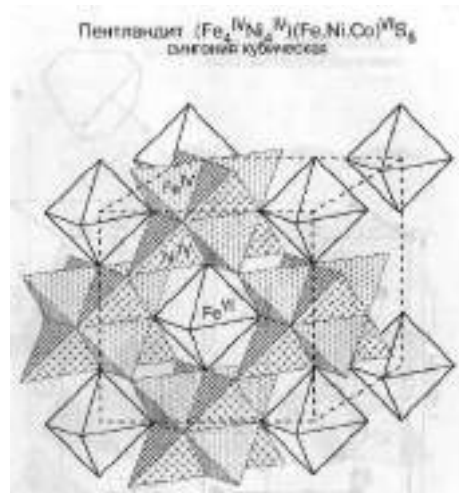


Рис. 14.25. Структура пентландита

Минералы группы халькопирита

К минералам группы халькопирита относятся:

- Халькопирит $Cu_{16}Fe_{16}S_{32}$, куб., $> 550^{\circ}C$,
- Халькопирит $Cu_{16}Fe_{16}S_{32}$, тетр., $< 550^{\circ}C$
- Талнахит $Cu_{18}Fe_{16}S_{32}$, куб., $< 186^{\circ}C$
- Моихукит $Cu_{18}Fe_{18}S_{32}$, тетр., $< 167^{\circ}C$
- Путоранит $Cu_{17}(Fe, Ni)_{19}S_{32}$, куб.
- Хейкокит $Cu_{16}(Fe, Ni)_{20}S_{32}$, ромб.

Талнахит, моихукит, путоранит, хейкокит отличаются избытком металлов, это сверхструктуры внедрения. Это продукты твердофазных превращений высокотемпературного твёрдого раствора Iss – продукта кристаллизации сульфидных расплавов, недосыщенных серой. При $T > 600^{\circ}C$ этот твёрдый раствор имеет разупорядоченную ГЦК структуру сфалерита. По мере охлаждения претерпевает ряд сложных превращений с образованием частично упорядоченных фаз: β -фаза (талнахит), γ -фаза (моихукит), Pc – фаза (путоранит). Все минералы группы халькопирита оптически сходны. Надёжная диагностика – рентгенограммы и микрозонд.

14.3. Продукты субсолидных твердофазных превращений

Продукты превращений $MssI$

Рассмотрим превращения $MssI$. На рисунках 14.26 – 14.33 показаны сульфидные капли в меланотроктолитах (Норильское рудное поле): матрица – пирротин и пентландит (светлые скелеты распада). Они имеют разнообразную форму (уплощенную и др.). При малом размере (как на примере – 200 микрон) «вытащить» пентландит достаточно трудно, а переплавлять полностью руду – не самый лучший способ.

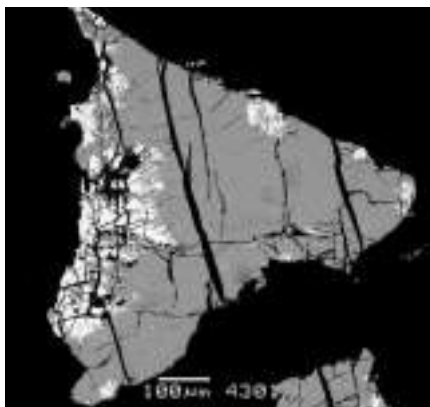


Рис. 14.26. Сульфидные капли в меланотроктолитах. Норильское рудное поле. Структуры распада пирротин (матрица) + пентландит (белый)

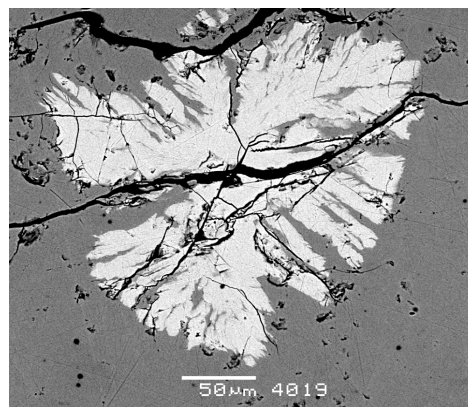


Рис. 14.27. Сульфидные капли в меланотроктолитах. Норильское рудное поле. Структуры распада пирротин (матрица) + пентландит (белый)

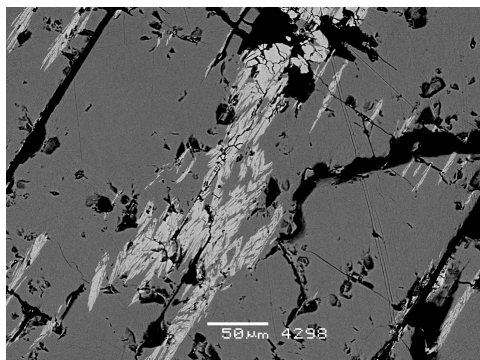


Рис. 14.28. Сульфидная капля в троктолитах. Норильское рудное поле. Рудник Скалистый. Структуры распада пирротин (матрица) + пентландит

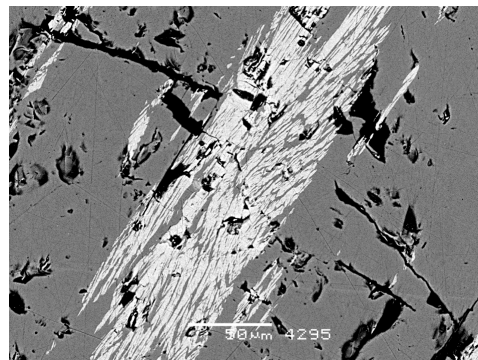


Рис. 14.29. Сульфидная капля в троктолитах. Норильское рудное поле. Рудник Скалистый. Структуры распада пирротин (матрица) + пентландит

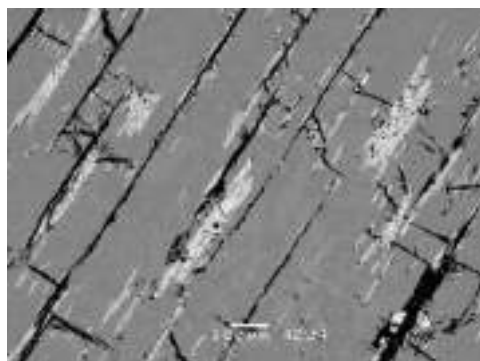


Рис. 14.30. Сульфидная капля в троктолитах. Норильское рудное поле.

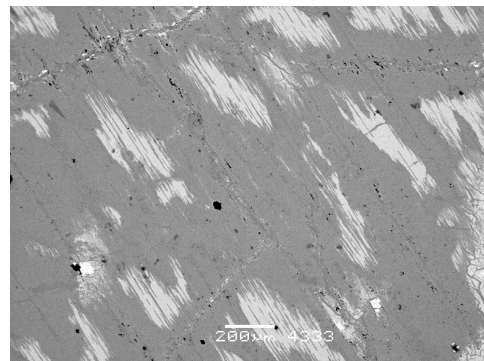
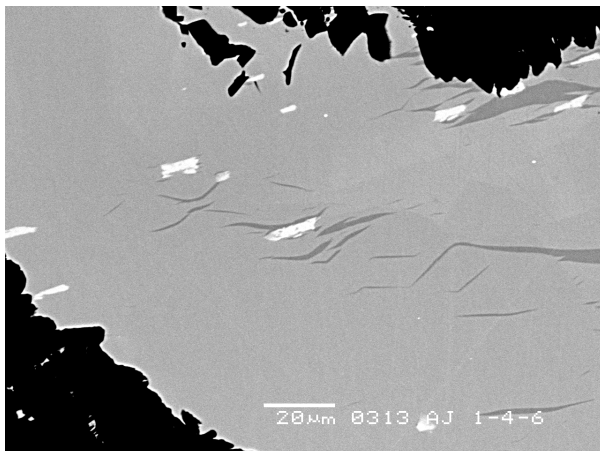


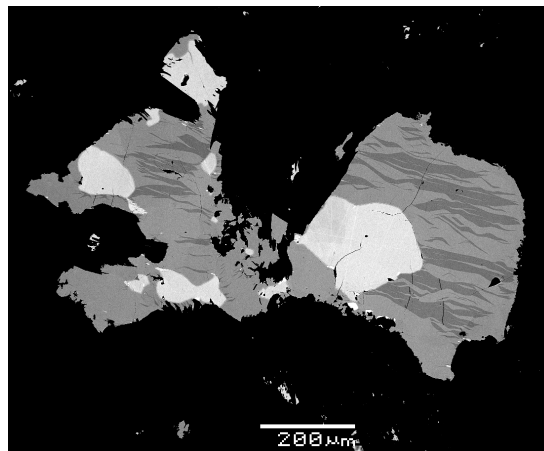
Рис. 14.31. Сульфидная жила в роговиках. Норильское рудное поле.

*Рудник Скалистый. Структуры распада
пирротин (матрица) + пентландит*



*Рис. 14.32. Продукты отжига: сращения
троилита (матрица), Fe-пирротина (серые
ламели), пентландита (светлые ламели)*

*Рудник Комсомол. Структуры распада
пирротин (матрица) + пентландит.*



*Рис. 14.33. Продукты распада
(отжига): сращения троилита
(серая матрица), Fe-пирротина
(ламелли – тёмные змеи), пентландита
(светлые тельца распада)*

Продукты превращений Mss_2

Рассмотрим образцы после когерентного распада высокотемпературного твёрдого раствора $Mss_2 = MeS = (Fe, Cu, Ni)S$ на пирротин (матрица), халькопирит и пентландит (рис. 14.34 – 14.37). Скопления пентландита тяготеют к контактам пирротина и халькопирита, пирротина и магнетита.



*Рис. 14.34. Скопления пентландита. В
отражённом свете при I николе.
Сульфидная жила. Рудник Комсомол.
Норильское рудное поле*



*Рис. 14.35. Скопления пентландита. В
отражённом свете при I николе.
Сульфидная жила. Рудник Комсомол.
Норильское рудное поле*

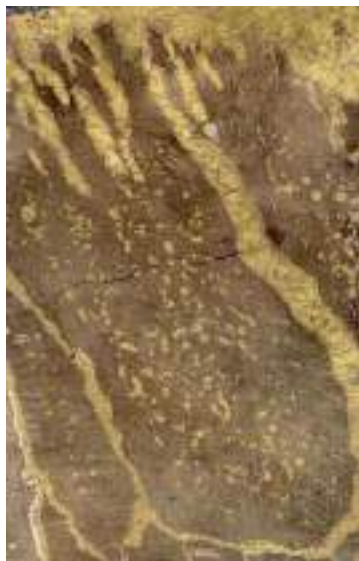


Рис. 14.36. Сульфидная жила в роговиках. Норильское рудное поле. Рудник Комсомол. В матрице пирротина тельца распада халькопирита с каймой пентландита



Рис. 14.37. Сульфидная жила в роговиках. Норильское рудное поле. Рудник Комсомол. В матрице пирротина тельца распада халькопирита с каймой пентландита. В отраженном свете при 1 николе

Рассмотрим диаграмму состав Mss – температура (рис. 14.38): самые высокотемпературные расплавы близки к FeS . По мере накопления никеля и меди температура снижается.

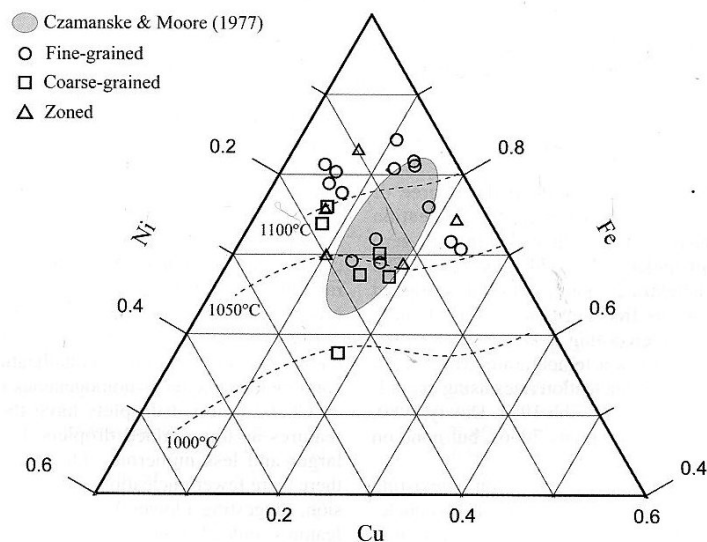


Рис. 14.38. Диаграмма состав Mss – температура кристаллизации из сульфидного расплава, по экспериментальным данным

Продукты превращений $IssI$

Рассмотрим сульфидоносные пегматоидные троктолиты (Йоко-Довыренский интрузив) (рис. 14.39): матрица – кубанит, серым цветом показан троилит, мелкие тельца – пентландит.

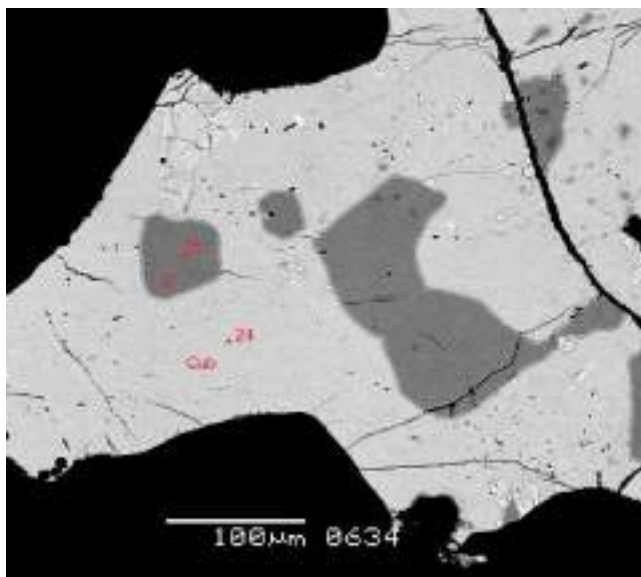


Рис. 14.39. Продукты распада (отжига): срастания кубанита (матрица), троилита (серый), пентландита

Продукты превращений Iss_2

Первым из твёрдого раствора при T ниже $610^\circ C$ выделился пентландит (крупные кристаллы, т.к. высокая T). Затем ниже $550^\circ C$ кубический $Fe-Cu$ твёрдый раствор испытал полиморфный переход и распад на халькопирит и кубанит. Затем произошла перекристаллизация пластинчатых структур распада кубанит – халькопирит в их зернистые агрегаты (рис. 14.40, 14.41).



Рис. 14.40. Пентландит



Рис. 14.41. Пентландит

Продукты превращений Iss_3

При распаде первым из *Iss* выделился пентландит. Затем кристаллы *Iss* испытали полиморфное превращение кубический → тетрагональный и распад твёрдого раствора. В каждом из кристаллов *Iss3* свой рисунок пластинчатых структур распада из халькопирита и кубанита (рис. 14.42 – 14.45).

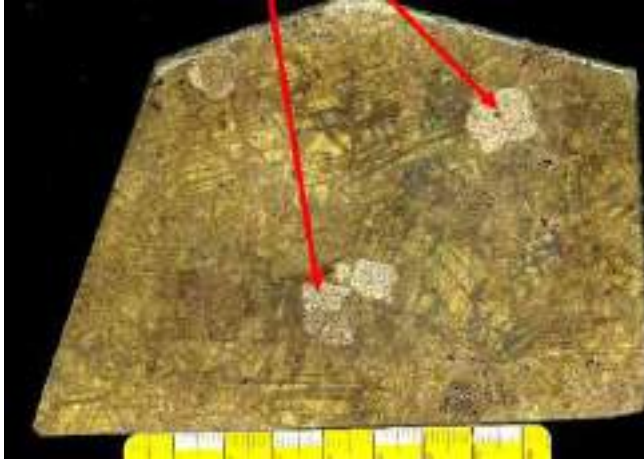


Рис. 14.42. Агрегат крупных кристаллов *Iss3*



Рис. 14.43. Агрегат очень крупных кристаллов *Iss3*

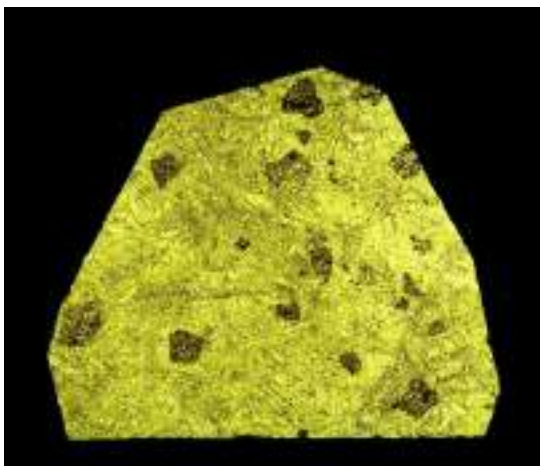


Рис. 14.44. Пентландит среди продуктов превращений *Iss3*. Рудник Октябрь

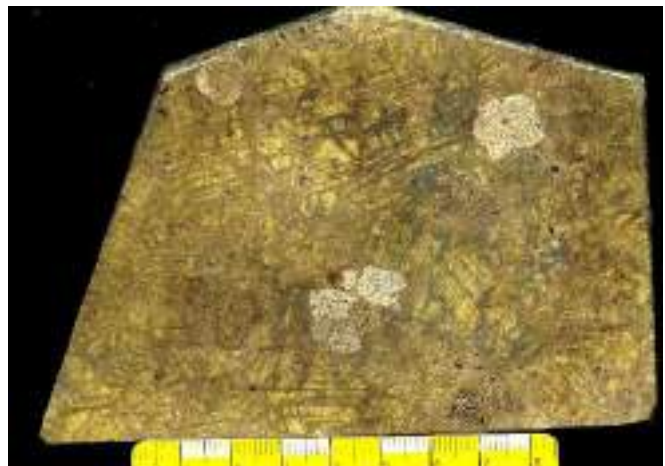


Рис. 14.45. Пентландит – кубанит – халькопиритовые руды

Продукты превращений *Iss4*, насыщенных серой

В образце (рис. 14.46) кубанита заметно меньше – это агрегат кристаллов *Iss4*, каждый из которых превращён в матрицу халькопирита с ламеллями кубанита и выделениями обособленного пентландита. В образце (рис. 14.47) заметно несколько больше халькопирита в матрице.



Рис. 14.46. Агрегат кристаллов Iss 4, каждый из которых превращён в матрицу халькопирита с ламеллями кубанита и выделениями обособленного пентландита

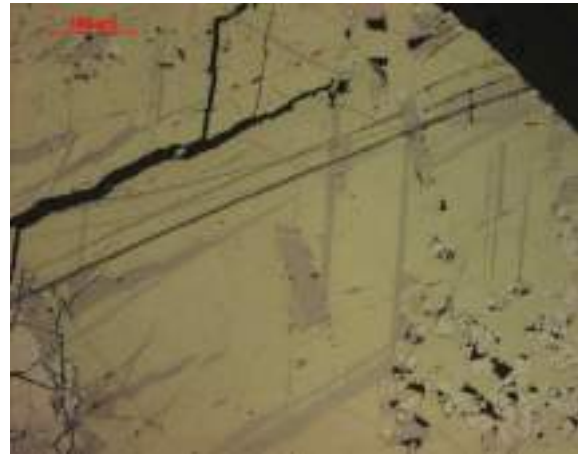


Рис. 14.47. Структуры распада: халькопирит (матрица) – кубанит (пластинчатые ламелли) - пентландит (тельца распада). В отражённом свете при 1 николе

Продукты превращений Iss4, недосыщенных серой

В продуктах превращений Iss4, недосыщенных серой появляется талнахит (рис. 14.48, 14.49). В нем присутствуют пластинки распада кубанита и тельца пентландита (рис. 14.50 – 14.51). Пентландит изначально представляет собой твердый раствор, из которого потом появляется талнахит. Распад идет постепенно.



Рис. 14.48. Структуры распада: талнахит (коричневатый) – халькопирит (жёлтый) – кубанит (светлые пластины). Колл. и фото ЭМС. В отраженном свете при 1 николе

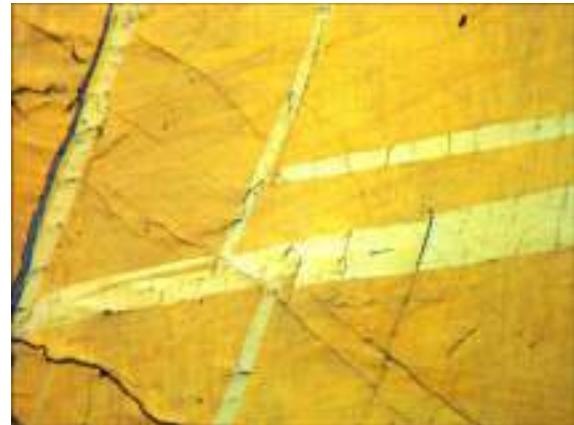


Рис. 14.49. Структуры распада: талнахит (коричневатый) – халькопирит (жёлтый) – кубанит (светлые пластины). Колл. и фото ЭМС. В отраженном свете при 1 николе

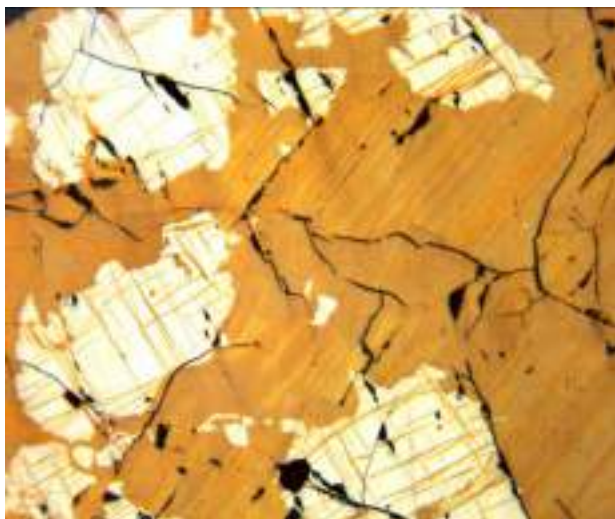


Рис. 14.50. В отражённом свете при 1 николе. Структуры распада талнахит (желтоватый) – кубани (серо-коричневатый) – пентландит (светлый). Талнахитовая жила. Рудник Комсомол

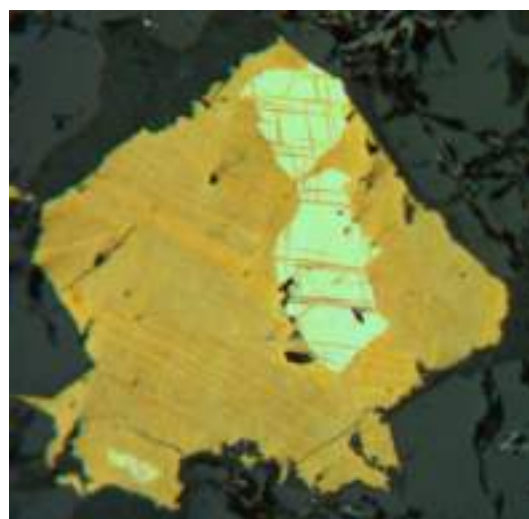


Рис. 14.51. В отражённом свете при 1 николе. Структуры распада талнахит (желтоватый) – кубани (серо-коричневатый) – пентландит (светлый). Рудник Комсомол

Продукты превращений PbSss

В начале *PbSss* превратился в матрицу галенита с мелкими тельцами распада алтаита (рис. 14.52, 14.53). Далее – алтаит «покинул» исходный кристалл галенит и возникли оторочки алтаита (светло зеленоватый) вокруг кристаллов галенита.



Рис. 14.52. Продукты распада PbSss

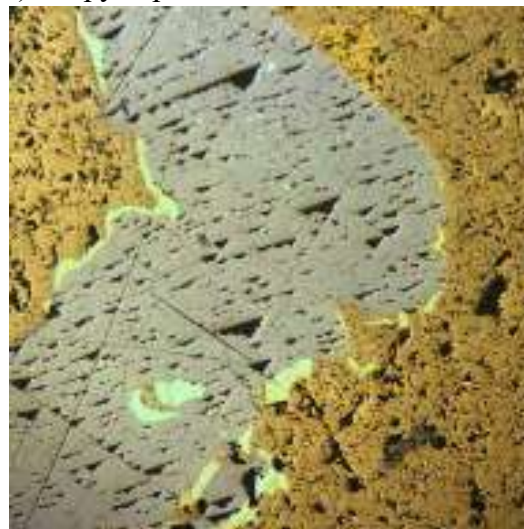


Рис. 14.53. Продукты распада PbSss

Лекция 15. Пневматолитовые минералы палладия, платины, золота и серебра

15.1. Изотопный состав свинца. Сульфидные руды

Одни из замечательных образований трапповой формации Восточно-Сибирской платформы – рудно-магматические системы Норильского рудного поля, которые содержат около 60 % мировых запасов *Pd* и 15 % запасов *Pt*, заметную долю запасов *Ag* и *Au* России.

Их изучали Н.К. Высоцкий, В.К. Котульский, М.Н. Годлевский, Н.С. Зонтов, В.А. Маслов, В.В. Золотухин, Э.А. Кулаков, В.К. Степанов, Д.М. Туровцев, А.Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т.Л. Евстигнеева, В.А. Люлько, Ю.Н. Амосов, О.Н. Симонов, С.Ф. Служеникин, А.Д. Налдретт, В.А. Федоренко, Г.А. Митенков, В.М. Изоитко, В.Д. Бегизов, В.В. Рябов, Н.С. Горбачёв, В.В. Дистлер, А. В. Тарасов, А.М. Карпенков, В.А. Коваленко, Н.А. Криволицкая, А.М. Глотов, В. В. Бутенко, В.А. Радько, Э.М. Спиридонов и другие геологи.

Изотопный состав свинца

Рассмотрим диаграмму изотопного состава свинца (рис. 15.1) в образованиях Норильского рудного поля:

- по горизонтали – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (урановый) / ^{204}Pb (космогенный);
- по вертикали – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.
- контуром показана трапповая формация базальтов Норильского региона;
- черными точками слева показана изотопия свинца интрузивных пород;
- синяя точка – изотопия свинца;

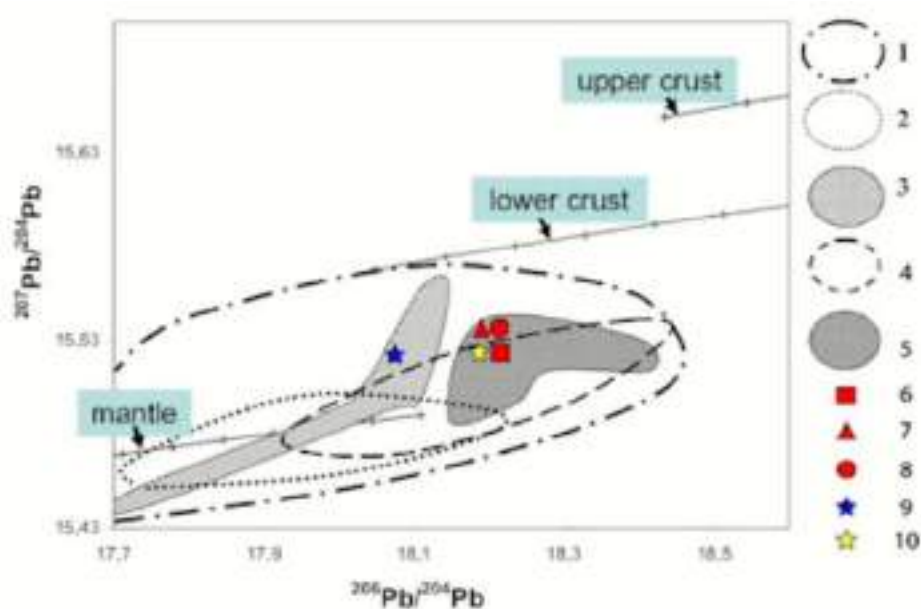


Рис. 15.1. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ / ^{204}Pb / $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в трапповой формации Норильского региона
Эволюция изотопного состава *Pb* в различных коллекторах [Dow, Zartman, 1982].

1 – базальты [Lightfoot et al., 1993; Czamanske et al., 1994], 2 – габбро-долериты Норильского интрузива, 3 – сульфидные руды Норильского рудокластера [Wooden et al., 1992; Czamanske et al., 1994]. 4 – габбро-долериты Талнахской и Хараелахской интрузии, 5 – сульфидные руды Талнахского рудного узла [Czamanske et al., 1994]. 6 – магматогенный PbSss, Талнах, 7 – пневматолитический галенит, Талнах, 8 – пневматолитический алтаит, Талнах, 9 – звягинцевит и атокит, Норильск, 10 – полярит и плюмбопалладинит, Талнах [Спиридонов и др, 2010]. 11 – галенит из арсенидно-карбонатных жил

Судя по изотопии свинца, все образования трапповой формации Норильского региона имели единый мантийный источник. Изотопный состав *Pb* рудоносных интрузивов и магматических сульфидных руд Норильского и Талнахского рудных узлов в значительной степени различается – в Талнахском *Pb* заметно более радиогенный.

Установлен очень узкий диапазон вариаций изотопного состава свинца магматического галенитового твёрдого раствора и пневматолитовых галенита и алтаита Талнаха. Практически таков же изотопный состав свинца в плюмбидах палладия Талнаха – плюмбопалладините и полярите.

Изотопный состав свинца плюмбида палладия Норильска – звягинцевита и *Pb*-атокита существенно отличен от талнахского и находится в поле состава свинца норильских руд. Это свидетельствует о генетических связях сульфидных руд с конкретными интрузивами, о различных мантийных источниках для Норильского и Талнахского рудных узлов, о более высокой степени контаминации мантийных магм для Талнахского рудного узла, чем, возможно, и обусловлен его гигантский масштаб.

Таким образом, у Норильского рудного узла и у Талнахского рудного узла обособленные промежуточные магматические очаги. Радиоактивность низкая в обоих узлах. Кроме того, наблюдается тесная связь состава изотопии свинца в рудах и в интрузивах.

Рудоносные интрузивы (рис. 15.2) – лентообразные тела, секущие под углами 4-10° смятые породы рамы в Норильской и Хараелахской брахисинклиналях.

Рудоносные интрузивы имеют следующие характеристики:

- ширина 500 – 2000 м,
- мощность 100 – 300 м,
- длина более 25 км.

На карте (рис. 15.3) показаны северо-западная и западная границы древней Сибирской платформы.

Норильские рудоносные интрузивы внедрились от границы платформы с юга на север, Талнахские рудоносные интрузивы внедрились с юга.



Рис. 15.2. Плато Хараелах



Рис. 15.3. Карта направлений внедрения рудоносных интрузивов. Норильский рудный комплекс

По данным В.К. Степанова на поздних стадиях становления рудоносных интрузивов сосуществовали кашеобразные силикатные расплавы – «габбро-долеритовый» и «пикритовый» и более легкоплавкий сульфидный. Этим обусловлено неравномерное строение головных частей интрузивов, в разрезе которых доля «пикритов», богатых каплями сульфидов, колеблется от 0 до 70 %.

Таковы головные части Талнахского интрузива у рудника Маяк и Хараелахского интрузива в разрезе 25 (данные по скважинам КЗ-201, 202, 204 и между ними – КЗ-275, 276, 277). Таковы же участки интрузива Норильск-1.

На заключительных стадиях при остывании и сокращение в объёме рудоносных интрузивов более легкоплавкий и тяжёлый сульфидный расплав в значительной степени был выжат большей частью в область нижнего эндо- и экзоконтакта.

При этом, из-за неравномерной нагрузки вышележащих толщ значительная часть сульфидных расплавов была перемещена в головную часть интрузивов, расположенную гипсометрически выше.

Этим прежде всего и объясняются непропорциональные соотношения мощности головы интрузивов и сульфидных залежей.

Отдельные сульфидные жилы были выжаты из рудоносного интрузива на расстояние до 800 м, даже за пределы ореола контактового метаморфизма (северный склон горы Рудная) [Зонтов, 1959; Кулагов, 1968].

Содержания благородных металлов в норильских сульфидных рудах

Руды, сложенные продуктами субсолидусных превращений:

Mss – до *Rh* 20; *Ru*, *Au* 2; *Os* 0,5; *Pd*, *Pt*, *Ag* – 10 г/т;

Iss – до *Rp* 5; *Ru* 0,5; *Pd*, *Ag* 100; *Pt* 50; *Au* 5 г/т.

Iss+PbSss – в среднем (n=20):

Pd 1204; *Pt* 537; *Ag* 1217; *Au* 16,7 г/т

Rh 3,8; *Ru* 0,14 г/т; *Os*, *Ir* – следы

15.2. Флюидные ореолы около магматогенных сульфидных тел

Рудоносные интрузивы трапповой формации, в отличие от безрудных сухих, – насыщены флюидами. По этой причине рудоносные интрузивы окружены мощными ореолами контактового метаморфизма. На их контактах с угленосной толщей в ней развиты широкие ореолы графитизации и потери водорода. В условиях закрытой системы летучие не рассеялись. Заметная часть восстановленных флюидов – H_2 , CH_4 , CO , COS , возможно и фуллерены попали в остывающие рудоносные интрузивы. Однозначное свидетельство этого – наличие в норильских сульфидных рудах когенита (Генкин и др., 1982) и палладогерманида Pd_2Ge (Козырев и др., 1998); единственным источником германия могли быть только летучие германий-органические соединения, возникшие при контактовом метаморфизме битуминозных углей тунгусской серии.

В экзоконтактовых роговиках нет повышенных концентраций *PGE* и *Au*. Следовательно, флюиды магматической стадии были бедны благородными металлами, Благородные металлы были целиком «захвачены» сульфидными расплавами.

Продукты высокотемпературной магматической кристаллизации – силикаты и оксиды, не содержащие летучие компоненты. Вода и галогены накапливались и совместно с калием, которым обогащены рудоносные магмы, насыщали сульфидные расплавы.

Рассмотрим Норильское рудное поле. Главный тип вкрапленные руды – руды с каплями сульфидов. Над каплями – «шапочки», ореолы флюидного воздействия (рис. 15.4, 15.5).



Рис. 15.4. Плагиоклазиты. Рудник Октябрь.
103·38 мм

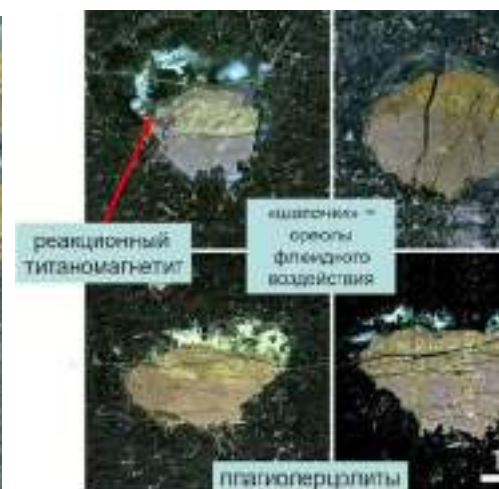


Рис. 15.5. Вкрапленные руды с каплями сульфидов. Рудник Маяк

Флюидные ореолы над сульфидными телами

В каждом из этих ореолов развиты метасомы минералов элементов группы платины (рис. 15.6). Их размер от первых микрон до многих мм коррелируется с размерами сульфидных тел.

Распределение элементов минералов платиновых металлов соответствует контурам этих ореолов, т. е. шире контуров сульфидных тел.

Особенности состава флюидов, которые выделяли кристаллизующиеся сульфидные расплавы, и обусловили специфический состав минералов элементов группы платины, которые возникли при флюидной переработке платиносодержащих сульфидных твёрдых растворов – продуктов кристаллизации сульфидных расплавов рудоносных интрузивов.



Рис. 15.6. Ореолы флюидного воздействия над телами сульфидов

Рассмотрим ореолы флюидного воздействия около сульфидных тел на примере Верхнеталнахского интрузива (рис. 15.7, 15.8). Слева показаны обогащенные хлором низкотитанистый керсутит (№ 28) и гастингсит (№ 29), замещающие раннемагматический авгит. Справа фотография в характеристическом излучении Cl.

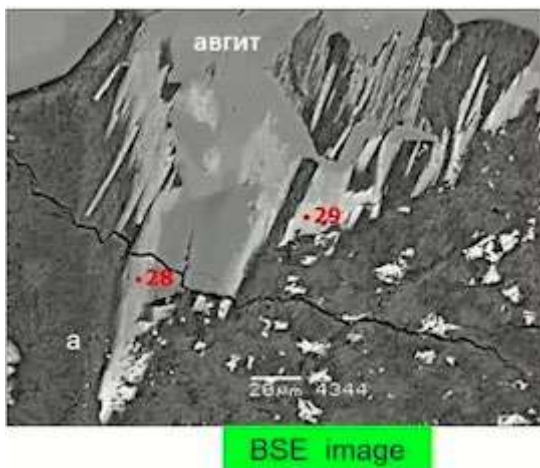


Рис. 15.7. Обогащенные хлором низкотитанистый керсутит (№ 28) и гастингсит (№ 29)

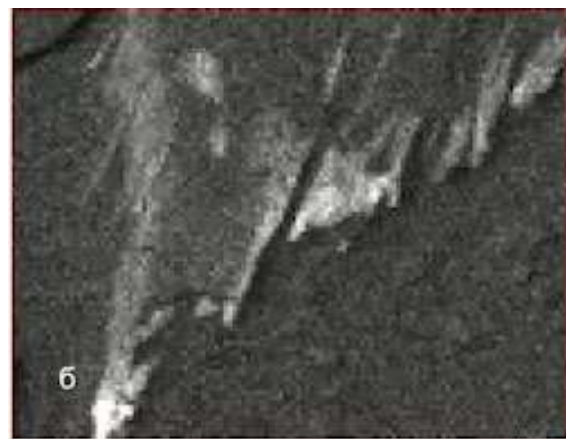
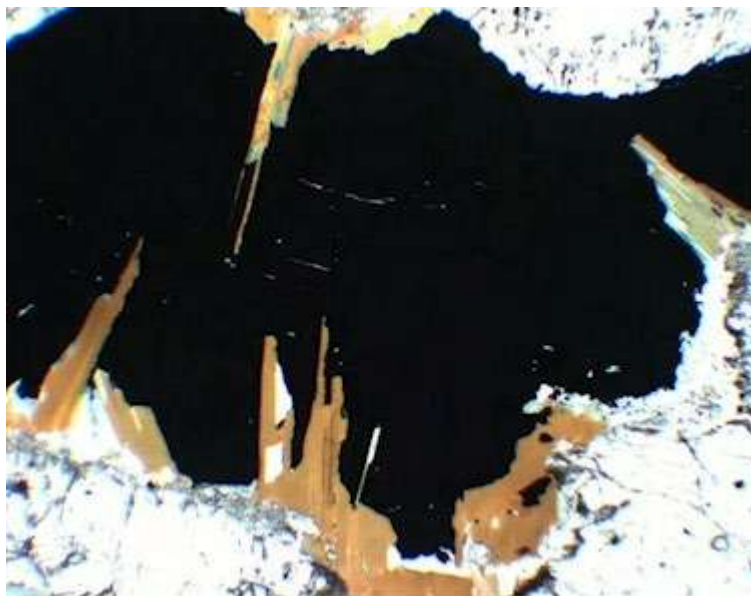


Рис. 15.8. Фотография в характеристическом излучении Cl

*гастингсит (№ 29), замещающие
раннемагматический авгит*

Метасомы *Ti*-флогопита около гнёзд магматических сульфидов (чёрные) в оливиновых габбро-долеритах рудника Комсомольский показаны на фотографии (рис. 15.9).



*Рис. 15.9. Метасомы *Ti*-флогопита около гнёзд магматических сульфидов (чёрные) в оливиновых габбро-долеритах*

Еще один пример – сульфидная капля в пикритах (Рудник Маяк) (рис. 15.10).



Рис. 15.10. Талнахский интрузив. Сульфидная капля в пикритах. Рудник Маяк

Ламелли бадделеита в ильмените из ореолов флюидного воздействия над сульфидными каплями показаны на рисунке 15.11.

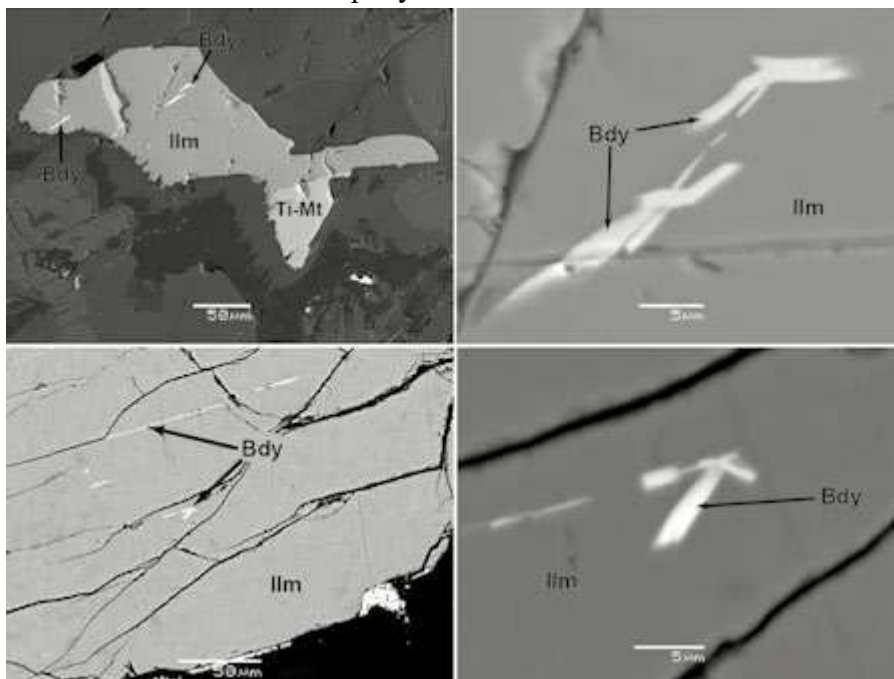


Рис. 15.11. Ламелли бадделеита в ильмените из ореолов флюидного воздействия над сульфидными каплями

Несмотря на то, что изучению *Ag-Au-Pt-Pd* минерализации посвящены исследования [Искуль, 1940; Годлевский и др., 1956-1982; Кулаков и др., 1965-1984; Генкин, 1968; Кулагов, 1968; Генкин и др., 1969-1981; Разин и др., 1973; Бегизов и др., 1974-1982; Евстигнеева и др., 1975; Юшко-Захарова, 1975; Бегизов, 1977; Коваленкер, 1977; Genkin, Evstigneeva, 1986; Евстигнеева, Генкин, 1986-1990; Евстигнеева, Филимонова, 1991; Дистлер и др., 1988-1999; Zientek et al., 1994; Служеникин и др., 1994-2021; Митенков и др., 1997; Varkov et al., 1997- 2006; Служеникин, Мохов, 2002-2018; Спиридонов и др., 2003-2022; Naldrett, 2004; Спиридонов, 2005-2021 и мн. др.], мы только начинаем понимать реальную, весьма непростую историю формирования минералов благородных металлов норильских руд.

Основная масса *Pd*, *Pt*, *Au*, *Ag* в них представлена собственными минералами, меньшая их часть рассеяна в сульфидах (*Pd* и *Ag* в пентландите, *Ag* в кубаните и т.п.).

15.3. Пневматолитовые PGM и минералы Au-Ag

Любые типы *PGM* и минералов *Au-Ag* – это метасомы, заместившие сульфидные агрегаты и продукты распада *PbSss*, нередко и агрегаты силикатов вдоль контактов сульфидных залежей и даже вне их. Биотит в контакте с *PGM* свежий.

Любые типы *PGM* и минералов *Au-Ag* развиты во всех типах сульфидных руд от пирротиновых до халькопиритовых, талнахитовых и моихукитовых; сплошных, импреньационных и вкрапленных; эндоконтактовых и экзоконтактовых. Изменчивы лишь количественные соотношения *PGM* и минералов *Au-Ag*.

Ареалы развития *PGM* и минералов *Au-Ag* несколько больше контуров сульфидных залежей и совпадают с ареалами флюидного воздействия около сульфидных залежей.

На рисунке 15.12 показана схема крупнейшего месторождения палладия на Земле. Главная Хараелахская сульфидная залежь находится под Хараелахским интрузивом.

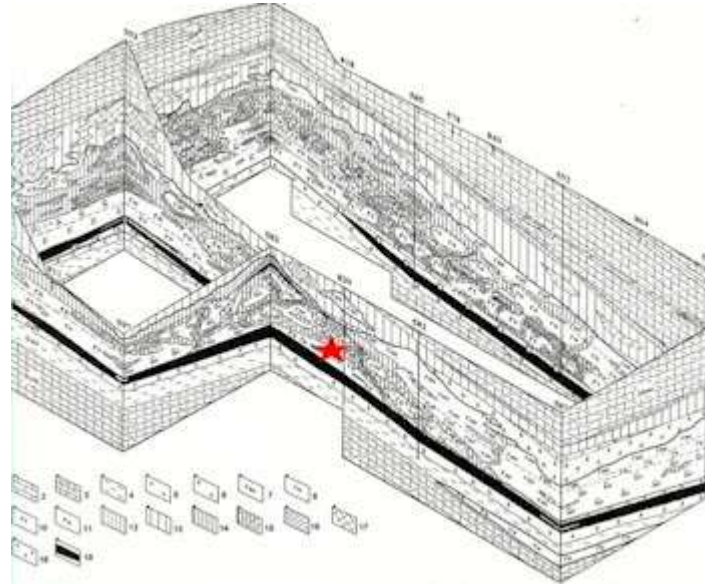


Рис. 15.12. Метакристаллы сперритита 8 мм в гнезде амфибола и биотита в роговиках в 6 м выше контакта сульфидной залежи. Биотит свежий

Еще один пример с Норильского рудного поля – Рудник Медвежий Ручей (рис. 15.13, метасомы *PGM* и *Au-Ag* в силикатной матрице базальтов над сульфидными отливками).

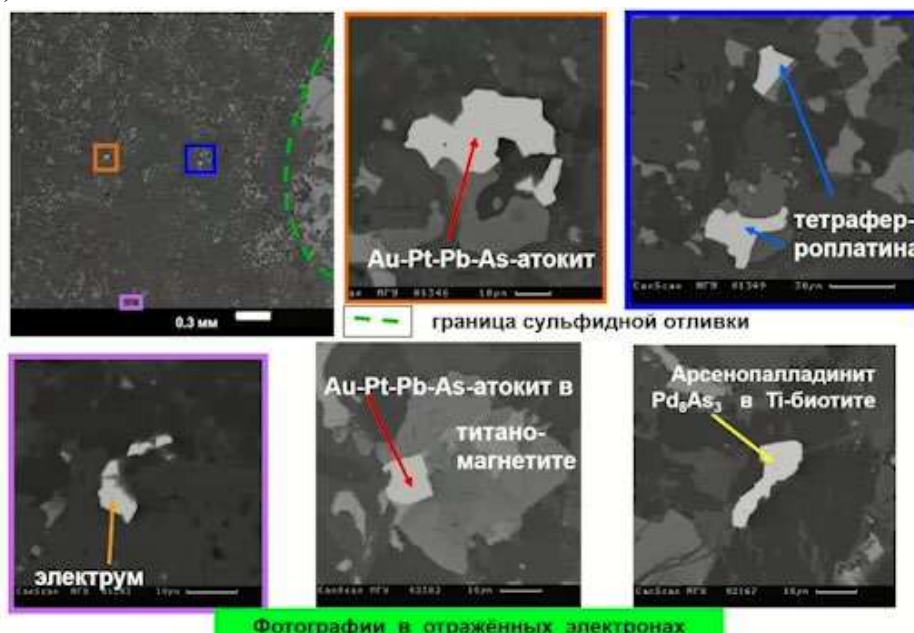


Рис. 15.13. Метасомы *PGM* и *Au-Ag* в силикатной матрице базальтов над сульфидными отливками

Пневматолитовые PGM и минералы Au-Ag

В экзоконтактах сульфидных тел в силикатной матрице роговиков вне сульфидов установлены метакристаллы тетраферроплатины, атокита, рустенбургита, майчнерита, сперрилита, электрума, маякита, полярита, паоловита, котульскита; их размер обусловлен масштабом тел сульфидов.

Итак, генезис минералов платиновых металлов и минералов Au-Ag пневматолитовый. При их формировании Pd, Pt, Au, Ag, Sn, Te, As, Sb, Bi привнесены флюидами, возникшими при кристаллизации сульфидных расплавов; Cu, Pb, Fe, Ni заимствованы из сульфидов рудных тел (так, маякит PdNiAs и меньшековит Pd₃Ni₂As₃ заместили пентландит).

Наиболее характерны полиминеральные сростания PGM. Их размер достигает многих сантиметров.

Рассмотрим метасомы пневматолитовых минералов Pd, Pt, Au, Ag в графических рудах: матрица Iss, выделения твердого раствора на основе галенита, черный – никель (рис. 15.14 – 15.17).

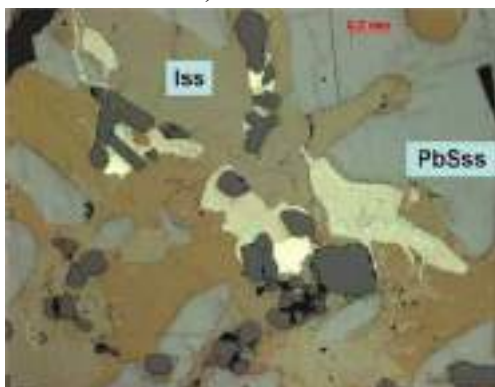


Рис. 15.14. Метасомы пневматолитовых минералов Pd, Pt, Au, Ag в графических рудах. В отраженном свете при 1 николе

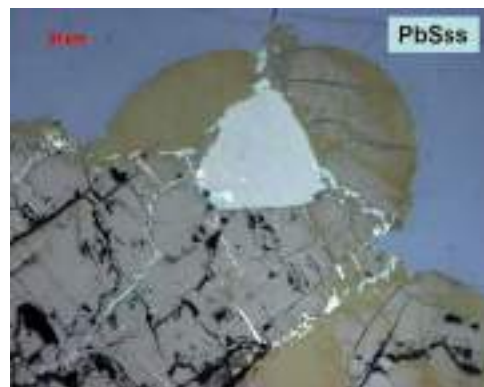


Рис. 15.15. Метасомы пневматолитовых минералов Pd, Pt, Au, Ag в графических рудах. В отраженном свете при 1 николе



Рис. 15.16. Метасомы пневматолитовых минералов Pd, Pt, Au, Ag в графических рудах. В отраженном свете при 1 николе

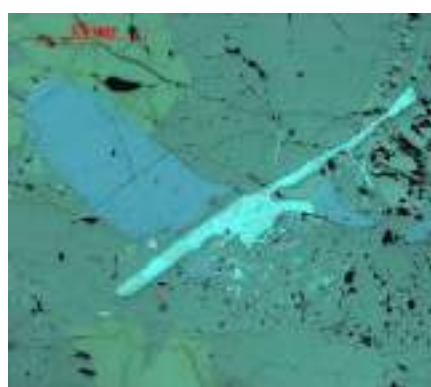


Рис. 15.17. Метасомы пневматолитовых минералов Pd и Pt в графических рудах. В отраженном свете при 1 николе

Напомним, что *метасома* – прожилок минералов палладия, платины, золота и серебра в графических рудах (рис. 15.18 – 15.20)

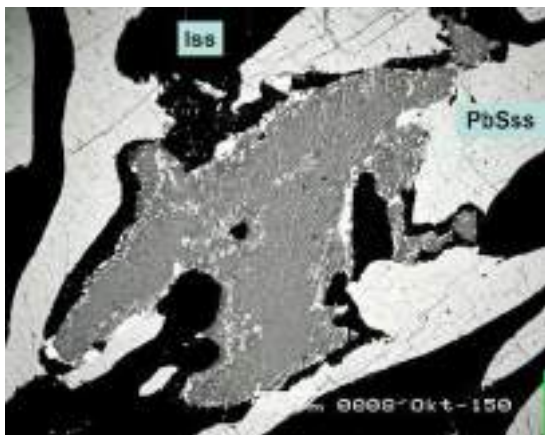


Рис. 15.18. Метасомы пневматолитовых минералов Pd, Pt, Au, Ag в графических рудах. В отраженных электронах

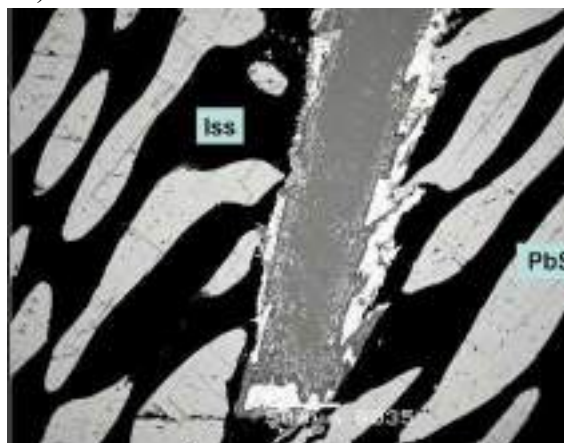


Рис. 15.19. Метасомы пневматолитовых минералов Pd, Pt, Au, Ag в графических рудах. В отраженных электронах

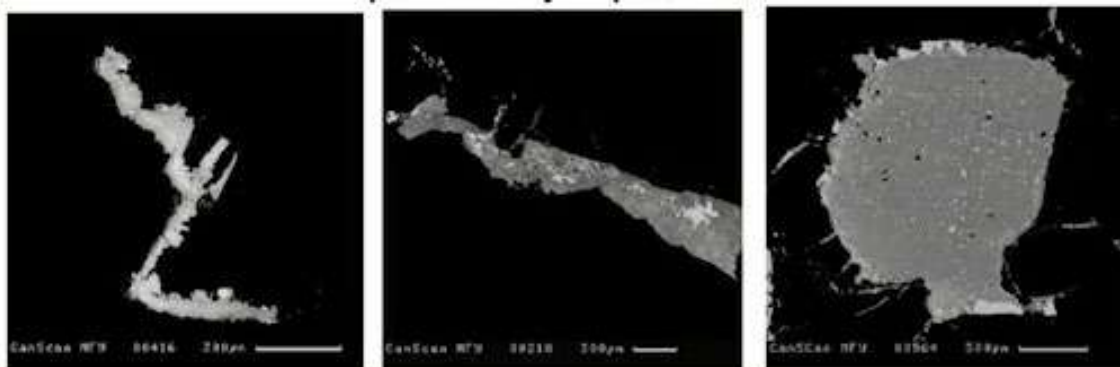


Рис. 15.20. Метасомы минералов палладия, платины, золота и серебра в сульфидной массе

Главная Хараелахская сульфидная залежь

Метакристаллы пневматолитового соболевскита с оторочкой щелочных $Cl - K - Tl$ сульфидов джерфишерита – талфенисита и электрума в эвтектических рудах находятся у верхнего контакта залежи (рис. 15.21). В центре – метакристалл (палладий-висмут), вокруг него – зональный кристалл щелочного сульфида. Это значит, что в силикатной матрице калий образовывал биотит, а в сульфидной матрице – джерфишерит. Состав джерфишерита зависит от того, в какие сульфиды он попал: в обычных он будет богат железом и медью; в составе с пентландитом никеля будет больше.

Кроме того, в составе джерфишерита много таллия. Накопление происходит при колоссальной дифференциации сульфидного расплава. Это характеризует флюидную метасоматическую картину.



Рис. 15.21. Метакристаллы пневматолитового соболевскита с оторочкой щелочных Cl – K – Tl

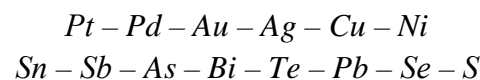
Пневматолитовые минералы палладия, платины, золота и серебра

При образовании PGM – Ni, Cu, Pb, Fe, часть Ag, Pd заимствованы из замещённых сульфидов; – Pd, Pt, Ag, Au, Sn, As, Sb, Bi, Te привнесены флюидами, возникшими при кристаллизации сульфидных расплавов.

В одних участках сульфидных руд преобладают арсенид Pt – сперрилит или сплавы Pt-Fe, в других – танниды и куприды-станниды Pd и Pt, в иных – станниды и стибниды Pd и Pt, в-третьих – теллуриды и висмутиды Pd и Pt, в-четвёртых – плюмбиты и плюмбиды-висмутиды Pd и Pt, в пятых – арсениды Pd. Масштаб таких участков от см до n10м.

Пневматолитовые PGM 1 стадии

Типичные изоморфные замещения :



Типичные серии твёрдых растворов :

Кубические: инсизваит $PtBi_2$ – геверсит $PtSb_2$ – масловит $PtBiTe$ – $PtTe_2$

Тригональные: мончеит $PtTe_2$ – $PtTeBi$ – майчнерит $PdTeBi$ – $PdTe_2$ – мелонит $NiTe_2$

Гексагональные: котульскит $PdTe$ – садбериит $PdSb$

Кубические: рустенбургит Pt_3Sn – атоцит Pd_3Sn – звягинцевит Pd_3Pb

Ромбические: татьянаит Pt, Cu_9Sn_4 – таймырит $Pd_9Cu_3Sn_4$; полярит Pdb – Pdb

Тетрагональные: хонгшиит $PtCu$ – скэргардит $PdCu$ – тетраурикуприд $AuCu$.

Ранние пневматолитовые твёрдые растворы – интерметаллиды Pd-Pt содержат в твёрдом растворе заметные количества от 0.5 до 3 - 8 масс. % Au.

Рассмотрим образцы из месторождения Норильск – I (Рудник Заполярный): ранние пневматолитовые PGM (рис. 15.22 – 15.24).

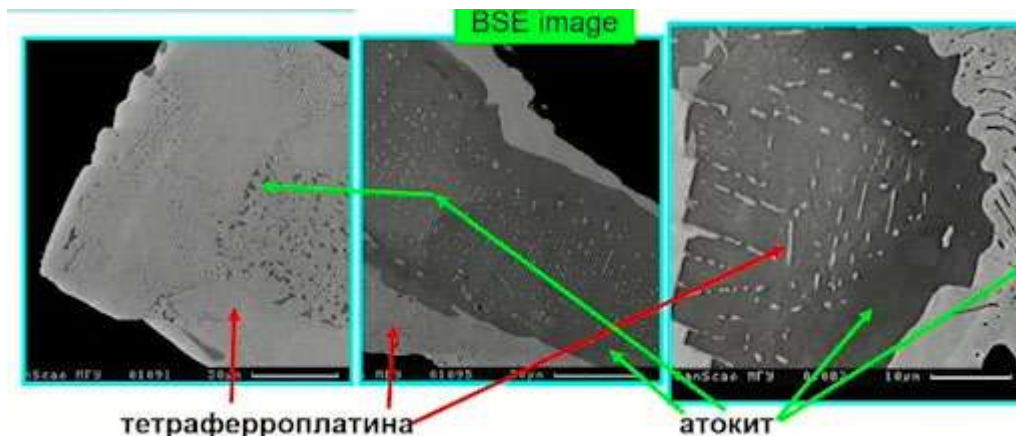


Рис. 15.22. Срастания тетраферроплатины $Pt_2Fe(Fe,Ni,Cu)$ с ламелями распада атокита $(Pd,Pt,Au)_3(Sn,Pb)$ и атокита с ламелями распада тетраферроплатины

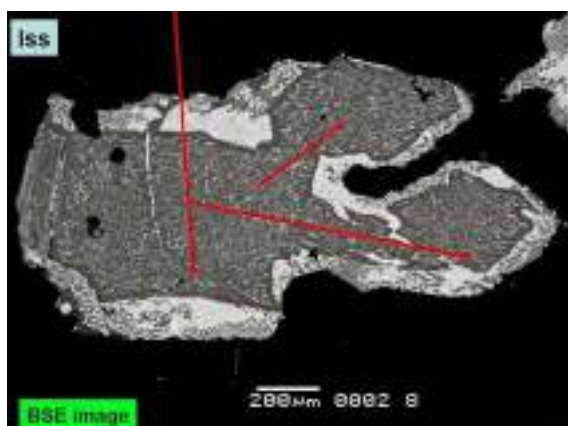


Рис. 15.23. Метакристаллы гипотетического эквиатомного интерметаллида на основе | паоловита $(Pd,Pt,Au)_1(Sn,Sb,Bi,Te,As)_1$

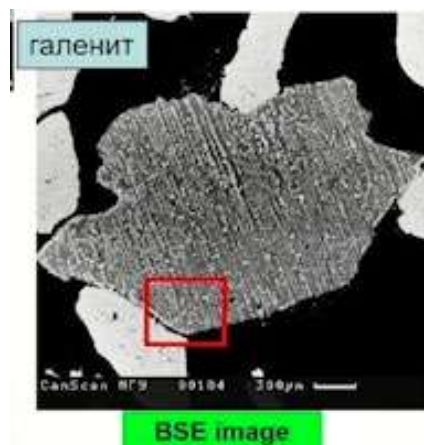


Рис. 15.24. Метакристаллы гипотетического эквиатомного интерметаллида $(Pd, Pt)_1(Sn,Sb,Bi,Te)_1$, реконструированного по продуктам распада твёрдого раствора:

Пневматолитовые интерметаллиды Pd-Pt второй стадии

Пневматолитовые интерметаллиды $Pd-Pt$ второй стадии – продукты распада, переработки минералов – твёрдых растворов 1 стадии и новообразованные.

Их сопровождает обильный алтаит. Некоторые минералы Pd и Pt второй стадии содержат в твёрдом растворе до 5 масс. % Au .

Рассмотрим типичную картину срастания тетраферроплатины и атокита с распадом. Реликты этого образования: тетраферроплатина – 1, атоцит – 1 с ламеллями распада (рис. 15.25, 15.26).

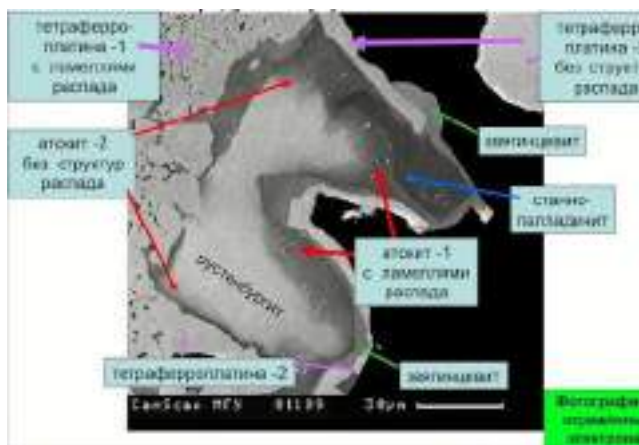


Рис. 15.25. Пневматолитовые PGM второй стадии (продукты переработки PGM-1)

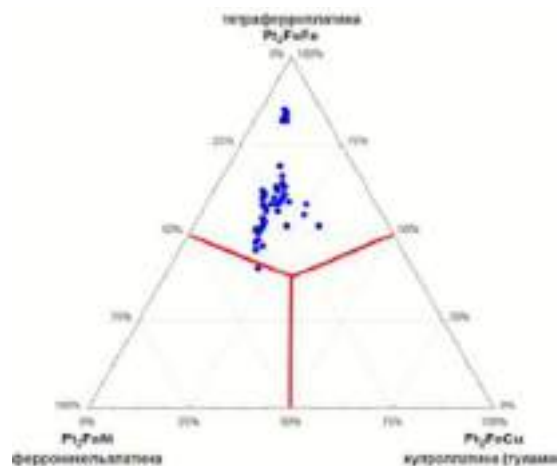


Рис. 15.26. Продукты переработки PGM-1

Рассмотрим химический состав минералов ряда *звягинцевита Pd₃Pb*, *атокита Pd₃Sn*, *рустенбургита Pt₃Sn* (рис. 15.27). В составе преобладает палладий. Платина – более высокотемпературный элемент, поэтому сначала растет рустенбургит, а далее – атоцит. После этого происходит переход к звягинцевиту.

Паоловит – самый экваторный интерметаллид. Матрица паоловита содержит ламеллы геверсита (светло-серые) и инсизвайта (белые) (рис. 15.28).

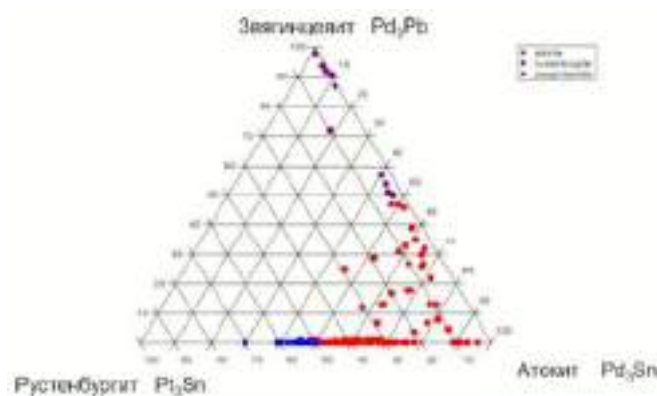


Рис. 15.27. Химический состав минералов ряда звягинцевита Pd_3Pb , атоцита Pd_3Sn , рустенбургита Pt_3Sn

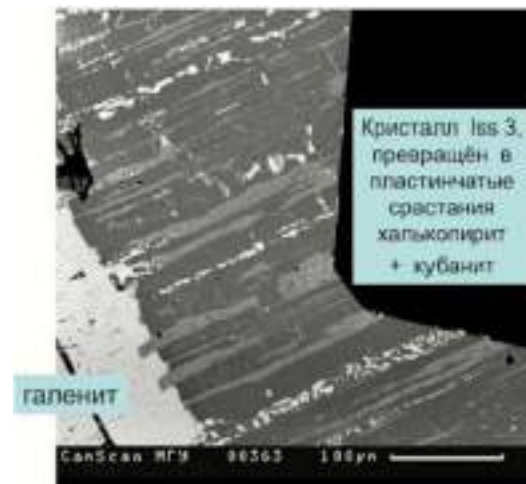


Рис. 15.28. Пневматолитовые PGM - метакристалл гипотетического экваторного интерметаллида $(Pd,Pt,Au)_1(Sn,Sb,Bi,Te,As)_1$

Гипотетический кубический монокристалл (рис. 15.29) при отжиге превращается в агрегат двойников полиморфного превращения, сложенных ромбическим паоловитом, каждый со своим рисунком ламелл распада *Te-Bi* геверсита. Более крупные тельца распада слагают *Pd-Sb* нигглиит (рис. 15.30).

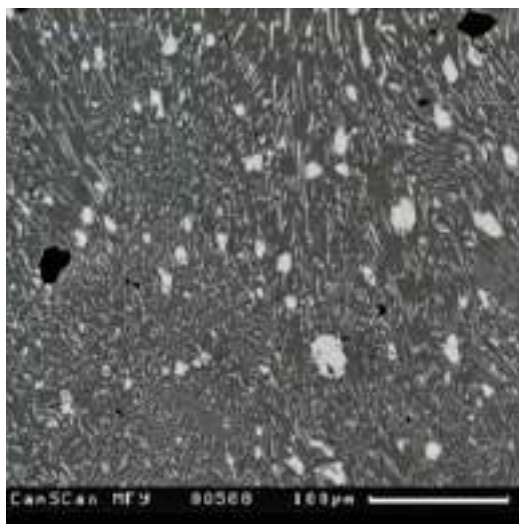


Рис. 15.29. Пневматолитовые PGM -
метакристалл гипотетического
эквивалентного интерметаллида
 $(Pd,Pt,Au)_1(Sn,Sb,Bi,Te,As)_1$

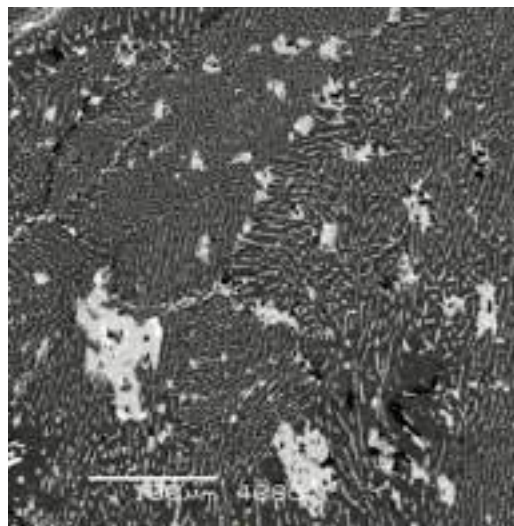


Рис. 15.30. Пневматолитовые PGM -
метакристалл гипотетического
эквивалентного интерметаллида
 $(Pd,Pt,Au)_1(Sn,Sb,Bi,Te,As)_1$

Твердофазные превращения эквивалентного интерметаллида $(Pd,Pt,Au)_1(Sn,Sb,Bi,Te)_1$ – развитие двойников полиморфного превращения и распад твёрдого раствора (рис. 15.31).

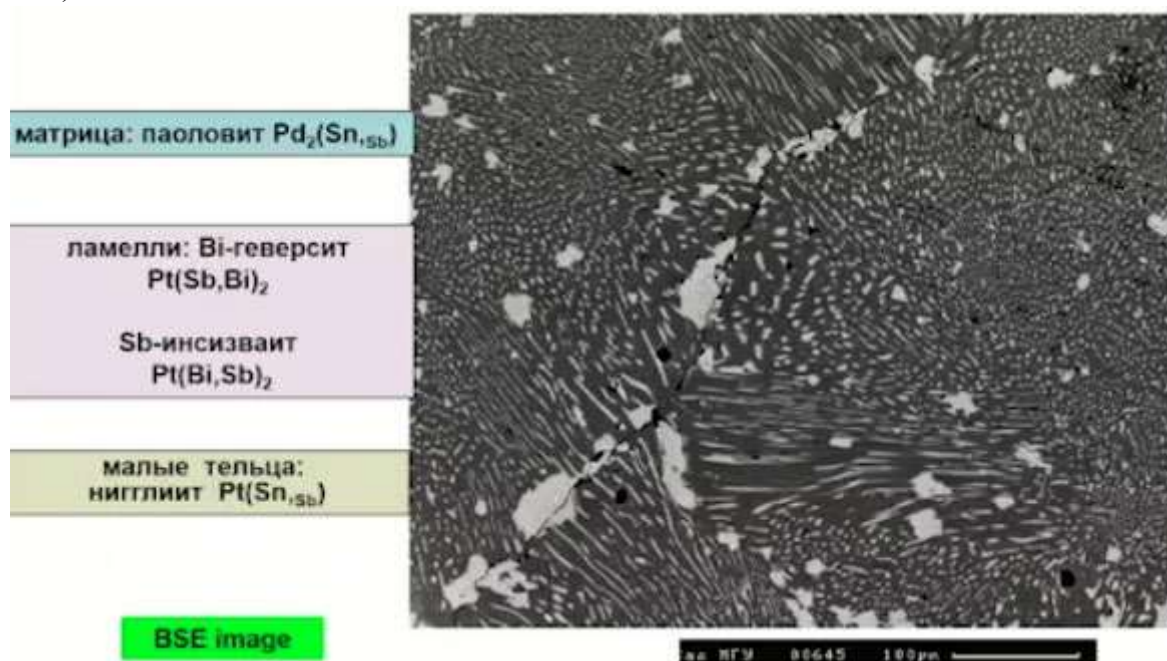


Рис. 15.31. Твердофазные превращения эквивалентного интерметаллида
 $(Pd,Pt,Au)_1(Sn,Sb,Bi,Te)_1$

Фотографии (рис. 15.32) иллюстрируют начало процессов собирательной перекристаллизации. Т.е. поле очищается от минералов платины. Это характерный процесс второй стадии.

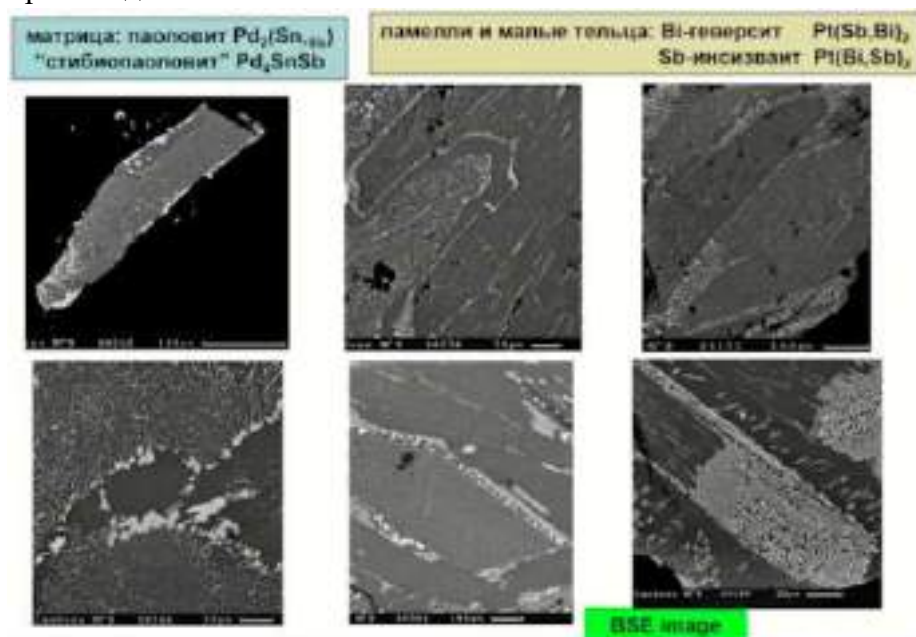


Рис. 15.32. Структуры рекристаллизации продуктов распада интерметаллида $(Pd, Pt)_1(Sn, Sb, Bi)_1$

Твердофазные превращения эквиатомного интерметаллида $(Pd, Pt, Au)_1(Sn, Sb, Bi, Te)_1$ – распад твёрдого раствора показаны на рисунке 15.33.

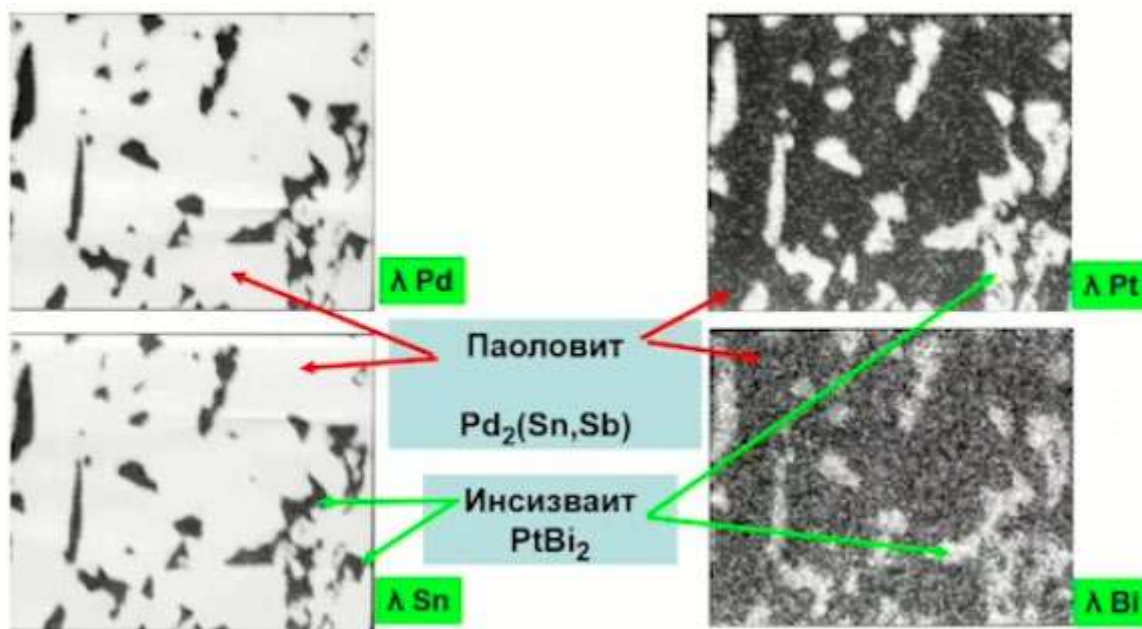


Рис. 15.33. Твердофазные превращения эквиатомного интерметаллида $(Pd, Pt, Au)_1(Sn, Sb, Bi, Te)_1$

Рассмотрим продукты распада, которые образуют широкие поля: геверсит – инсизваит содержат примесь теллура (рис. 15.34).

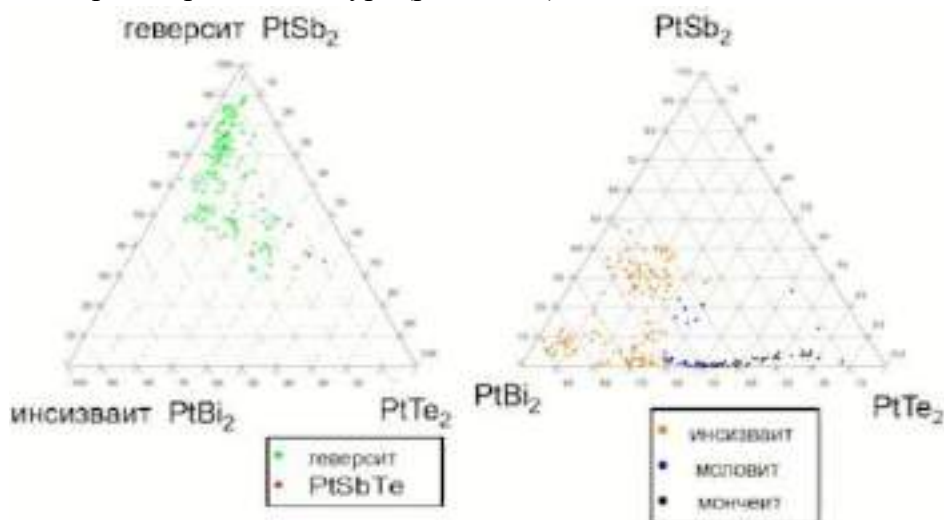


Рис. 15.34. Структуры распада и рекристаллизации продуктов распада интерметаллида $(Pd,Pt,Au),(Sn,Bi,Sb)$. Состав $TaBi$ -геверсита $PtSb_2$ и Te - Sb -инсизваита $PtBi_2$ (ламелли распада в матрице паоловита)

Примеры продуктов превращений ранних пневматолитовых PGM показаны на фотографиях (рис. 15.35, 15.36).

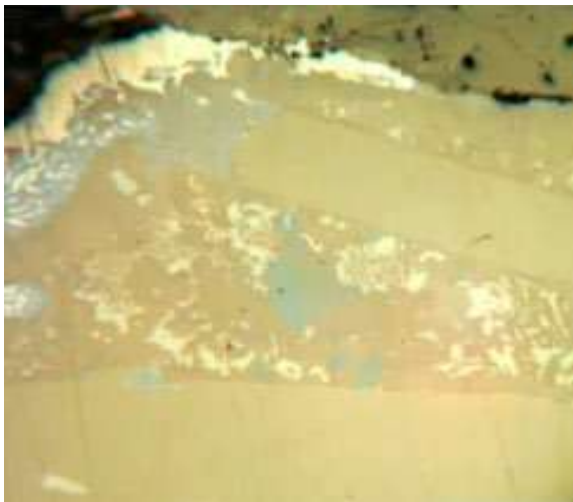


Рис. 15.35. Нигглиит $PtSn$ с яркой анизотропией среди агрегатов пластин паоловита. В отраженном свете при 1 николе

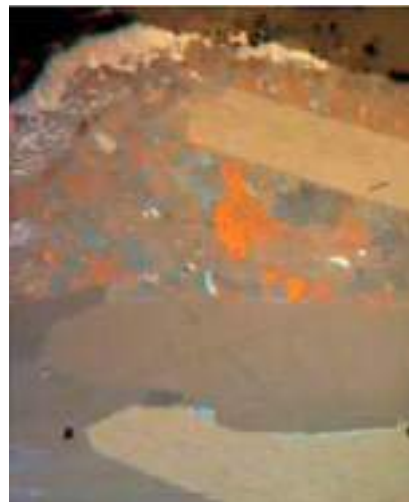


Рис. 15.36. Нигглиит $PtSn$ с яркой анизотропией среди агрегатов пластин паоловита. В отраженном свете, николи х

Рассмотрим структуры распада интерметаллида $(Pd,Pt,Au)_1(Sn,Bi,Sb)_1$ (рис. 15.37). Состав ниоглиита телец распада в матрице паоловита: заметна примесь сурьмы и палладия в ниоглиите.

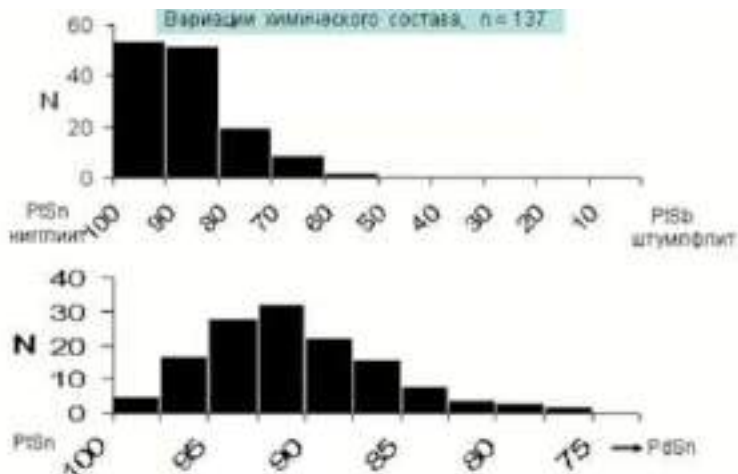


Рис. 15.37. Состав ниггелита телец распада в матрице паоловита

На рисунке 15.38 показаны вариации состава соболевскита. Чистого соболевскита – нет. На рисунке 15.39 показан состав мончеита: наблюдается небольшое преобладание висмута и теллура.

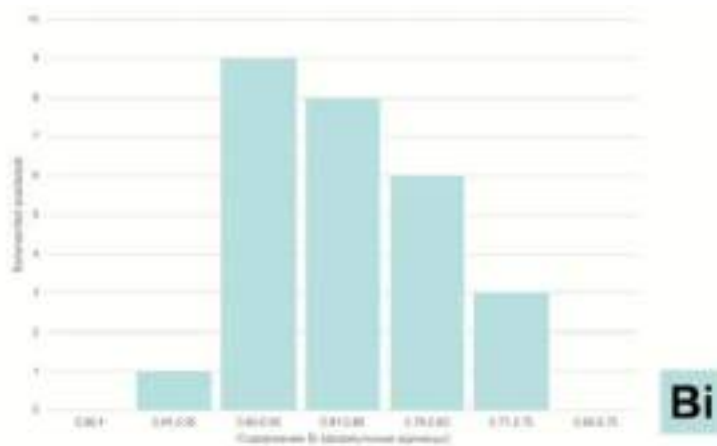


Рис. 15.38. Состав соболевскита Pd (Bi,Te) матрицы

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Pt	35.61	35.43	35.08	35.50	36.06	36.37	36.25
Pd	0.64	0.80	0.79	0.73	0.80	0.27	0.00
Bi	42.22	41.58	40.35	39.21	39.14	36.97	35.39
Te	22.62	22.67	23.26	23.39	24.02	25.37	26.84
сумма	101.09	100.28	99.48	98.83	100.02	98.98	98.48
Число атомов в формуле							
Pt	0.96	0.965	0.96	0.975	0.975	0.99	0.985
Pd	0.03	0.04	0.04	0.035	0.04	0.015	-
сумма	0.99	1.005	1.00	1.01	1.015	1.005	0.985
Bi	1.07	1.05	1.03	1.01	0.99	0.94	0.90
Te	0.94	0.945	0.97	0.98	0.995	1.055	1.115
сумма	2.01	1.995	2.00	1.99	1.985	1.995	2.015

Рис. 15.39. Состав мончеита Pt Bi Te ламеллей

На рисунках 15.40, 15.41 представлены образцы Октябрьского месторождения – соболевскит и моихукит.

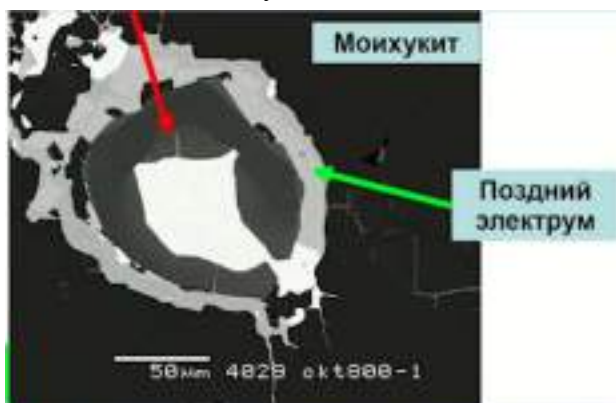


Рис. 15.40. Кайма зонального кристалла галлийсодержащего джершевскита $(K, Tl)_6(Fe, Cu, Ni)_{25}S_{26}Cl$ вокруг метакристалла соболевскита



Рис. 15.41. Кайма зональных кристаллов таллийсодержащего джершевскита $(K, Tl)_6(Fe, Cu, Ni)_{25}S_{26}Cl$ вокруг метакристалла соболевскита

Нередкая ассоциация щелочных сульфидов калия и таллия с интерметаллидами палладия и платины – однозначное свидетельство пневматолитового (флюидно-метасоматического) генезиса первичных минералов Pd и Pt норильских сульфидных руд (рис. 15.42, 15.43).



Рис. 15.42. Метакристаллы - пластины мончеита до 12 мм в графических сростаниях $Iss - PbSs$



Рис. 15.43. Сдвойникованный метакристалл мончеита - тригонального $Pte - Pt Te Vi$. 103 мм. Колл. и фото ЭМС

По данным С.М. Козырева с соавторами, изоферроплатина Pt_3Fe – наиболее распространённый минерал благородных металлов вкрапленных руд. Без сомнения, изоферроплатина довольно широко распространена и даже образует макроскопические выделения в рудах, сложенных сернистым пирротинном Fe_7S_8 , который не мог служить источником реакционно способного железа. Всё же и в этих рудах минералов палладия больше, но их размер обычно субмикроскопический (Изоитко, 1997; Митенков и др.,

1997; наши данные). Заметим, что за многие годы изучения норильских руд мне не попало ни одно зерно изоферроплатины.

В сульфидных рудах с преобладанием моноклинного пирротина, но и с заметным количеством железистого пирротина с тонкими ламеллями троилита, - например, во многих типах жильных руд рудника Комсомол, по нашим данным, развиты метакристаллы ферроплатины состава Pt_2Fe , т.е. существенно более железистой, чем изоферроплатина.

Очень многие типы норильских сульфидных руд содержат заметное количество кубанита (с реакционно способным железом). По этой причине, в таких рудах широко распространена тетраферроплатина $PtFe$, максимально обогащённая железом. Эти соотношения – яркое свидетельство метасоматического генезиса интерметаллидов платины – железа в норильских рудах.

Пневматолитовые минералы Pd и Pt 3 стадии

Для образований 3 стадии крайне характерны пластинчатые кристаллы цианида палладия – паоловита, как продукты переотложения вещества ранних эквиатомных интерметаллидов, так и новообразованных.

С несколькими заграждениями пластинчатых кристаллов паоловита, в различной степени обогащённых сурьмой, ассоциируют висмутистый геверсит, сурьмянистый инсизваит, стибнопалладинит.

Типичной формы перекрещивающиеся двойники полимерных превращений показаны на рисунках 15.44 – 15.47 (в отражённом свете, николи х).

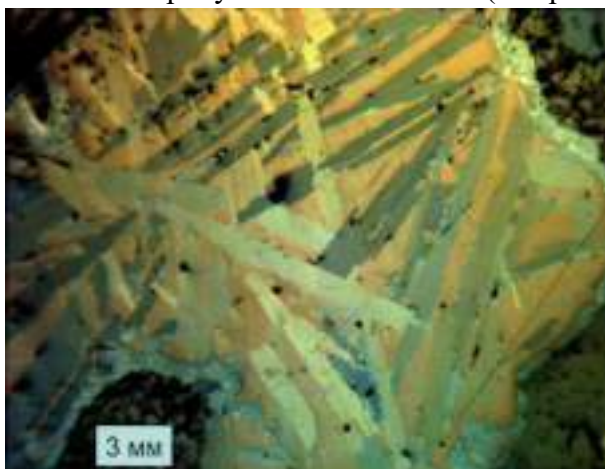


Рис. 15.44. Двойники полимерных превращений



Рис. 15.45. Типичные перекрещивающиеся двойники полиморфных превращений кубическая фаза → ромбический паоловит

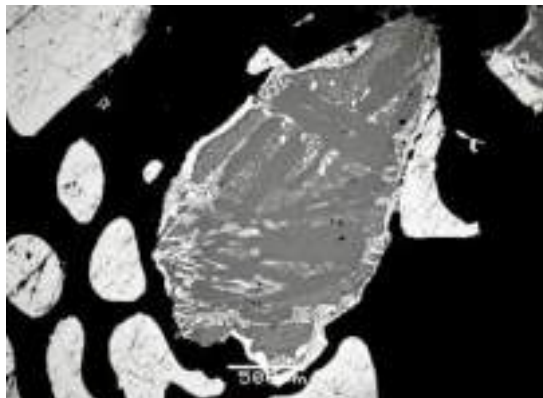


Рис. 15.46. Типичные
перекрещивающиеся двойники
полиморфных превращений кубическая
фаза → ромбический паоловит

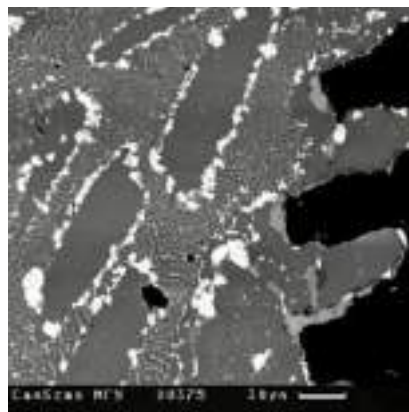


Рис. 15.47. Зарождение пластинчатых
кристаллов паоловита

Пневматолитовые минералы Pd и Pt и минералы Au-Cu (Ag) 4 стадии

Пневматолитовые интерметаллиды *Pd-Pt* четвёртой стадии – медьсодержащие интерметаллиды *Pd-Pt* и минералы группы медистого золота нарастают на минералы благородных металлов 3 стадии, слагают в них просечки, образуют каймы замещения вокруг рустенбургита – атокита, паоловита и соболевскита. Среди них – твёрдые растворы таймырит $(Pd,Pt)_9Cu_3Sn_4$ – татьянаит $(Pt,Pd)_9Cu_3Sn_4$, тетрааурикуприд *AuCu* – хонгшиит *PtCu*, купроаурид *AuCu* – скэргардит *PdCu* с характерными структурами распада и иных твердофазных превращений.

Пневматолитовые минералы благородных металлов 5 стадии: интерметаллиды Pd и Pt, гессит, электрум, кюстелит и алтаит

Этой стадии предшествовала заметная тектонизация более ранних минеральных агрегатов.

Интерметаллиды палладия и платины 5 стадии и ассоциирующие с ними алтаит, гессит и минералы ряда *Au-Ag* слагают каймы обрастания, пересекают и замещают минералы 2, 3 и 4 стадий, заполняют трещины в более ранних минеральных образованиях.

Пневматолитовые минералы благородных металлов 6 стадии

Пневматолитовые минералы благородных металлов 6 стадии: незональные геверсит, инсизваит, полярит, фрудит, Sb кабриит, гессит, золото, электрум, кюстелит, золото-содержащее серебро, алтаит.

В норильских сульфидных рудах развиты умеренно серебристое и серебристое золото, золотистый и серебристый электрум, кюстелит, золотосодержащие серебро. Минералы ряда *Au-Ag* норильских руд не содержат *Pt* и *Pd*. Пробность минералов ряда *Au-Ag* непрерывно варьирует от 870 до 0. Преобладают серебристый электрум и золотистый кюстелит.

Самородное золото обычно развито в тех участках, где развиты гессит Ag_2Te , масло вит $PtTe_2$ и Te - собольевскит $Pd(Bi, Te)$.

Представляется, что сложная зональность золотин прежде всего обусловлена вариациями активности Te во флюидах.

Теллур при данных параметрах рудообразования связывает Ag в гости и не связывает Au .

Пневматолитовые минералы благородных металлов 7 стадии. Сперрилит $PtAs_2$

Наиболее поздний из пневматолитовых PGM – сперрилит $PtAs_2$ слагает метакристаллы от субмикронного до 14 см, от изометричных до уплощённых. Сперрилит местами широко развит в пирротиновых, в кубанитовых, в халькопиритовых, в богатых галенитом эвтектических рудах. Сперрилит распределён в жилах $Iss-PbSss$ и ореолах около них крайне неравномерно. Максимальные количества сперрилита развиты в агрегатах моихукита в экзоконтактах жил эвтектических руд у кровли гигантской Хараелахской сульфидной залежи. Именно в этих участках в 1970х годах Э.А. Кулагов наблюдал скопления сперрилита до 150 см в поперечнике. Именно в таких участках в 1990х годах С.Н. Беляков наблюдал сростания сперрилита до $30 \times 20 \times 20$ см, состоящие из десятков кристаллов, каждый длиной до 4 см и множества мелких кристаллов сперрилита длиной до 1 см.

Границы метакристаллов сперрилита секут все иные пневматолитовые минералы палладия, платины, золота и серебра.

Сперрилит крупных кристаллов по составу близок к теоретическому, содержит микропримесь родия 0.02-0.3 % Rh , практически без сернистый (Спиридонов, 2010). Сперрилит мелких кристаллов, которые заместили богатые Sb минералы, содержит до 11 масс. % Sb Спиридонов и др., 2015).

Условия формирования пневматолитовых минералов благородных металлов норильских руд

Возможный источник Ge для минерала палладогерманита Pd_2Ge – вмещающие рудоносные интрузивы контактово-метаморфизованные углистые породы, исходные породы которых нередко содержат летучие германий - органические соединения (Юдович, Кетрис, 2016).

Подчеркнём, что в контакте с пневматолитовыми минералами палладия, платины, золота и серебра - биотит, пироксены и иные породообразующие минералы совершенно свежие.

Следовательно, формирование описанных выше минералов и минеральных ассоциаций благородных металлов – Pd , Pt , Au , Ag – не связано с гидротермальными процессами.

Лекция 16. Генетические особенности щелочных клинопироксенов, амфиболов, слюд, щелочных полевых шпатов, фельдшпатоидов

16.1. Щелочные клинопироксены

Щелочные клинопироксены – непрерывные ряды:

авгит → эгирин-авгит → эгирин

диопсид - геденбергит → эгирин

фассаит → эгирин

(углы погасания плавно снижаются от ~ 45° для авгита – диопсида - фассаита до ~ 0° для эгирина; окраска в шлифах при 1 николе при этом меняется от почти бесцветной до травяно-зелёной).

Минералы (и миналы) – щелочные клинопироксены:

- эгирин (акмит) $NaFe^{3+}[Si_2O_6]$;
- юриит (космохлор) $NaCr^{3+}[Si_2O_6]$;
- намансилит $NaMn^{3+}[Si_2O_6]$;
- наталиит $NaV^{3+}[Si_2O_6]$;
- джервисит $NaSc^{3+}[Si_2O_6]$.

Магматические щелочные клинопироксены нередко обогащены титаном (до многих масс. %), цирконием (до 1-3 масс. %), ниобием, лёгкими редкими землями (церий, лантан, неодим), скандием.

Рассмотрим тренды: существуют два типа трендов. Первый тип (рис. 16.1): много восстановителей в расплаве, флюидная фаза богата водородом. Сначала эволюция проходит почти без накопления трехвалентного железа: дифференциация от угла диопсида к углу гиденбергита вверх с накопление трехвалентного железа. Второй тип (рис. 16.2): восстановительной обстановки нет, характерна высокая щелочность. Это характерно для лампроитовой серии.

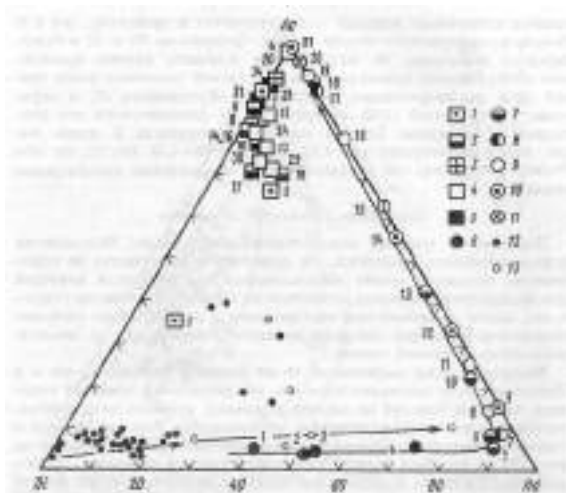


Рис. 16.1. Пироксены из пород ловозерского (1 -5) и илимауссакского (6-11) щелочных комплексов и мельтейгит-

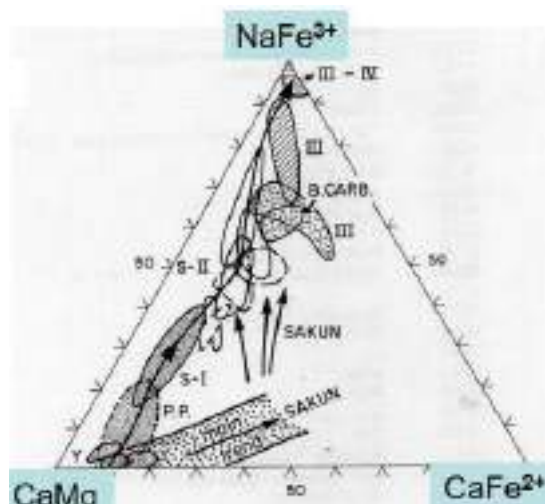


Рис. 16.2. Диаграмма. Лампроитовая серия. Алданский щит

уртитов в щелочно-ультраосновных и щелочных основных породах на треугольнике составов $NaFe^{3+}Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6 - CaFe^{2+}Si_2O_6$. 1 – из пойкилитового содалит-нефелинового сиенита II группы; 2 – луювритов, 3 – фойяитов, 4 – ийолитов, уртитов и ювитов III группы (дифференцированный комплекс); 5 – луювритов IV группы; 6 – авгитового сиенита; 7 – гетерогенного фойяита; 8 – пуласкита; 9 – содалитового фойяита; 10 – науяита; 11 – какортокита; 12 – ультраосновных пород; 13 – основных пород

Все типы эволюции приводят в конце к самому низкотемпературному из клинопироксенов – эгирину.

На рисунке 16.3 показан тренд, составленный для хибинского щелочного комплекса. Картина эволюции – разнообразная. Общий тренд – резкий рост щелочности.

На рисунке 16.4 показан тренд, составленный для нефелиновых сиенитов Восточной Африки: наблюдается разнообразие – присутствие и щелочности, и наличие восстановленных флюидов.

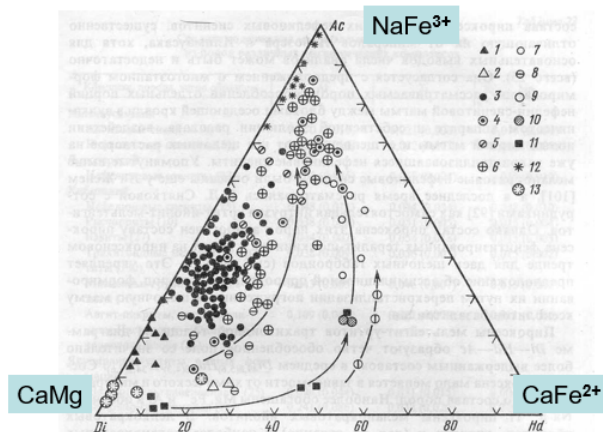


Рис. 16.3. Пироксены хибинского щелочного комплекса на треугольнике составов $NaFe^{3+}Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6 - CaFe^{2+}Si_2O_6$. 1 – из меланефелинитов и туфобрекчий фонолитов; 2 – ромбен-порфиров; 3 – трахитоидных мельтейгит-уртитов Центральной дуги; 4 – массивных

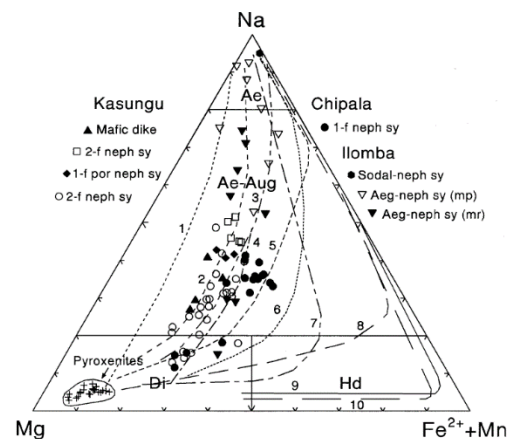


Рис. 16.4. Нефелиновые сиениты, Малави, Восточная Африка

грубозернистых уртитов; 5 – малиньитов; 6 – пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов, ювитов); 7 – хибинитов; 8 – лявочорритов; 9 – фойяитов; 10 – меланократовых нефелиновых сиенитов; 11 – щелочных габброидов; 12 – поздний лучистый эгирин в породах всех типов; 13 – из трубок взрыва. Стрелки – тренды изменения состава пироксена

Структура амфиболов

Структура амфиболов: $A_1 B_2 Y_5 Z_8 O_{22} (OH, F, Cl, O)_2$.

Первая позиция: $A = Na, K, H_3O^+, Ca$.

Вторая позиция: $B = Ca, Na, (Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+})$

Третья позиция: $Y = Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al, Fe^{3+}, Ti, Li, Cr, V$.

Четвертая позиция: $Z = Si, Al, Fe^{3+}, B, P$.

На рисунках 16.5, 16.6 показаны типичные структуры – ленты амфиболов.

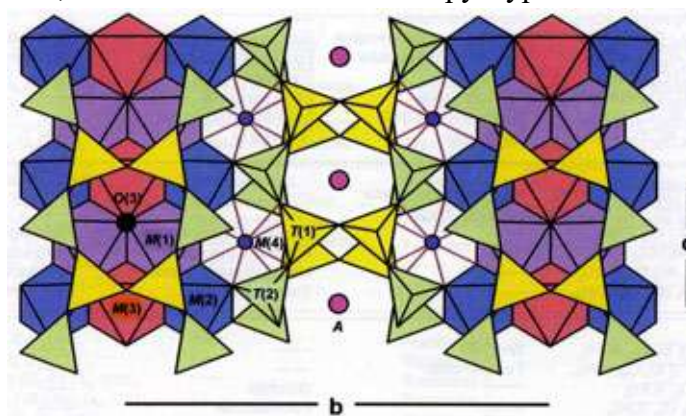


Рис. 16.5. Структура амфиболов

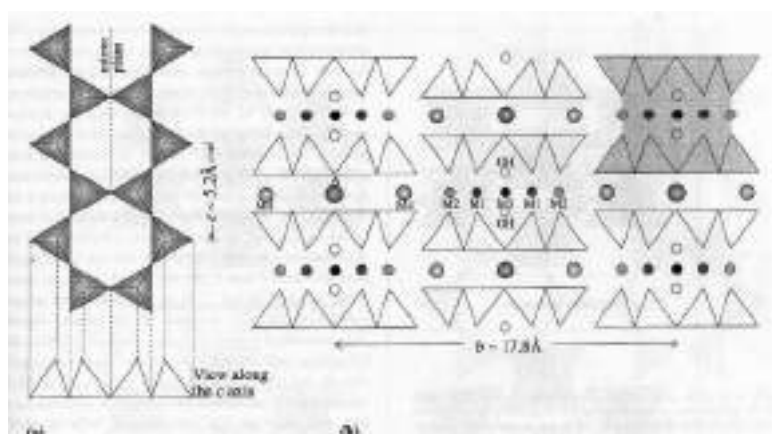


Рис. 16.6. (а) Двойная цепочка тетраэдров SiO_4 в амфиболах, вытянутая вдоль оси c , и ниже – схематическое изображение этой двойной цепочки в развернутом виде.

Здесь цепи прямые – на практике они всегда слегка повернут; (b) Расположение двойных цепей в структурах амфибола, если смотреть вдоль оси c. Катионы M_1 , M_2 и M_3 образуют цепочки разделяющих края октаэдров между вершинами тетраэдров, а более крупные октаэдры M_4 образуют аналогичные цепочки между основаниями тетраэдров. Сайты A и OH находятся в кольцах, образованных вдоль двойной цепи.

Один I-пучок, аналогичный таковому в пироксенах, заштрихован

Моноклинные амфиболы – кальциевые и натриево-кальциевые

К моноклинным амфиболам относятся:

- каннилоит $Ca Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 Al [Al_3 Si_5 O_{22}] (OH)_2$
- алюмочермакит $Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_3 Al_2 [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
- алюмоферрочермакит $Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_3 Al_2 [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
- ферриферрочермакит $Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_3 (Fe^{3+}, Al)_2 [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
феррочермакит
- паргасит $Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}, Ti) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
ферропаргасит
- магнезиогастингсит $Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Fe^{3+}, Al, Ti) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
- гастингсит $Na Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_4 (Fe^{3+}, Al, Ti) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$
- керсутит $Na Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_4 (Ti, Al, Fe^{3+}) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH, O)_2$
- феррокерсутит
- эденит $Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}, Ti)_5 [AlSi_7 O_{22}] (OH)_2$
ферроэденит
- магнезиогорнблендит $Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}) [AlSi_7 O_{22}] (OH)_2$
- феррогорнблендит
- тремолит $Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_5 [Si_8 O_{22}] (OH)_2$
актинолит
- ферроактинолит $Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_5 [Si_8 O_{22}] (OH)_2$

Магматические Na-Ca амфиболы

Само наличие магматических амфиболов свидетельствует о том, что расплавы, породившие эти породы, были водонасыщенными. Минимальные концентрации воды в расплавах гранодиоритового – андезитового состава для кристаллизации паргасита – около 4-6 масс. % для давления 2 кб и около 2.5-3 масс. % для давления 8 кб.

При давлении 2 кб и содержании воды в расплаве андезито - базальтового состава около 6.5 масс. % максимальная температура устойчивости паргасита составляет 975⁰ С.

Максимальная температура устойчивости магматических амфиболов установлена в расплавах щелочных базальтов – 1090⁰ С при 13 кб.

Максимальное давление устойчивости амфиболов – 31.5 кб при температуре 1030⁰ С (в расплаве оливиновых нефелинитов = высоко щёлочных базальтов).

Ведущие типы амфиболов магматических пород нормального ряда:

- паргасит $Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}, Ti) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH)_2$

- гастингсит $Na Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_4 (Fe^{3+}, Al, Ti) [Al_2Si_6O_{22}] (OH)_2$
- керсутит $Na Ca_2 (Fe^{2+}, Mg)_4 (Ti, Al, Fe^{3+}) [Al_2Si_6O_{22}] (OH, O)_2$
- эденит $Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}, Ti)_5 [AlSi_7O_{22}] (OH)_2$

Самый обычный и распространённый из них – *паргасит*, который к тому же часто и самый ранний из амфиболов. Паргасит характерный минерал островодужных вулканитов от базальтов до риолитов, типичный позднемагматический минерал габброидов, раннемагматический минерал кварцевых диоритов – тоналитов – гранодиоритов – адамеллитов – гранитов; кроме того, развит в виде мегакристаллов в некоторых типах островодужных базальтов. Керсутит – типичный ранний минерал базитов повышенной и высокой щёлочности, широко развит в виде мегакристаллов в мантийных щелочных базальтах и во включениях в них. *Гастингсит* – типичный минерал гранитоидов. *Эденит* – поздний магматический амфибол разнообразных магматитов не высокой щёлочности. Обычные магматические амфиболы содержат $Na_2O > 1-2 \%$, $Al_2O_3 > 5 \%$, $TiO_2 > 1 \%$, $H_2O \sim 2 \%$. Горнблендит и магнезиогорнблендит, как и тремолит – актинолит, – минералы послемагматические, относительно низкотемпературные.

Стандартный тренд кристаллизации магматических амфиболов:

паргасит → гастингсит → эденит

В ходе кристаллизации в составе амфиболов снижаются содержания *Al*, *Mg* и *Ti*, возрастают содержания *Fe* и *Mn*. Магматические амфиболы содержат не мало лёгких редкоземельных элементов.

На рисунках 16.7 – 16.10 представлены керсутитовые лампрофиры.

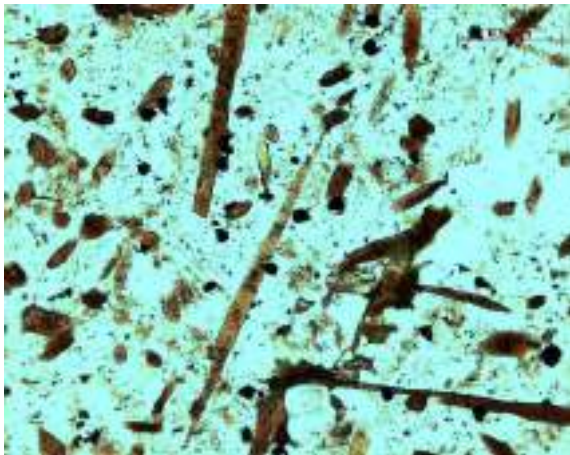


Рис. 16.7. Керсутитовые лампрофиры. Дайка в щелочных гранитах. Интрузив Чека. Южный Урал. При 1 никеле

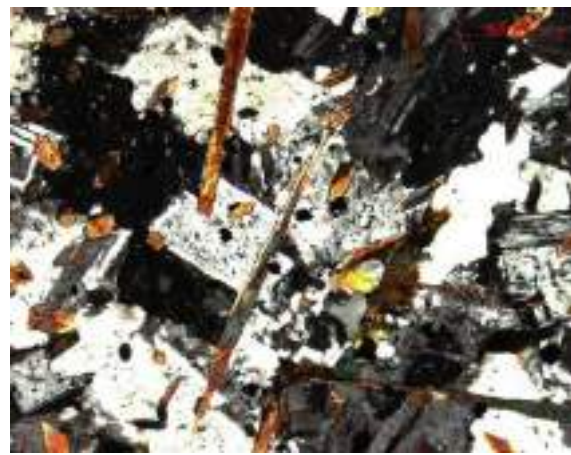


Рис. 16.8. Керсутитовые лампрофиры. Дайка в щелочных гранитах. Интрузив Чека. Южный Урал. Скрещенные николи

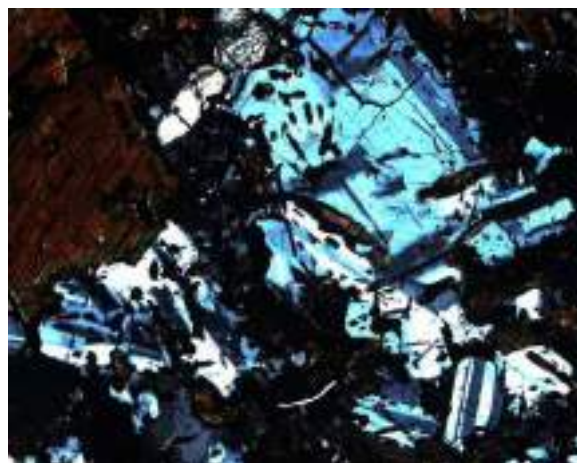
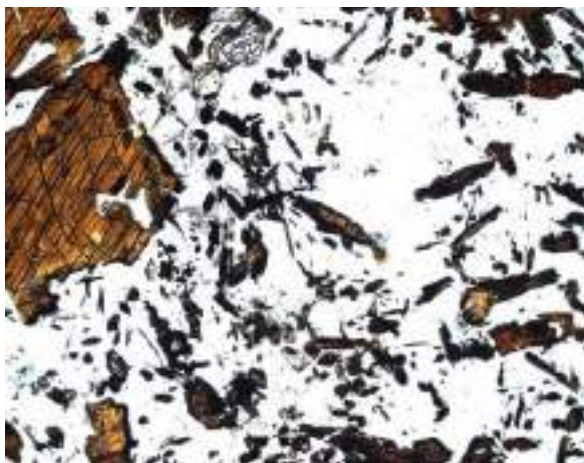


Рис. 16.9. Керсутитовые эссенциты
(габброиды повышенной щёлочности).

Кузнецкий Алатау. При 1 николе

Рис. 16.10. Керсутитовые эссенциты
(габброиды повышенной щёлочности).

Кузнецкий Алатау. Скрещенные николи

Моноклинные амфиболы – щелочные натриевые и калиевые

К моноклинным амфиболам относятся:

- алюмобарруазит $\square NaCa (Mg, Fe^{2+})_3 (Al, Fe^{3+}, Ti)_2 [AlSi_7O_{22}] (OH)_2$
- барруазит $\square NaCa (Mg, Fe^{2+})_3 Al Fe^{3+} [AlSi_7O_{22}] (OH)_2$
- ферробарруазит $\square NaCa (Fe^{2+}, Mg)_3 Al Fe^{3+} [AlSi_7O_{22}] (OH)_2$
- винчит $\square NaCa (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}, Ti) [Si_8O_{22}] (OH)_2$
- тарамит $(Na, K) NaCa (Fe^{2+}, Mg)_3 (Fe^{3+}, Al, Ti)_2 [Al_2Si_6O_{22}] (OH)_2$
- магнезиокатофорит $Na NaCa (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}, Ti) [AlSi_7O_{22}] (OH, F)_2$
- катофорит $(Na, K) NaCa (Fe^{2+}, Mg)_4 (Fe^{3+}, Al, Ti) [AlSi_7O_{22}] (OH, F)_2$
- рихтерит $(Na, K) NaCa (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5 [Si_8O_{22}] (OH, F)_2$
- фторкал. рихтерит $K NaCa (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Ti)_5 [Si_8O_{22}] (F, OH)_2$
- глаукофан $\square Na_2 (Mg, Fe^{2+})_3 Al_2 [Si_8O_{22}] (OH)_2$
- магнезиорибекит $\square Na_2 (Mg, Fe^{2+})_3 Fe^{3+}_2 [Si_8O_{22}] (OH)_2$
- рибекит $\square Na_2 Fe^{2+}_3 Fe^{3+}_2 [Si_8O_{22}] (OH, F)_2$
- экерманит $(Na, K) Na_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}) [Si_8O_{22}] (OH, F)_2$
- арфведсонит $(Na, K) Na_2 Fe^{2+}_4 Fe^{3+} [Si_8O_{22}] (OH, F)_2$
- обертит $Na Na_2 Mg_3 Fe^{3+} Ti [Si_8O_{22}] O_2$
- ликит $(Na, K) Na_2 (Mg, Fe^{2+})_2 Fe^{3+}_2 Li [Si_8O_{22}] (OH, F)_2$
- козулит $(Na, K) Na_2 (Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg)_4 (Fe^{3+}, Al) [Si_8O_{22}] (OH, F)_2$
- унгареттиит $(Na, K) Na_2 (Mn^{2+}, Fe^{2+})_2 (Mn^{3+}, Fe^{3+})_3 [Si_8O_{22}] O_2$

Стандартный тренд кристаллизации магматических щелочных амфиболов:

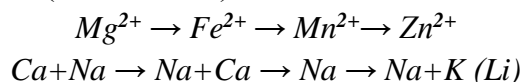
(тарамит) → катофорит → рибекит → арфведсонит

со снижением содержаний Ca, Al, Mg, Ti и накоплением $Na, K, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Li, F, Zn, Zr$. Рибекит и арфведсонит содержат соответственно ~ 50 и 45 % SiO_2 , ~35 % $FeO+Fe_2O_3$, ~ 10 и 15 % $Na_2O (+K_2O)$. Многие магматические щелочные амфиболы

содержат несколько %% титана, марганца, фтора, нередко до 1% и более лития, цинка, циркония.

Поскольку в составе щелочных амфиболов много и двух- и трёхвалентного железа, окраска этих минералов варьирует от синей (для более магнизиальных – сине-голубая до голубой) через разнообразную зелёную до чернильно-синей, реально практически чёрной (не только макро, но и в шлифах). Особо это характерно для рибекита. Чтобы выявить их синюю – голубую «душу» нужен сильный источник света. Для щелочных амфиболов характерен интенсивный плеохроизм.

Макроскопически магматические породы с заметным количеством щелочных амфиболов, особенно тонко- и мелкозернистые такие, как гранит-порфиры, имеют отчётливый голубоватый цвет (или оттенок).



Индикаторы степени дифференциации (= щёлочности, степени аспаитности): железистость, $Na+K/Ca+Na+K$, Fe^{3+}/Al , Ti , Mn , Li , F , Zr , Zn .

Индикаторы fO_2 – железистость, Fe^{3+}

Индикаторы T – магнизиальность, Ti , $Al\Sigma$, Ca .

Индикатор глубинности – Cr ; содержание H_2O – магматические амфиболы, выросшие в пустотах вулканитов, - нередко безводные (обертиит); в амфиболах при очень высоких давлениях Ti может замещать Si (таков мантийный фторкалийевый рихтерит)

Амфиболы высокотемпературных метасоматитов (скарны) нередко обогащены хлором.

Важнейшая характеристика – тип межслоевого катиона (рис. 16.11, 16.12): обычные слюды – калий (или натрий, или барий, или аммоний), хрупкие слюды – кальций, гидрослюды – частью калий, частью оксоний и молекулярная вода. Слои силиката чередуются со слоями атомов К (большие белые круги) и слоями октаэдрических катионов (маленькие темные круги).

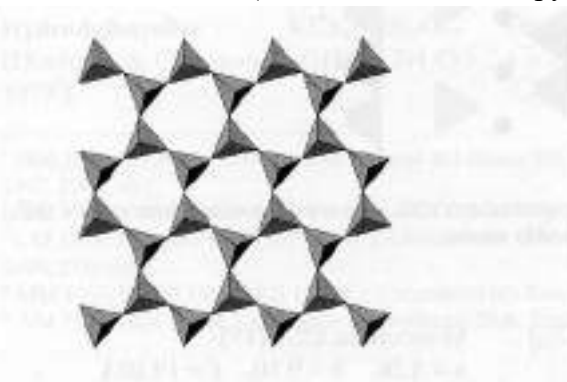


Рис. 16.11. Структура тетраэдров $(Si,Al)O_4 // (001)$ в минералах слюды.

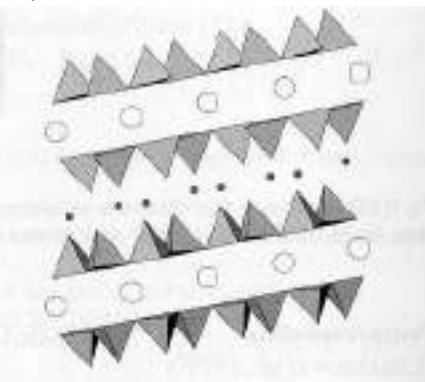


Рис. 16.12. Кристаллическая структура слюды, спроецированная на (010) , вертикальная ось c

Классификация тёмных слюд

Слюды триоктаэдрические:

- флогопит $K Mg_3 [AlSi_3O_{10}] (OH,F)_2$
- аннит $K Fe^{2+}_3 [AlSi_3O_{10}] (OH,F)_2$
- истонит $K Mg_2 Al [Al_2Si_2O_{10}] (OH,F)_2$
- сидерофиллит $K Fe^{2+}_2 Al [Al_2Si_2O_{10}] (F,OH)_2$
- тетраферрифлогопит $K Mg_3 [Fe^{3+}Si_3O_{10}] (OH,F)_2$
- тетраферрианнит $K Fe^{2+}_3 [Fe^{3+}Si_3O_{10}] (OH,F)_2$
- лепидомелан = феррианнит $K (Fe^{2+},Mg)_3 [(Fe^{3+},Al)Si_3O_{10}] (OH,F)_2$
- циннвальдит $K Li Fe^{2+} Al [AlSi_3O_{10}] F_2$
- магнезиоциннвальдит $K Li Mg Al [AlSi_3O_{10}] F_2$
- масутомилит $K Li Mn^{2+} Al [AlSi_3O_{10}] F_2$
- лепидолит $K Li_{1.5} Al_{1.5} [AlSi_3O_{10}] F_2$
- полилитионит $K Li (Li,Fe^{2+}) (Al,Fe^{3+}) [AlSi_3O_{10}] F_2$
- тайниолит $K Li Mg_2 [Si_4O_{10}] F_2$
- эфесит $Na Li Al_2 [Al_2Si_2O_{10}] (OH,F)_2$
- прейсверкит $Na Mg_2 Al [Al_2Si_2O_{10}] (OH,F)_2$
- клинтонит $Ca Mg_2 Al [AlSi_3O_{10}] (OH,F)_2$
- киношталит $Ba Mg_3 [Al_2Si_2O_{10}] (OH)_2$
- феррокиношталит $Ba Fe^{2+}_3 [Al_2Si_2O_{10}] (OH)_2$
- анандит $Ba Fe^{2+}_3 [Fe^{3+}Si_3O_{10}] [(OH,Cl)S]$

На рисунке 16.13 показана корреляция состава тёмных слюд и состава содержащих их магматических пород. На рисунке 16.14 показана четырехкомпонентная система: флогопит – аннит – сидерофиллит – истонит.

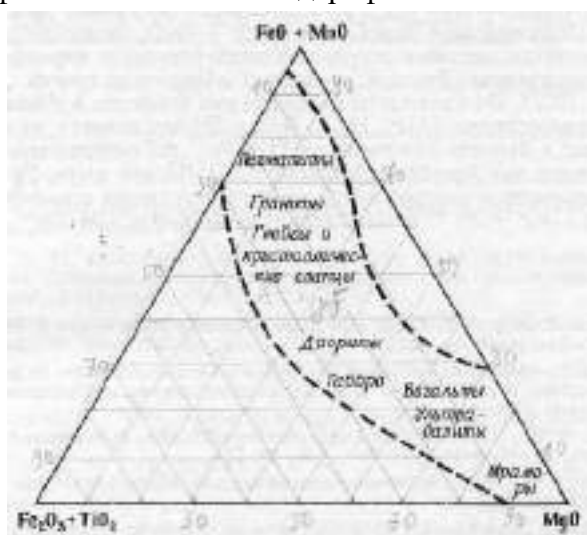


Рис. 16.13. Колебания химического состава флогопитов и биотитов в

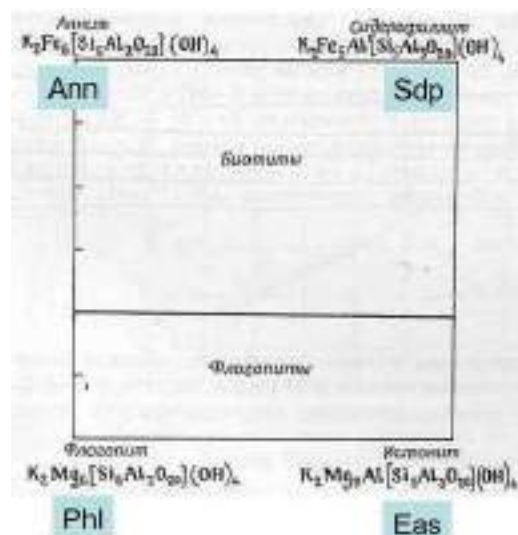


Рис. 16.14. Поля состава биотита – флогопита

зависимости от типа материнских пород
(построено по данным диаграмм
Хейнриха)

На рисунке 16.15 показана диаграмма отличия состава биотита гранитов Канадских Кордильер.

Магматический биотит содержат более 3 масс. % TiO_2 . Содержание TiO_2 в некоторых мантийных флогопитах до 10-12 масс. %. Изредка слюды подобного состава возникают в высокотемперных образованиях в верхних горизонтах земной коры, – в участках взаимодействия сульфидных расплавов с вмещающими щелочными базальтами (рис. 16.16, 16.18).

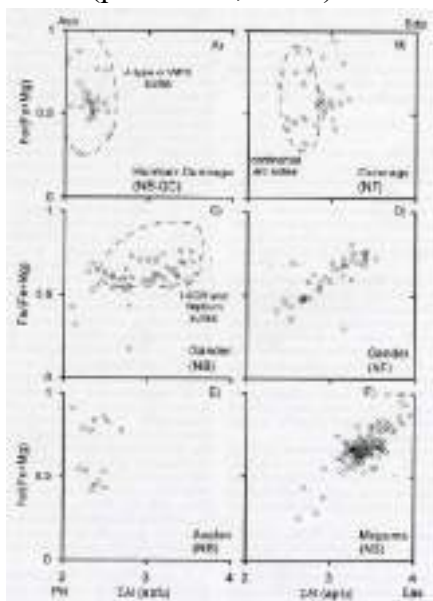


Рис. 16.15. Состав биотита гранитов Канадских Кордильер

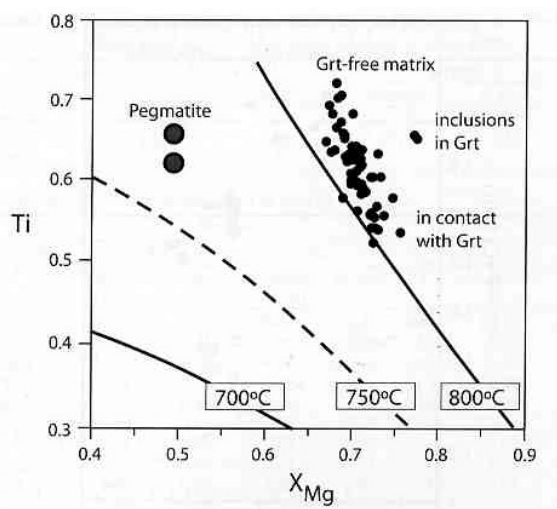


Рис. 16.16. Ti и X_{Mg} , график для биотитов, с изотермами от Henry et al. (2005)

На рисунке 16.17 показан старый геотермометр Офтедаля.

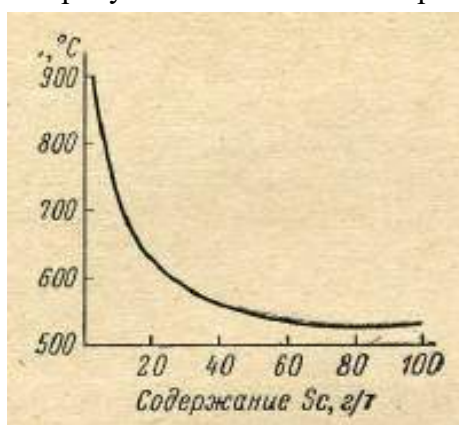


Рис. 16.17. Содержание

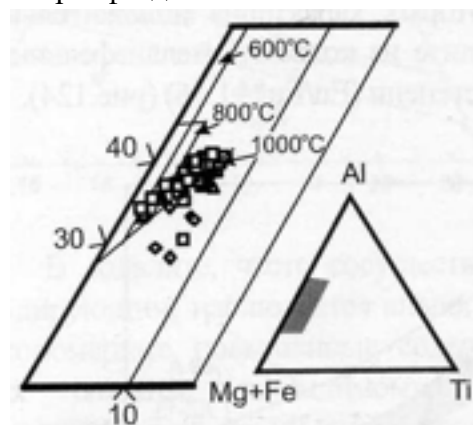


Рис. 16.18. Составы флогопита из даек Кольского региона. Линиями обозначены

скандия в биотите – геотермометр
Офтедаля

области стабильности титанистого
флогопита при указанных температурах
и давлении 1 кбар

Магматические тёмные слюды

Высокотемпературный биотит и флогопит представлены политипами $2M_1$ и менее $3T$, более низкотемпературный – политипом $1M$.

Общий тренд состава тёмных слюд: $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Mn^{2+} \rightarrow Zn^{2+}$

Содержание цинка в обычном биотите гранитоидов около 0.1% = 1000 г/т.

Состав тёмной слюды – индикатор степени дифференциации: железистость, содержание $Mn, Zn, F, K/Rb, Rb/Ba, K/Cs, Tl$.

K/Rb – индикатор геотектонической позиции гранитоидов и их рудоносности: в биотитах океанских гранитоидов K/Rb более 500 и до 1000, в обычных гранитоидах 100-350, в редкометальных гранитоидах и пегматитах менее 100 и до 10.

F – индикатор рудоносности, биотиты гранитоидов с редкометальным оруденением содержат более 2-3 масс. % фтора.

$Li-F$ -слюды – образования редкометальных гранитов и пегматитов.

Cl – биотиты, содержащие около 1 масс. % хлора и более, характерны для базитов и гранитоидов с магнетитовым и медным оруденением.

Ba – нередко тёмные слюды, особенно флогопиты обогащены барием, его содержание может достигать 3-10 и более масс. %.

Индикаторы fO_2 – железистость, содержание Fe^{3+}

Индикаторы T – магнезиальность, содержание Ti, Sc, Rb, Cs .

Ряды магматических минералов по насыщенности SiO_2

Ряды магматических минералов по насыщенности SiO_2 :

- Энстатит $Mg_2Si_2O_6 \rightarrow$ оливин (фо) $Mg_2SiO_4 \rightarrow$ магнезит $MgCO_3$
- Гиперстен $Fe_2Si_2O_6 \rightarrow$ фаялит $Fe_2SiO_4 \rightarrow$ сидерит $FeCO_3$
- Диопсид $CaMgSi_2O_6 \rightarrow$ монтичеллит $CaMgSiO_4 \rightarrow$ доломит $CaMg(CO_3)_2$
- Геденбергит $CaFeSi_2O_6 \rightarrow$ кирштейнит $CaFeSiO_4 \rightarrow$ ферродоломит $CaFe(CO_3)_2$
- Анортит $CaAl_2Si_2O_8 \rightarrow$ чермакит $CaAl_2SiO_6$ (клинопироксен) \rightarrow кальцит (арагонит) $CaCO_3$ или порتلандит $Ca(OH)_2$
- 4 Диопсид + 2 анортит \rightarrow мелилит ($2Ca_2MgSi_2O_7 + Ca_2Al_2SiO_7$)
- Калишпат $KAlSi_3O_8 \rightarrow$ лейцит $KAlSi_2O_6 \rightarrow$ кальсилит $KAlSiO_4 \rightarrow$ поташ K_2CO_3
- Альбит $NaAlSi_3O_8 \rightarrow$ нефелин $NaAlSiO_4 \rightarrow$ сода Na_2CO_3
- Титанит (сфен) $CaTiSiO_5 \rightarrow$ перовскит $CaTiO_3 \rightarrow$ кальцит (арагонит) $CaCO_3$ или порتلандит $Ca(OH)_2$
- Циркон $ZrSiO_4 \rightarrow$ бадделеит ZrO_2

Для толеитовых и известково-щелочных магматитов характерен анортит (обилие плагиоклаза – лейкократовый характер пород). В щелочных магматитах те же Ca и Al в

виде молекулы Чермака обильно входят в состав клинопироксена (обилие клинопироксена – меланократовый характер пород).

Рассмотрим параметры возникновения расплавов различного состава и предел устойчивости флогопита (рис. 16.19). Темная слюда более устойчива в глубинах мантии.

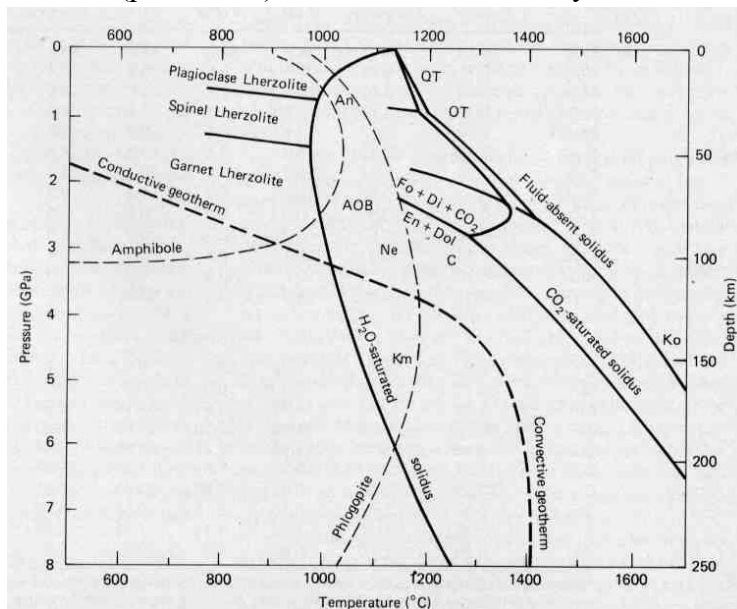


Рис. 16.19. Приблизительные фазовые соотношения для лерцолитовой мантии в условиях отсутствия флюидов, насыщения H_2O и насыщения CO_2

Области современного вулканизма

Области современного вулканизма – это срединно-океанские хребты (рис. 16.20) и внутриплитные образования.

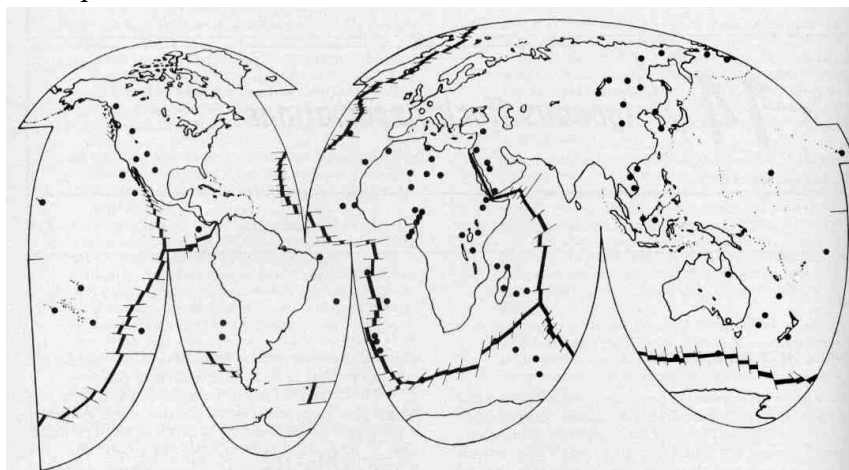


Рис. 16.20. Система срединно-океанического хребта, где толеитовые базальты (MORB) образуются со скоростью более $10 \text{ км}'$ в год'. Другие центры неплитного вулканизма (горячие точки) показаны точками. (Данные в основном из BVSP)

Щелочные магматиты

По концентрации натрия и особо калия:

- Умеренно щелочные (агпаитовые);
- Щелочные (высоко агпаитовые);
- Ультращелочные (ультраагпаитовые);
- С резким преобладанием K над Na (лампроитовые).

Геохимия магматитов

С ростом щёлочности в силикатных расплавах резко возрастают концентрации:

$Ti, P, Zr, Nb,$
 $Pb, U, Th, Rb,$
 $Ce, La, Nd,$
 Y, Sc, Tl, Cl, S

16.2. Минералогенез щелочных оливиновых базальтов и базальтоидов Щелочные оливиновые базальты

Это одни из распространённых типов щелочных магматитов. Наиболее ранние ликвидусные фазы в них (в зависимости от T, P , типа и концентрации флюидов) – обычно зелёная ассоциация: магнезиальный оливин (форстерит – хризолит), хромистые и магнезиальные пироксены, шпинель или хромшпинелиды; в других случаях к ним добавляются анортоклаз, санидин, лейцит, керсутит, нефелин; в более редких случаях – магнезиальная шпинель и/или корунд (до рубина и сапфира).

Оливин – перидот $(Mg, Fe^{2+}, Ni)_2[SiO_4]$ замечательно чистого зелёного цвета – шестой в списке самых популярных самоцветов 1999 г. Размер фенокристаллов Fe форстерита и Mg хризолита ювелирного качества достигает 70x50x20 мм. Иногда они образуются при перекристаллизации вещества ксенолитов мантийных перидотитов (наблюдения в образцах из Fugong, пров. Юнань, Китай). Для данного типа оливина характерны включения хромшпинелидов и флогопита. Самоцветный хризолит легко разрушается и находится только в молодых четвертичных и третичных базальтоидах (рис. 16.21 – 16.24), точнее в россыпях, возникших за их счёт. Лучшие месторождения оливина – перидота густого зелёного цвета расположены в индейских резервациях Аризоны, в Неваде, Мексике, Танзании, Китае, Бирме, Таиланде, Антарктиде.

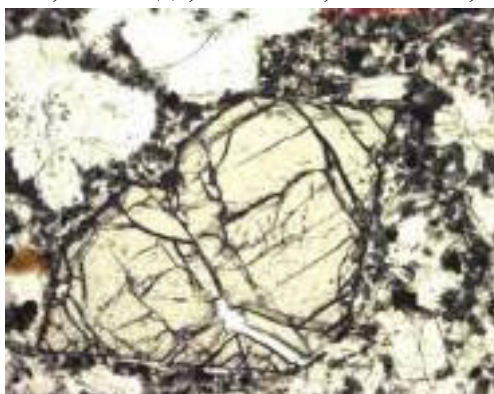


Рис. 16.21. Вкрапленник оливина в лейцитовых базальтах Везувия. Шлиф при 1 николе

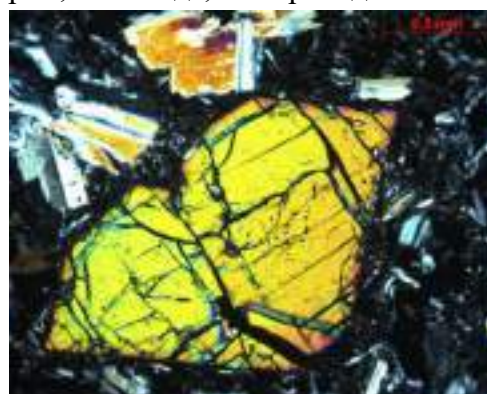


Рис. 16.22. Вкрапленник оливина в лейцитовых базальтах Везувия. Шлиф, николи х

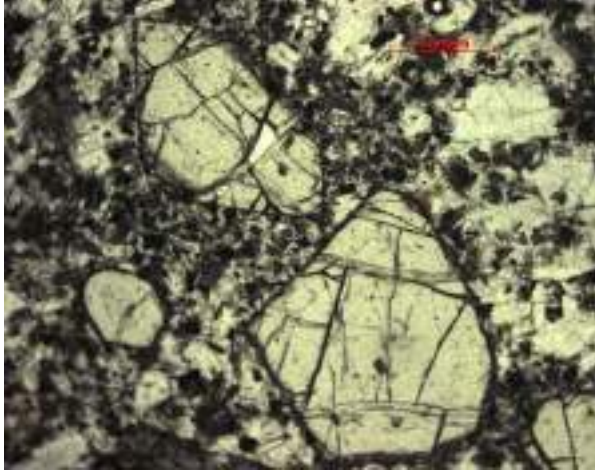


Рис. 16.23. Вкрапленник оливина в лейцитовых базальтах Везувия. Шлиф при 1 николе

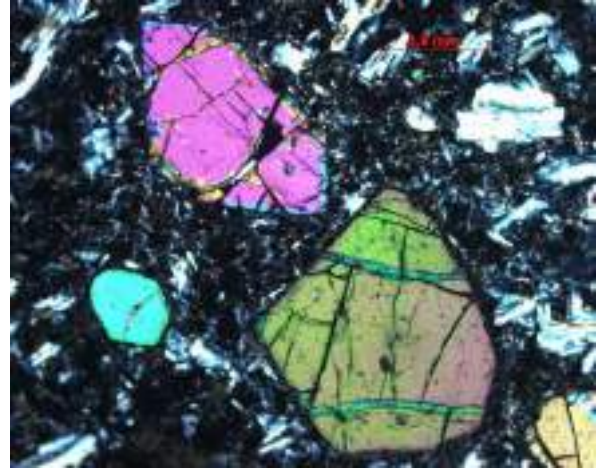


Рис. 16.24. Вкрапленник оливина в лейцитовых базальтах Везувия. Шлиф, николи х

Кальций в магматическом оливине

Кальций – характерный элемент примеси магматических оливинов (рис. 16.25). В гомогенных породах встречается два типа оливина по содержанию кальция – это гибридные породы (т.е. это смесь двух расплавов).

Кристаллы-вкрапленники оливина всегда зональные, края могут быть железистыми (рис. 16.26).

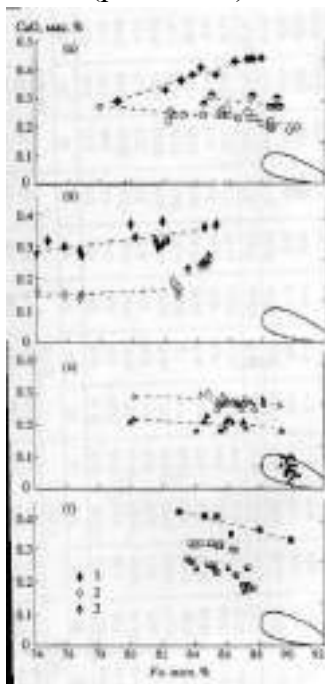


Рис. 16.25. Составы вкрапленников оливина исследованных образцов. (а) - толеитовая (обр. Н-1, Н-0С) и

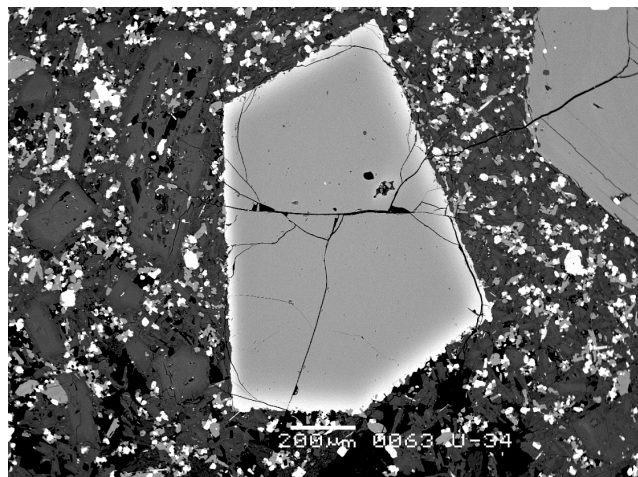


Рис. 16.26. Небольшой зональный вкрапленник оливина: центр Fe хризолит Fo 74, край – Fe гилалосидерит Fo 54

промежуточная (обр. С-209) серии Гавайских о-ов; (б) - щелочно-базальтовая серия Гавайских о-ов (обр. С-220, НХ-1801); (в) - базанитовая (обр. С-163) и нефелиновая (обр. С-195) серии Гавайских о-ов; (г) - промежуточная серия о-ва Реюньон (обр. RU-7b, RU-7y, RU-4a, RU-4b, RU-4c). 1 - оливины первой генерации (обр. С-220/1); 2 - оливины второй генерации (обр. С-220/II); 3 - дунитовый ксенолит (обр. НХ-1801). Сплошной линией оконтурено поле составов вкрапленников оливина в мантийных ксенолитах

На рисунке 16.27 представлен крапленник лейцита, авгита и мелкие зональные вкрапленники оливина.

Рассмотрим крупный вкрапленник авгита со структурой песочных часов (рис. 16.28) и более поздние небольшие резко зональные вкрапленники оливина: центр *Fe*-хризолит *Fo* 75, промежуточные зоны – *Mg*-гортонолит *Fo* 49-44 края – до феррогортонолита *Fo* 23, содержащего до 2 масс. % *Mn*.

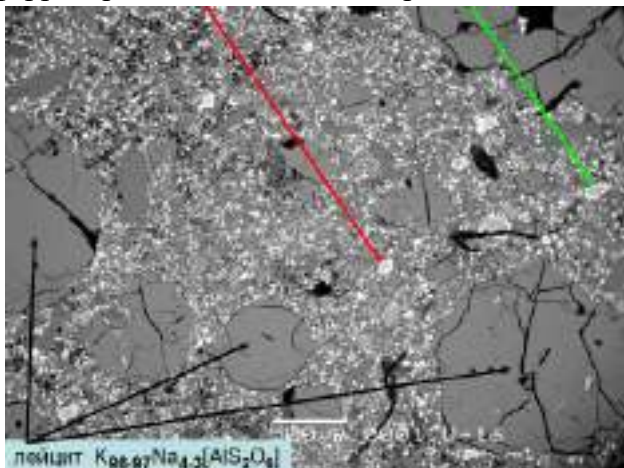


Рис. 16.27. Вкрапленники лейцита, авгита, мелкие зональные вкрапленники оливина – центр *Fe* хризолит *Fo* 75-73, края – гяалосидерит *Fo* 65-61

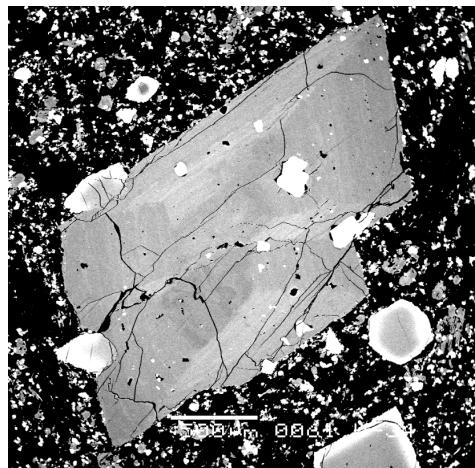


Рис. 16.28. Крупный вкрапленник авгита

Авгиты и близкие клинопироксены

Марганец в клинопироксенах – индикатор эволюции, степени дифференциации:

- Августы толеитовых и известково-щелочных базальтов и андезитов –

0.2 – 0.5 масс. % MnO .

- Авгиты щелочных оливиновых базальтов –
0.3 – 0.8 масс. % MnO .
- Авгиты вкрапленников трахитов - комендитов –
2 – 3.5 масс. % MnO .
- Натровые авгиты цементирующей массы трахитов - комендитов –
4.5 – 7.5 масс. % MnO .

Титанавгит – характерный минерал щелочных базальтов (рис. 16.29 – 16.32).



Рис. 16.29. Щелочные оливиновые базальты. Титанавгит. Шлиф. При 1 николе



Рис. 16.30. Щелочные оливиновые базальты. Титанавгит. Шлиф. Николи х



Рис. 16.31. Щелочные оливиновые базальты. Титанавгит. Шлиф. При 1 николе



Рис. 16.32. Щелочные оливиновые базальты. Титанавгит. Шлиф. Николи х

На рисунках 16.33 – 16.34 показаны примеры вкрапленников анортита – битовнита с каймами лабрадора и андезина.

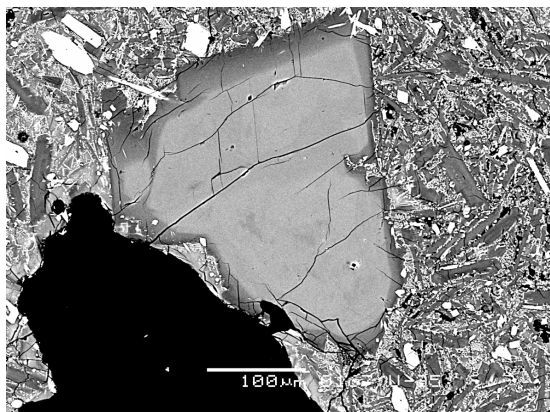


Рис. 16.33. Вкрапленники анортита An 92 – битовнита An 89-84 с каймами лабрадора и андезина

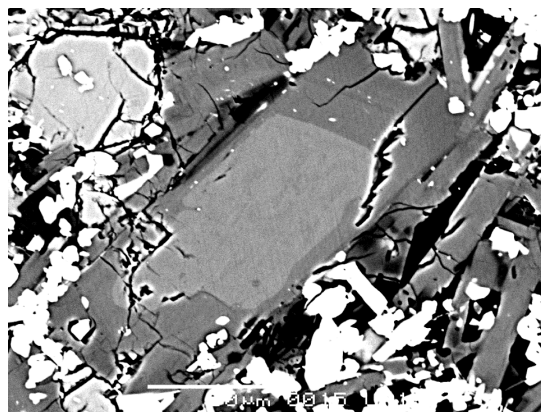


Рис. 16.34. Вкрапленники анортита An 92 – битовнита An 89-84 с каймами лабрадора и андезина

В цементирующей массе местами множество мелких табличек натрового санидина, обогащённого барием, - с 9 – 12 масс. % BaO (рис. 16.35).

Состав наиболее богатого барием санидина – $K_{40}Na_{30}Ba_{24}Ca_4Sr_2$.

Полевые шпаты

Лунный камень – анортоклаз - микро- и криптопертит с адулярисценцией слагает мегакристаллы состава $Na_{70-74}K_{22-25}Ca_{4-5}$ в плейстоценовых щелочных базальтах Moonstone Hill, Квинсленд, Австралия. Игра камня обусловлена тончайшими скелетными ламеллями распада альбита (рис. 16.36). На рисунке 16.36 представлен пример вкрапленника калиевого-олигоклаза.

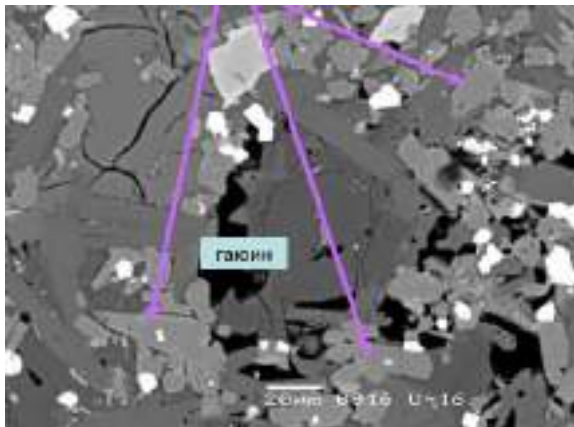


Рис. 16.35. Лейцитовые базальты



Рис. 16.36. Вкрапленник K-олигоклаза

Медистый лабрадор

Лабрадор Ca_{52-68} дихроичный с высокотемпературным структурным состоянием слагает вкрапленники в молодых щелочных базальтах *Ponderosa Mine*, *Rabbit Hill*, *Plush*, Орегон (США) (Jonston et al., 1991). Содержит массу тончайших телец распада ильменита и титаномагнетита. Содержит до 0,1 % Cu в твердом растворе, это причина плеохроизма в зелёных и красных тонах. Медь частично восстановлена до самородной.

Самородная медь образует в лабрадоре мелкие и мельчайшие пластинки, точечные выделения и проволочки в участках с сильной авантюрищенцией - с интенсивной красной и красновато-бронзовой окраской (рис. 16.37, 16.38).



Рис. 16.37. Медистый лабрадор

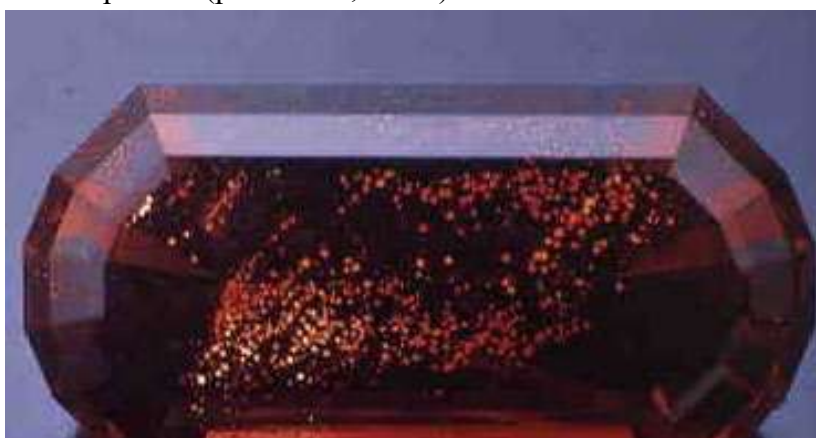


Рис. 16.38. Медистый лабрадор

Андезин

Андезин с высокотемпературным структурным состоянием слагает вкрапленники в молодых щелочных базальтах центральной Африки – Демократической Республики Конго. Содержит массу тончайших телец распада самородной меди. Это причина интенсивной красной окраски (рис. 16.39, 16.40).



Рис. 16.39. Андезин (в приближении)



Рис. 16.40. Андезин

Корунд

Щелочные базальтоиды в диатремах, жерловинах и дайках, как и их туфы, содержат вкрапленники и мегакристы санидина, анортоклаза, оливина-перидота, гаюина, сапфира и рубина, пироба, шпинели, лабрадора ограночного качества. Пироб (Mg, Fe^{2+}, Ca)₃(Al, Fe^{3+}, Cr)₂[SiO_4]₃ хромсодержащий изумительного сиренево-бордового цвета слагает округлые мегакристы и их обломки размером от п мм до 6 см в щелочных базальтах крупной диатремы Шаварым-Царан (Монголия).

Сапфир (Al, Fe^{3+})₂O₃ разнообразных окрасок – густосиний, васильковый, зеленый, желтый, розовый, коричневый, молочно-белый – характерный минерал-вкрапленник щелочных базальтоидов и лампрофиров. Размер кристаллов до 4 см. Наиболее ценен голубой сапфир, который последние годы занимает 1 место среди наиболее популярных

самоцветов, опережая рубин и изумруд. Основной хромофор Fe^{3+} , величина Fe_2O_3/TiO_2 составляет 10-500. Вулканогенные сапфиры богаты галлием - до 400 г/т Ga_2O_3 , величина $Cr_2O_3/Ga_2O_3 < 1$, обычно около 0.1. Окраска голубых сапфиров обусловлена переносом зарядов $Fe^{2+} - Ti^{4+}$ (линии поглощения между 550-750 nm) и переносом зарядов $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ (с линией поглощения около инфракрасной области). Крупные месторождения находятся в Восточной Австралии (рис. 16.41) (New England Range - сапфир, Anakie - Rubyvale - лучшие в мире зеленые и золотисто-желтые сапфиры); в Камбодже (Pailin).

Корунд – классический густо-синий сапфир; Vokeo, Xuan Loc, Cardamones, Solovens, Kassens - сапфир); Таиланде (Chanthabari-Trat - рубин и сапфир); в Южном Вьетнаме (Haut Chalong, Pleiku, Darlac, Djiring - рубин и сапфир), Южном Китае (Kouang Tcheoci Wan - провинция Fujian), Колумбии (Rio Mayo), Нигерии, США (Montana - Granite, Judith). Сингенетичные и протогенетичные включения в сапфире - плагиоклаз, санидин, анортотлаз, твёрдые растворы магнетит – герцинит, циркон, Zn герцинит, твердые растворы ильменит – гематит, торит, альмандин, флогопит – Fe биотит, керсутит, апатит, монацит, Fe и Fe-Ni моносльфидный твёрдый раствор Mss, густо синяя Со-шпинель, уранпироклор, ферроколумбит, ильменорутит, стекло жадеитового состава...(Coengraads, 1992 и др.). В чёрных сапфирах масса мельчайших включений герцинита и/или ферриильменита. По данным изучения расплавных включений сапфир кристаллизовался при 880-720⁰ С и 11-7 кбар, в условиях амфибол-содержащей мантии (Sutherland et al., 1998); оценки по газовым (CO_2 , CH_4 , N_2) включениям – около 1100⁰ С и 8.2-7.5 кб (Malikova, 1999). Нередко вкрапленники сапфира (и рубина) в щелочных базальтах заметно корродированы и/или окружены реакционными каймами шпинели (рис. 16.42).



Рис. 16.41. Восточная Австралия. Поля третичных щелочных базальтов с сапфирами и россыпи около них



Рис. 16.42. Корунд

Циркон

Циркон светло-коричневый, медово-коричневый до коричнево-красного слагает вкрапленники и кристаллы в газовых пустотах щелочных базальтов, размер их до 2 см. Содержит включения ильменита, анортклаза, бадделеита.

Лейцит $KAl[Si_2O_6]$

Для калиевых базальтоидов (рис. 16.43), недосыщенных кремнезёмом, весьма характерен лейцит во вкрапленниках и в цементирующей массе. Лейцит обычно чисто белый, без железистый, реже красный – богатый железом (окрашен тельцами распада гематита). Лейцит (рис. 16.44) крайне редко сохраняется как изотропная кубическая фаза. В вулканиках широко распространён лейцит низкий тетрагональный, с типичными двойниками полиморфного перехода. Напротив, в плутонитах – интрузивных породах, как правило, развит эпилейцит – продукты распада лейцита на калишпат (обычно ортоклаз) и кальсилит.

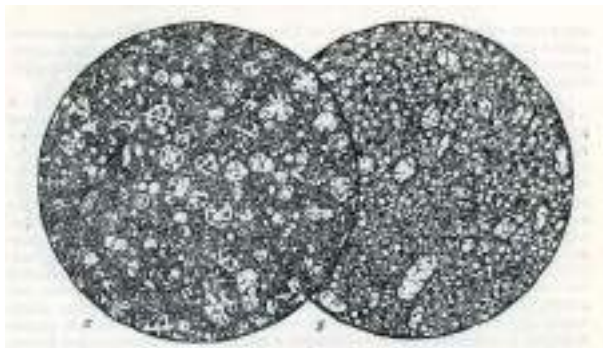


Рис. 16.43. а – лейцит, Италия; б – лейцитовый базальт, Австралия



Рис. 16.44. Лейцит. Рим, Италия

Мелилит

Химическая формула: $(Ca,Na)_2(Al,Mg,Fe)[(Si,Al)SiO_7]$

Мелилит – твёрдый раствор окерманита $Ca_2Mg[SiSiO_7]$, геленита $Ca_2Al[AlSiO_7]$, натрового мелилита (рис. 16.45, 16.46).



Рис. 16.45. Мелилитовый базальт, Карагай, хребет Кетмень. Тянь-Шань



Рис. 16.46. Мелилитовый базальт, Вюртемберг, Германия

Нозеан

Нозеан $Na_8[AlSiO_4]_6[SO_4, Cl_2, S]$ – образует вкрапленники в кайнозойских щелочных базальтоидах – фонолитах Рейнского грабена, Центрального Французского массива, Римской провинции в Италии... Размер кристаллов нозеана до 15 мм.

Гаюин

Гаюин $(Na, Ca)_{8-4}[AlSiO_4]_6[SO_4, Cl, S]_{1-2}$ – классический немецкий синий и голубоватый самоцветный камень. Образует вкрапленники и кристаллы в газовых пустотах кайнозойских щелочных базальтоидов Рейнского грабена, Центрального Французского массива, Римской провинции в Италии... Размер кристаллов гаюина до 15 мм.

Лекция 17. Минералогенез щелочных магматитов. Кимберлиты, лампроиты

17.1. Ряды магматических минералов по степени насыщенности SiO_2

Ряды магматических минералов по степени насыщенности SiO_2 :

- Энстатит $Mg_2Si_2O_6$ → оливин Mg_2SiO_4 → магнезит $MgCO_3$
- Гиперстен $Fe_2Si_2O_6$ → фаялит Fe_2SiO_4 → сидерит $FeCO_3$
- Диопсид $CaMgSi_2O_6$ → монтичеллит $CaMgSiO_4$ → доломит $CaMg(CO_3)_2$
- Геденбергит $CaFeSi_2O_6$ → кирштейнит $CaFeSiO_4$ → ферродоломит $CaFe(CO_3)_2$
- Анортит $CaAl_2Si_2O_8$ → чермакит $CaAl_2SiO_6$ (клинопироксен) → кальцит (арагонит) $CaCO_3$ или порландит $Ca(OH)_2$
- 4 Диопсид + 2 анортит → мелилит ($2 Ca_2MgSi_2O_7 + Ca_2Al_2SiO_7$)
- Калишпат $KAlSi_3O_8$ → лейцит $KAlSi_2O_6$ → кальсилит $KAlSiO_4$ → поташ K_2CO_3
- Альбит $NaAlSi_3O_8$ → нефелин $NaAlSiO_4$ → сода Na_2CO_3
- Альбит $NaAlSi_3O_8$ → нефелин $NaAlSiO_4$ → сода Na_2CO_3
- Циркон $ZrSiO_4$ → бадделейт ZrO_2

Для толеитовых и известково-щелочных магматитов характерен анортит (обилие плагиоклаза – лейкократовый характер пород). В щелочных магматитах те же Ca и Al в виде молекулы Чермака обильно входят в состав клинопироксена (обилие клинопироксена – меланократовый характер пород) (рис. 17.1)

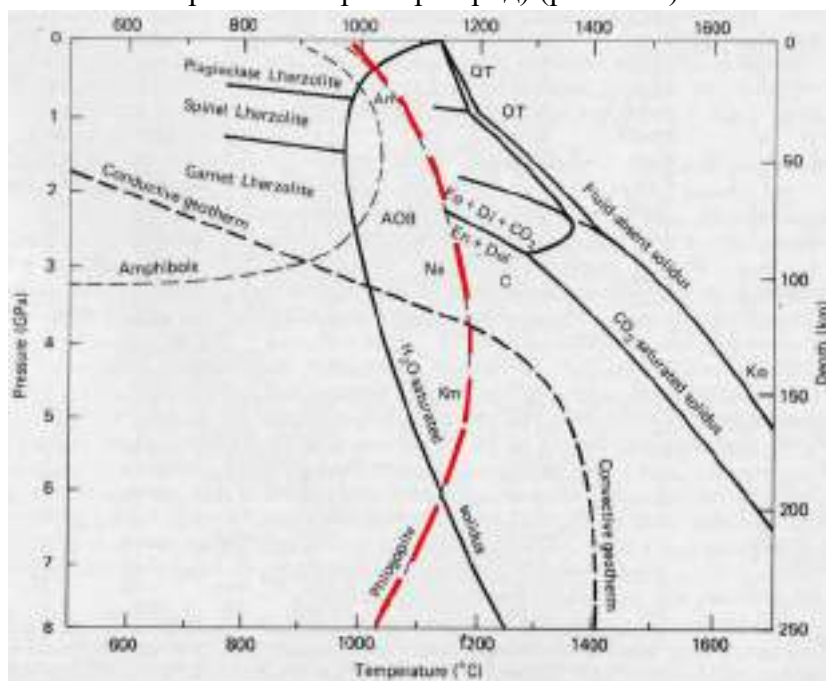


Рис. 17.1. Приблизительные фазовые отношения для лерцолитовой мантии в условиях отсутствия флюидов, насыщения H_2O и насыщения CO_2

многие миллионы карат алмазов, в том числе крупные камни ювелирного качества. Одна трубка Jwaneng (Ботсвана) дала в 1998 г. около 13 млн. карат, в 2000 г. - 11.5 млн. карат алмазов. Трубка Orapa (Ботсвана) дала 12 млн. карат в 2000 г., трубка Удачная (Якутия) - 10 млн. карат алмазов в 1999 г.

Алмазоносные дайки кимберлитов – редкое явление. Их мощность нередко менее 1 м при длине до нескольких км. Промышленная алмазоносность установлена только в 4 дайках: Messina mine (Южная Африка) – размещена на глубине 700 м под кимберлитовой трубкой; Snap Lake (Канада) – содержит 1.5 – 2 млн. карат.

Доля ювелирных алмазов в кимберлитах России выше, чем в иных регионах. Из кимберлитов Сибири извлечено множество кристаллов алмаза массой > 50 - 100 карат. Наиболее крупный российский алмаз ювелирного качества бледно лимонного цвета весит 342,5 карат. Итак, в кимберлитах России, как и в Южной и Центральной Африки, Южной Америки, Индии, Китая, Канады алмазы по величине аналогичны стандартным мантийным мегакристаллам в щелочных магматитах – ильмениту, пиропу, клинопироксену, энстатиту, керсутиту. Среди алмазов около 10% составляют правильные многогранники, остальные – кристаллы несовершенной формы и обломки. Наиболее глубинные кимберлиты бедны пиропом и обогащены алмазом (плоскогранные октаэдры и додекаэдры); эти алмазы содержат включения оливина (оливин низко железистый и экстремально богатый Ni – до 3% NiO, Stachel & Harris, 1997), богатых калием клинопироксенов с ламеллями распада граната и калишпата, включения магнезиовюстита, высокосиликатного граната. Менее глубинные кимберлиты богаче пиропом и беднее алмазом; это чаще кривогранные додекаэдры и антискелетные кристаллы алмаза.

Редкие кристаллы алмазов бездефектны, не содержат включения, вовсе бесцветны. Обычно кристаллы алмазов в той или иной степени (часто значительной) дефектны, содержат разнообразные включения и окрашены. Включения силикатов чаще развиты в октаэдрах алмаза, включения карбонатов – в кубических кристаллах алмаза. Обилие микроскопических включений кальцита иногда является причиной молочно-серой окраски алмазов.

Окраска алмазов разнообразна, густо окрашенные кристаллы сравнительно редки. Ранние плоскогранные октаэдры чаще бесцветны, их размеры от микроскопических до гигантских. Наиболее поздние алмазы кубического габитуса с закругленными ребрами имеют желтоватую окраску разной интенсивности. Жёлтые и коричневые алмазы обогащены азотом до 0,3 масс. %. Азот замещает углерод в решетке минерала $C^{4+} \leftarrow N^{5+}$, чем обусловлена повышенная твёрдость таких алмазов. Если бы вся масса азота в структуре алмазов была представлена одиночными атомами, заместившими атомы углерода, то окраска большей части алмазов была бы густой жёлтой, бурой и коричневой. Природа "позаботилась" о прозрачности алмазов, агрегировав большую часть азота; агрегированный азот слабо влияет на окраску алмазов. Выделяют алмазы типа I – богатые азотом и типа II – бедные азотом. Большая часть

крупных алмазов представлены типом II. Прелестны голубые алмазы типа II b, которые содержат эквивалентные небольшие около 20 г/т количества бора и азота, изоморфно замещающих углерод в решетке алмаза : $2 C^{4+} \leftarrow B^{3+} + N^{5+}$. Заметно влияет на окраску ничтожная примесь Ni. Ряд алмазов серого и фиолетового цвета содержит заметные концентрации H.

Возраст алмазов значительно древнее, чем возраст кимберлитов. Очевидно, что после кристаллизации алмазы испытали многочисленные пертурбации при переменных значениях температуры, давления, концентрации разнообразных флюидов, радиационного фона и т.п. Всё это вероятно и создало реально сложный внутренний мир кристаллов алмаза. Помочь в расшифровке этого мира могут результаты экспериментальных работ последних лет с алмазами, в том числе при высоких параметрах температуры и давления; блестящий синтез этих исследований дан в работе (Collins, 2001).

Судя по наличию включений флогопита, биотита, ильменита, магнетита и по составам сингенетичных алмазам моноклинных и ромбических пироксенов и гранатов, большая часть алмазов кристаллизовались в верхней мантии Земли при 900-1200⁰ С и 40-60 кбар. Менее глубокие из них содержат включения уваровит (Ca-Cr гранат) - пироба, более глубокие – кноррингит (Mg-Cr гранат) - пироба и рубина, крайне богатого хромом - до 8.6 масс. % Cr₂O₃ (Watt et al., 1994 и др.). Небольшая часть алмазов содержит более глубокие включения: гранат мейджоритового состава, продукты распада рингвудита (Mg,Fe)₂[SiO₄] – магнезиовюстит (Mg,Fe)O и магнезиально-силикатный «перовскит» (Mg,Fe)[SiO₃], а также кубическую модификацию ZrO₂. Продукты распада рингвудита устойчивы при давлениях, отвечающих глубинам более 670-710 км, т.е. в нижней мантии. Итак, часть алмазов кристаллизовалась в нижней мантии Земли (Harte & Harris, 1994 и др.).

Интригующие факты :

1) Алмазы содержат мелкие каплевидные включения моносльфидных твёрдых растворов (по составу близкие к троилиту и/или пентландиту), а также самородного железа, вюстит, включения - срастания сульфидов, вюстит и железа (Sharp, 1966; Буланова и др., 1979; Чепуров, 1988; Stachel et al., 1998) (ранее все эти включения принимались за графит). Итак, алмазы кристаллизовались при участии локально развитых металл (железо) – оксидно-сульфидных расплавов. О формировании алмазов при участии сульфидных расплавов свидетельствуют и повышенные содержания цинка в сингенетичных алмазу хромшпинелидах (в ряде случаев до 2-2,5 % ZnO) (Meyer, 1970), – при температурах около 1000⁰ С сульфидные расплавы «перекачивают» цинк из силикатов в оксиды и прежде всего в хромшпинелиды.

2) Алмазы иногда содержат мелкие каплевидные включения богатого калием щелочно-карбонатитового состава (Schauder et al., 1994). В алмазах и в алмазоносных парагенезах распространены богатые калием омфацитовые клинопироксены. Такие клинопироксены и алмазы синтезированы из карбонатитовых расплавов, подобных по

составу включениям в природных алмазах (Литвин и др., 2000). Итак, часть природных алмазов возникла при участии щелочно-карбонатитовых расплавов. Заметим, что в природе существует непрерывный ряд магматических пород от кимберлитов до карбонатитов.

3) Алмазы содержат газовые включения состава H_2O+CO_2 , включения твёрдой CO_2 . Последнее свидетельствует о кристаллизации при $P \sim 70$ кб, а первое об относительно умеренном восстановительном потенциале при кристаллизации алмазов.

4) Кимберлиты прорвали траппы, осадочные толщи, граниты, гнейсы и другие типы горных пород. Когда вмещающие породы представлены мягкими известняками, изредка обнаруживаются кристаллы алмаза и пирропа в известняках на расстоянии до 1 м от контакта кимберлитовой трубки (Мир). Столь велико было флюидное давление на твёрдые фазы в кимберлитовой флюидизированной пенолаве, что под его влиянием наиболее твёрдые кристаллы внедрились, «ввинтились» в относительно мягкие известняки.

5) В трубке Удачная и в ряде южноафриканских (Jwaneng, Kimberley) собраны коллекции ксенолитов алмазоносных эклогитов с поперечником до 10 см. Некоторые из ксенолитов на 1/4 и даже на 3/4 состоят из алмазов размером до 8 и реже до 15 мм и более! Такие образования получили название алмазиты (Харькив и др., 1997) и/или фрамезиты (Kurat et al., 2000). Посмотрев эти образцы, воочию убеждаешься, что мантийные алмазоносные эклогиты – один из главных источников алмазов в кимберлитовых брекчиях.

6) Судя по наличию положительной *Ei* аномалии в гранате и омфациите, протолиты алмазоносных эклогитов – субдущированные породы океанской коры (Wang, 1998). Данные об изотопном составе углерода и азота алмазов свидетельствуют, что один из основных источников их образования - биогенное углеродистое вещество (Cartigny et al., 1998).

7) Стоимость бриллиантов, изготовленных из одного кристалла алмаза "Куллинан" (это обломок значительно более крупного кристалла - октаэдра) равна стоимости 94 тонн золота.

Стоимость бриллиантов, изготовленных из одного кристалла алмаза «Куллинан» (это обломок значительно более крупного кристалла – октаэдра) равна стоимости 94 тонн золота.

Вот почему главная проблема при добыче и извлечении алмазов из кимберлитов – не допустить дробления крупных кристаллов алмаза, по возможности извлекать все крупные кристаллы алмаза. Соответственно, должна совершенствоваться технология добычи кимберлитов и их переработки.

Ведущие месторождения алмазов – кимберлитовые трубки Южной Африки (рис. 17.3). Пояса кимберлитовых трубок и даек совпадают по обе стороны Атлантического океана (рис. 17.4).



Рис. 17.3. Кимберлитовые трубки Южной Африки

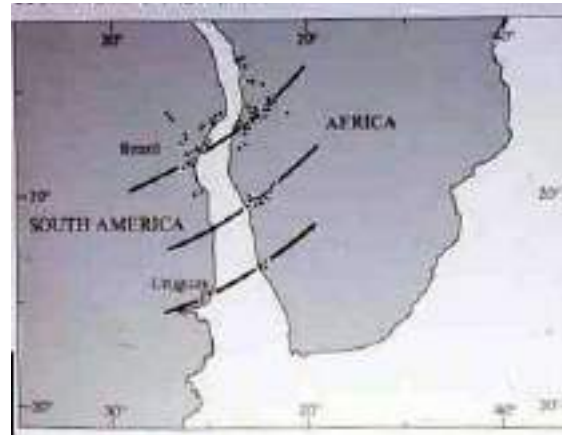


Рис. 17.4. Кимберлитовые трубки и дайки Африки и Южной Америки

На рисунке 17.5 показано сингенетичное включение хромового пирропа с возрастом 3.3 млрд. лет в алмазе. Кимберлитовой трубке, в которой находится этот алмаз – 100 млн лет. На рисунке 17.6 показан кристалл алмаза в кимберлитовой трубке Дютойтспан (ЮАР).

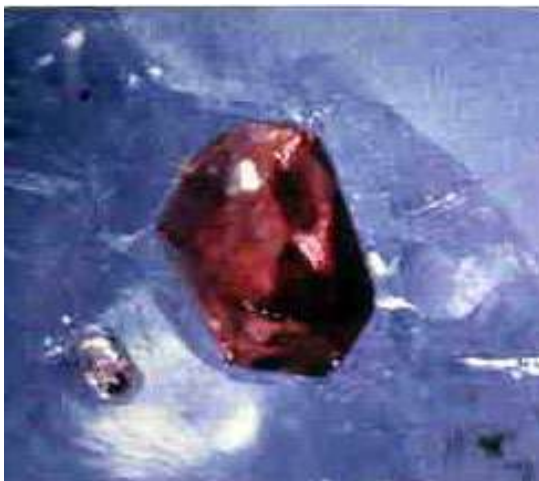


Рис. 17.5. Сингенетичное включение хромового пирропа с возрастом 3.3 млрд. лет в алмазе. Кимберлиты трубки Finsch, ЮАР с возрастом 0.1 млрд. лет



Рис. 17.6. Кристалл алмаза 25x20 мм в кимберлитах. Трубка Дютойтспан, ЮАР

Рассмотрим изотопный возраст фанерозойских кимберлитовых трубок и даек главных месторождений алмазов Южной Африки и Восточной Сибири (рис. 17.5): докембрийский, средне-палеозойский, девонский, меловой, неогеновый.

Рассмотрим поля кимберлитовых трубок и даек древней дорифейской Восточно-Сибирской платформы (рис. 17.6): области разбросаны широко и становятся шире.

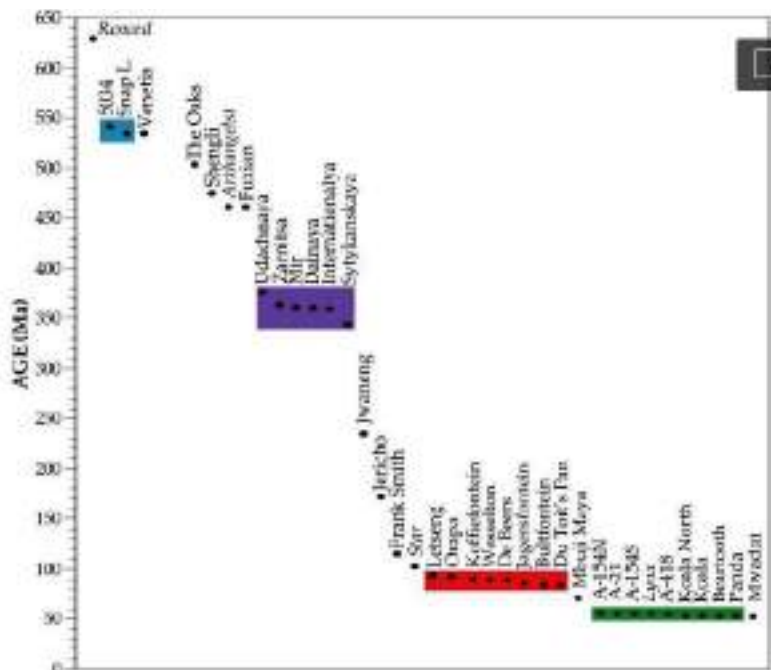


Рис. 17.5. Возраст залегания кимберлитовых алмазных рудников (прошлых производителей и действующих рудников) и значительных месторождений. Данные из Heatan и др. (2003, 2004)

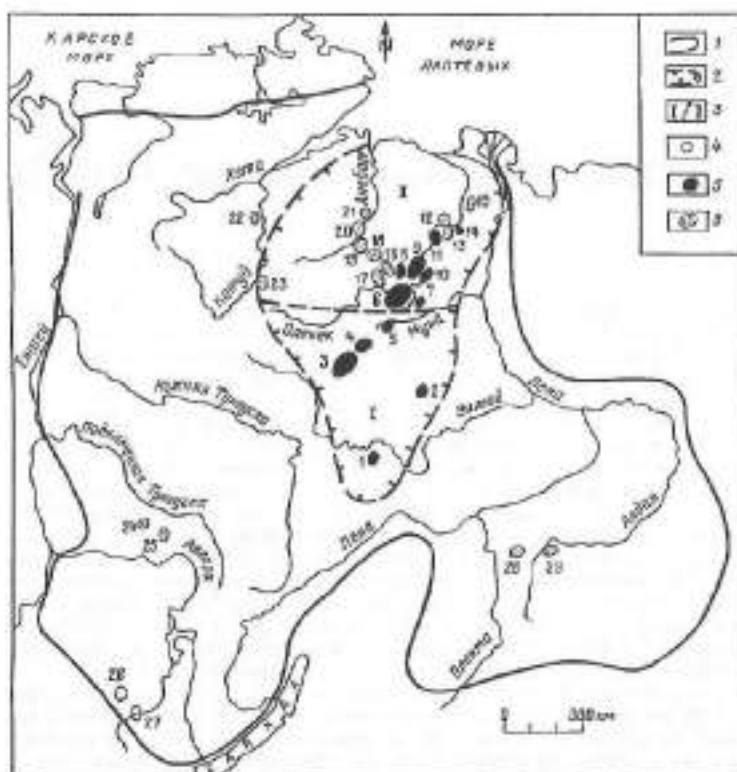


Рис. 17.6. Схема распространения кимберлитовых и кимберлитоподобных пород на Сибирской платформе: 1 – граница Сибирской платформы; 2 - предполагаемая

граница Якутской кимберлитовой провинции; 3 – кимберлитовые области (субпровинции): I – Вилюйская, II – Анабаро-Оленекская; 4 – 6 – поля развития кимберлитов и кимберлитоподобных пород протерозойского (4), среднепалеозойского (5) и мезозойского (6) возраста (1 – Мирнинское, 2 – Накынское, 3 – Алакит-Мархинское, 4 – Далдынское, 5 – Верхне мунское, 6 – Чомурдахское, 7 – Севернейское, – Западно-Укукитское, – Восточно-Укукитское, 10 - Оганер-Юряхское, 11 – Мерчимженское, 12 – Куойкское, 13 – Верхнемолодинское, 14 - Толуопское, 15 – Хорбусуонское, 16 – Лучаканское, 17 – Куранахское, 18 - Дьюкенское, 19 – Среднекуонапское, 20 – Нижнекуонапское, 21 – ОртоБаргинское, 22 – Котуйское, 23 - Харамайское, 24 – Тайчикуно-Нембинское, 25 – Чадобецкое, 26 – Белозиминское, 27 – Окинское, 28 – Чомполинское, 29 – ТобукХатыстырское

Рассмотрим системы разломов (рис 17.7). Кимберлиты – это пенолавы, которые внедряются с большой скоростью в открытые трещины. Верхние части трубки могут быть кратерными образованиями. Поскольку концентрация флюида – высокая, ранние продукты кристаллизации взламываются и перемешиваются (рис. 17.8). Широко распространены текстуры много кратного брекчирования. Лавоподобных кимберлитов существует мало. С увеличением глубины форма кимберлитов изменяется (рис. 17.9).



Рис. 17.7. Схема расположения кимберлитовых полей северной части Якутской провинции: 1 – мезозойские терригенные и вулканогенные образования; 2 – палеозойские карбонатные и терригенные осадки; 3 – протерозойские малласы и карбонатные отложения; 4 – архейские и раннепротерозойские метаморфические и магматические образования Анабарского щита; 5 – зоны глубинных разломов фундамента платформы; 6 – Попигайская импактная структура; 7 – контуры кимберлитовых полей
Кимберлитовые поля: 1 – Далбыхское, 2 – Тукаланское, 3 – Харамайское, 4 – Далдыно-Алакитское, 5 – Мунское, 6 – Куранахское, 7 –

Куонамские, 8 – Лучаканские, 9 – Западно-Укукитское, 10 – Восточно-Укукитское, 11 – Чомурдахское, 12 – Огоньёр-Юряхское, 13 – Мерчимденское, 14 – Молодинское, 15 – Куойкское, 16 – Толуопское, 17 – Харбосуонское, 18 – Анабарское, 19 – Накынское

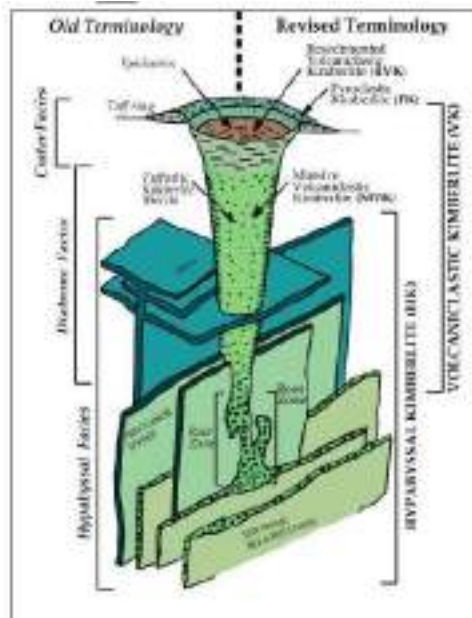


Рис. 17.8. Современная схема строения кимберлитовых трубок и подводщих даек

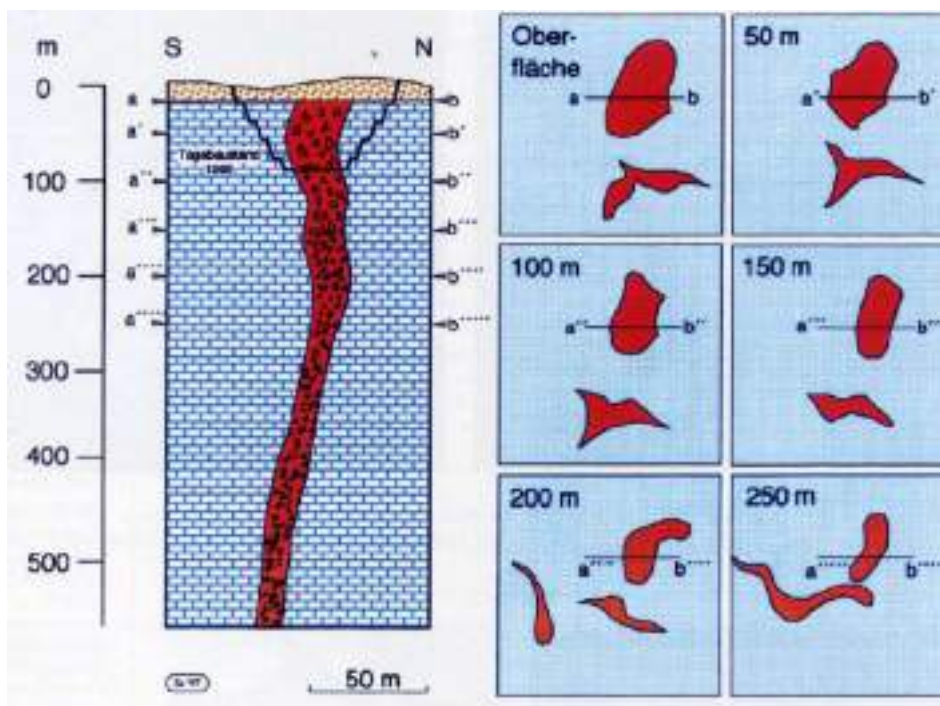


Рис. 17.9. Изменение формы кимберлитовых тел с глубиной

Кимберлиты – это ультраосновные вулканиты, богатые летучими (CO_2), повышенной калийной щёлочности; гибридные магматиты – смесь расплавов силикатных и расплавов карбонатитовых с их изменчивыми соотношениями. Эти карбонатиты обычно кальцитовые, редко доломитовые, изредка высоко щелочные натрокарбонатиты.

Парагенез вкрапленников и мегакристаллов кимберлитов – магнезиальный оливин + магнезиальный ильменит + титанистый флогопит + титанистый пироп + магнезиальные пироксены + хромшпинелиды + циркон. Парагенез цементирующей массы кимберлитов – оливин + флогопит (до тетраферрифлогопита) + кальцит + диопсид + перовскит + монтичеллит (до кирштейнита) + марганцовистый ильменит + хромшпинелиды – титаномагнетит + бадделеит. Содержания флогопита меняются в очень широких пределах – выделяют малослюдистые (часто богатые алмазами) и слюдяные кимберлиты. Широко варьирует и содержание первичного (магматического) кальцита, вплоть до пород типа карбонатитов... Температура кристаллизации минералов вкрапленников и мегакристаллов $1300-1130^0$ С, минералов цементирующей массы до $750-700^0$ С (магматический кальцит).

Кимберлиты очень богаты *Mg*, умеренно богаты *Ca*, *K* и *Ti* в них $\sim 1.5\%$; *Ba*, *Zr*, *REE – Ce* много, но на порядок меньше, чем в лампроитах.

Оливин вкрапленников (и мегакристаллов) – обычно хризолит, иногда поделочного качества – бледно окрашенный, так сказать светлой воды. Поделочного качества иногда и макрокристаллы циркона, крайне низко радиоактивного. Ильменит мегакристаллов по составу магнезиальный ферриильменит и железистый ферригейкилит. Очень показательное наличие в составе магнезиального ильменита макрокристаллов повышенных концентраций ниобия (до 2.5 масс. %). Титанистый флогопит вкрапленников кимберлитов беден фтором (менее 1 масс. %) (в отличие от лампроитов). Ранние хромшпинелиды – титанистые магнезиохромиты и алюмохромиты до хромита.

Иногда встречается несколько иной набор минералов – продуктов ранней кристаллизации, которые к тому же образуют сростания – скопления – так называемые глиммериты – мариды: сочетание флогопита (слюда – mica) – К-рихтерита (амфибол – *amph*) – рутила (*rutile*) – ильменит (*ilm*) - диопсида. К ним иногда присоединяется своеобразный щелочной сульфид – джерфишерит.

Весь этот минеральный ансамбль чётко отличен от ансамбля минералов обломков пород мантии и продуктов их дезинтеграции – ксенокристаллов (эклогитовая ассоциация – Са алмандин-пироп + жадеитовый – омфацитовый клинопироксен ± дистен ± санидин ± гроссуляр. гранат; эти минералы зачастую высоко хромистые и низко титанистые; ультраосновная ассоциация – оливин + энстатит + низкокальциевый эндиопсид + пироп + хромит; минералы обычно высоко хромистые). О весьма высоко барических $P \geq 50$ кбар условиях кристаллизации алмазоносных ассоциаций свидетельствуют высокие и крайне высокие содержания калия в клинопироксенах до 2 масс. % - минерал калиевый «жадеит» (в обычных клинопироксенах $\leq 0.01-0.03\%$ K_2O).

Алмазы, включения в алмазах, мегакристаллы и нодулы мантийного происхождения однотипны в кимберлитах и лампроитах: те и другие отвечают алмаз – пироповой фации глубинности. Независимо от возраста кимберлитов и лампроитов, возраст включений алмазоносных перидотитовых парагенезов чаще архейский, возраст включений алмазоносных эклогитовых парагенезов чаще протерозойский, в том числе в пределах одной кимберлитовой трубки, а изредка в пределах одного крупного кристалла алмаза. Кимберлитовая трубка Finsch (Каапваальский кратон на юге Африки) – возраст кимберлитов 0,09 млрд. лет, алмазоносной эклогитовой ассоциации 1,58 млрд. лет, алмазоносной перидотитовой ассоциации 3,3 млрд. лет. Кимберлитовая трубка Премьер, ЮАР – возраст кимберлитов 1,15 млрд. лет, алмазоносной эклогитовой ассоциации 1,93 млрд. лет, алмазоносной перидотитовой ассоциации > 3.0 млрд. лет.

Своеобразны минеральные ассоциации цементирующей массы кимберлитов – продукты быстрой кристаллизации карбонатно-силикатных расплавов, резко недосыщенных кремнезёмом, пересыщенных кальцием, но не калием и натрием. Поэтому широко развиты монтichelлит $CaMgSiO_4$ (вместе с оливином и вместо оливина), перовскит $CaTiO_3$ (вместо рутила или сфена-титанита), бадделейт ZrO_2 (вместо циркона), магматический пластинчатый кальцит. В цементирующей массе не мало низкоMg ильменита, который содержит до 11% MnO (изредка до 25-30 %), а также образует каймы на макрокристаллах ильменита. Своеобразны хромшпинелиды цементирующей массы кимберлитов: общий тренд магнезиохромит → титаномагнетит или ульвошпинель (с примесью квандилита = магнезиоульвошпинели). В обычных магматитах в хромшпинелидах в ходе эволюции резко снижаются Cr , Al , Mg и растут Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti . В микрокристаллах хромшпинелидов, в кимберлитах в ходе эволюции резко снижается Cr и сильно растут Mg и Al и Ti и только в дальнейшем снижаются Mg и Al и увеличиваются Fe и Ti . При подъёме кимберлитовых расплавов становится неустойчив и разрушается титанистый флогопит. При этом Mg , Al и Ti попадают в шпинелиды, чем обусловлена обратная их зональность. Щёлочность расплавов на составе шпинелидов отражается в их повышенной марганцовистости – до 5 % MnO .

В расплавах повышенной щёлочности уже самые ранние хромшпинелиды (наиболее магнезиальные и хромистые) могут содержать повышенные (до многих %) концентрации титана. Для хромшпинелидов щелочных магматитов характерны повышенные содержания марганца и цинка, иногда в них проявлен франклининовый тип изоморфных замещений $Mn \leftrightarrow Zn$.

Нормальный ход эволюции состава хромшпинелидов – снижение содержаний Cr , Mg , Al и рост содержаний Fe , может нарушаться в щелочных магматитах, которые содержали ранний Ti флогопит. Этот флогопит нередко на средних или поздних стадиях эволюции магм становился не устойчивым и растворялся в расплаве, резко обогащая его Al , Mg , Ti . В результате состав поздних зон кристаллов хромшпинелидов становился более магнезиальным и резко обогащённым титаном, с появлением в составе минерала – минала квандилита (магнезиоульвошпинель). Это особо характерно для кимберлитов.

Рассмотрим нормализованное к хондриту распределение редкоземельных элементов в кимберлитах и родственных им породах севера Восточно-европейской платформы (рис. 17.10): наблюдаются высокие содержания легких редкоземельных элементов – лантана, церия, неодима.

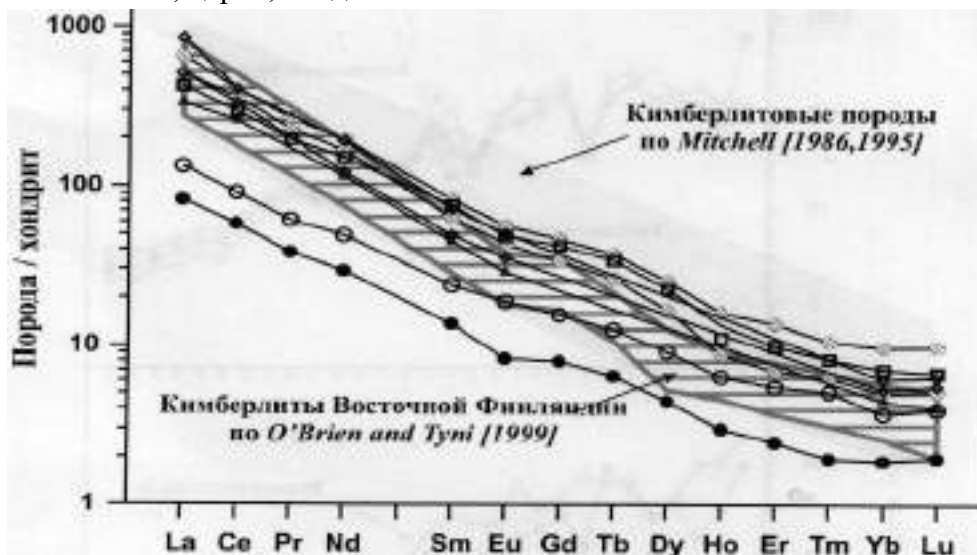


Рис. 17.10. Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных элементов в кимберлитах и родственных им породах севера Восточно-европейской платформы

На рисунках 17.11, 17.12 показаны примеры массивных кимберлитовых трубок с вкрапленниками оливина, флогопита, растворенными мегакристаллами ильменита, растворённые обломки мегакристаллов Mg-ильменита и Cr-пиропа, растворённые мегакристаллы ильменита, редкие ксенолиты осадочных пород.



Рис. 17.11. Массивные кимберлиты трубки Зарница. Вкрапленники оливина, реже флогопита, растворённые мегакристаллы Mg-ильменита. Восточно-Сибирская платформа



Рис. 17.12. Автобрекчированные кимберлиты трубки Геофизическая. Обломки крупных вкрапленников и вкрапленники оливина и клинопироксена, реже

*флогопита, Восточно-Сибирская
платформа*

На рисунках 17.13, 17.14 показаны образцы кимберлитовых брекчий трубки Мир.



Рис. 17.13. Кимберлитовые брекчии трубки Мир. Масса ксенолитов ороговикованных осадочных пород. Частично растворённые обломки мегакристаллов магнезиального ильменита. Восточно-Сибирская платформа



Рис. 17.14. Кимберлитовые брекчии трубки Мир. Масса ксенолитов ороговикованных осадочных пород. Обломки мегакристаллов оливина, магнезиального ильменита, хромистого пирона, алмаза. Восточно-Сибирская платформа

Кимберлиты. Ильменит

Обычно поздние генерации ильменита, как и хромшпинелидов, существенно более магнезиальные. А хромшпинелиды – и существенно более титанистые.

Вероятная причина того и другого в том, что во многих кимберлитах произошла деструкция раннего высокотитанистого магнезиального флогопита. За счёт *Mg* и *Ti* этого флогопита и возникли поздние богатые *Mg* и *Ti* хромшпинелиды, шпинелиды и ильмениты (рис. 17.15).

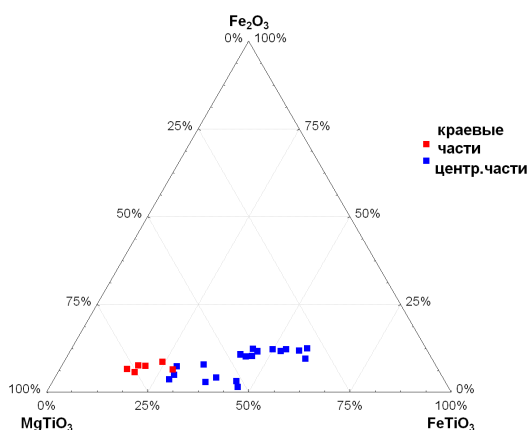


Рис. 17.15. Состав пикроильменита зональных кристаллов. Кимберлиты Огара, Ботсвана

Кимберлиты Кимозеро, Карелия. 1.94 млрд. лет

Кимберлитовые породы I фазы с множеством вкрапленников оливина и флогопита, заметно более магнитные, чем кимберлитовые породы II фазы. Среди вкрапленников в кимберлитах I фазы – алюмомагнезиохромит, магнезиохромит, гейкилит, пикроильменит. Кимберлиты II фазы обогащены лейстовидным магматическим кальцитом (наблюдается в тех участках, где породы слабо метаморфизованы). Среди вкрапленников кимберлитов II фазы – оливин, магнезиохромит и ильменит до пикроильменита. Судя по морфологии псевдоморфоз актинолит-тремолита, окружающих крупные зерна серпентинизированного оливина, возможно оливин в кимберлитах II фазы окружали каймы монтчеллита. В связующей массе кимберлитов Кимозера обильны оливин, флогопит, кальцит, не мало ильменита, хромита, титаномагнетита, местами апатита, бадделейт и циркон редки.

Минералы группы ильменита кимберлитов I фазы. Изредка встречаются заметно корродированные вкрапленники овальной формы размером до 1.5 мм, которые по морфологии и составу близки к пикроильмениту классических кимберлитовых мегакристов. Состав кимозерских минералов (ан. 42 и 43, масс. %): MgO 11.95 и 11.19; NiO 0.25 и 0.29; FeO 23.27 и 17.53; MnO 0.75 и 4.31; ZnO 0.12 и 0.30; CaO 9.14 и 0.12; TiO_2 50.94 и 47.25; Fe_2O_3 9.83 и 17.26; V_2O_5 0.30 и 0.15; Cr_2O_3 2.88 и 0.22; Nb_2O_5 0.14 и 1.76; сумма 100.57 и 100.30 %, количества Fe^{2+} и Fe^{3+} рассчитаны по стехиометрии. Состав минералов в миналах, мол. %: $MgTiO_3$ 41.1 и 39.1; $FeTiO_3$ 44.9 и 34.4; $MnTiO_3$ 1.5 и 8.6; $ZnTiO_3$ 0.2 и 0.5; $CaTiO_3$ 0.3; $NiTiO_3$ 0.5; Fe_2O_3 8.6 и 15.3; Cr_2O_3 2.7 и 0.2; V_2O_5 0.3 и 0.1; Nb_2O_5 0.1 и 1.0. Анализ 42 отвечает хромистому пикроильмениту, анализ 43 - Mn-Fe-гейкилиту, обогащенному Fe^{3+} и Nb (Путинцева, Спиридонов, 2016).

В связующей массе кимберлитов первой фазы распространены обособленные не зональные кристаллы ильменита с поперечником до 150 микрон. По составу среди них выделяются три группы. Чаще других встречаются кристаллы ильменита 1 группы, бедные магнием и марганцем (ан. 44, 45). Такой ильменит содержит до 1 масс. % MnO , около 6 % Fe_2O_3 , до 1 % Cr_2O_3 , немного Nb, следы Ca и Zn. Довольно широко распространены выделения ильменита 2 группы, бедного Mg и обогащенного Fe^{3+} и Mn; этот ильменит содержит от 2 до 6 масс. % MnO , до 13.5 % Fe_2O_3 , до 1 % Cr_2O_3 , до 0.8 % ZnO , до 0.4 % V_2O_5 , до 0.3 % Nb_2O_5 (ан. 46-50). Изредка наблюдается ильменит 3 группы, это бедный Mg обогащенный Zn манганильменит, который содержит 11 масс. % MnO , 2 % Fe_2O_3 , 1.5 % ZnO , 0.3 % V_2O_5 , 0.2 % Cr_2O_3 (Путинцева, Спиридонов, 2016).

Минералы группы ильменита кимберлитов II фазы. Ильменит развит в них среди вкрапленников и в связующей массе (рис. 17.16, 17.17). Изредка встречаются овальной формы вкрапленники размером до 2 мм, которые по морфологии и составу близки к пикроильмениту классических кимберлитовых мегакристов. Состав кимозерского минерала (ан. 52, масс. %): MgO 11.75; NiO 0.11; FeO 12.83; MnO 2.37; ZnO 0.51; CaO 0.13; TiO_2 41.45; Fe_2O_3 29.69; V_2O_5 0.16; Cr_2O_3 1.14; Nb_2O_5 0.28; сумма 100.62 %, количества Fe^{2+} и Fe^{3+} рассчитаны по стехиометрии. Состав минерала в миналах, мол. %: $MgTiO_3$ 41.5; $FeTiO_3$ 25.0; $MnTiO_3$ 4.7; $ZnTiO_3$ 0.9; $CaTiO_3$ 0.3; $NiTiO_3$ 0.2; Fe_2O_3 26.1;

Cr_2O_3 1.1; V_2O_5 0.1; Nb_2O_5 0.1, – это марганцовисто-железистый гейкилит. Относительно широко развит обогащенный магнием ильменит, слагающий оторочки вокруг небольших вкрапленников хромшпинелидов правильной формы. Ширина оторочек ильменита составляет 20-50 микрон. На их внутреннюю сторону иногда вырос циркон. Данный ильменит содержит до 6.5 масс. % MgO , до 14 % Fe_2O_3 , до 4 % MnO , до 3.5 % Nb_2O_5 , до 1 % Cr_2O_3 , до 0.7 % V_2O_5 , цинк в нем не обнаружен (ан. 53 – 56). Обогащенный Fe^{3+} ильменит испытал распад и превращен в матрицу ильменита с массой пластинок гематита.

В связующей массе кимберлитов II фазы распространены обособленные выделения минералов группы ильменита с поперечником до 250 микрон. По составу среди них выделяются четыре группы. Чаще других встречаются не зональные по составу кристаллы ильменита первой группы, бедные Mg и относительно обогащенные Mn (ан. 57 - 64). Такой ильменит содержит от 2 до 9 масс. % MnO , до 5 % Fe_2O_3 , до 2.5 % Cr_2O_3 , до 1.5 % Nb_2O_5 , до 1 % CaO , до 0.7 % ZnO , до 0.4 % V_2O_5 . Реже наблюдаются зональные по составу кристаллы ильменита второй группы, бедного Mg и сравнительно обогащенного Mn (ан. 65 – 72). В этом типе ильменита четко проявлен изоморфизм Fe^{2+} и Mn^{2+} : ядра кристаллов обогащены Fe , внешние зоны – Mn . Ильменит второй группы содержит от 6 до 15 масс. % MnO , до 5 % Fe_2O_3 , до 2 % Nb_2O_5 , до 1 % CaO и ZnO , до 0.4 % V_2O_5 , хром в нем не обнаружен.

В цементирующей массе довольно широко распространены не зональные по составу кристаллы ильменита третьей группы, бедного Mg и Cr и весьма богатого Mn ; этот манганильменит содержит от 11.5 до 21.5 масс. % MnO , до 4 % (обычно менее 1 %) Fe_2O_3 , до 3 % Nb_2O_5 , до 1 % CaO и ZnO , до 0.5 % V_2O_5 (ан. 73 - 80). Четвертую группу представляет редкий железистый пирофанит, микроскопически не отличимый от описанных выше. Железистый пирофанит содержит 22 - 24 масс. % MnO , до 3 % Fe_2O_3 , до 0.7 % ZnO , до 0.5 % Nb_2O_5 и V_2O_5 (ан. 81 - 83) (Путинцева, Спиридонов, 2016).



Рис. 17.16. Перовскит. Шлифы, при 1 николе

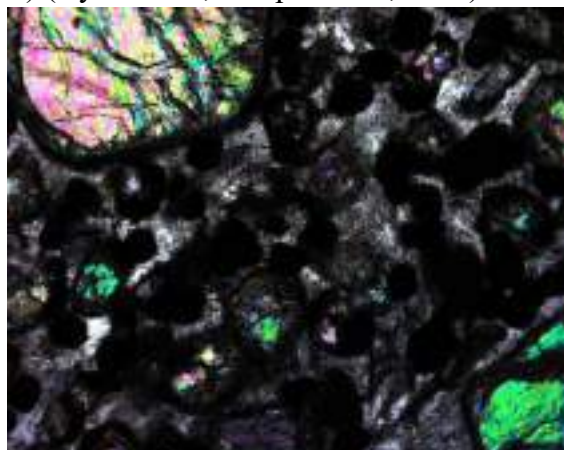


Рис. 17.17. Перовскит. Шлиф, николи x

Перовскит кимберлитов пригоден для датирования кимберлитов, обогащён *LREE* (прежде всего церием), *Sr*, *Nb*, *Th*, *Ta*. Его структура показана на рисунке 17.18.

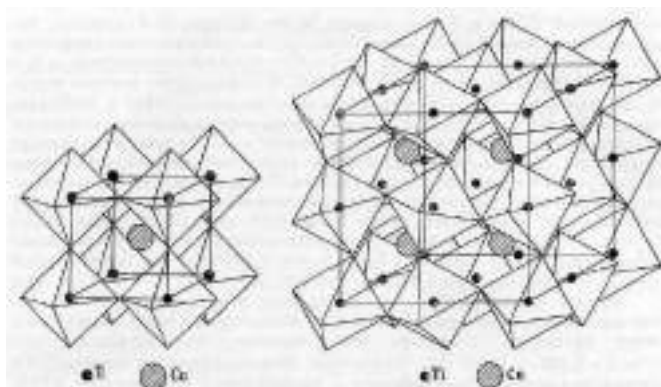


Рис. 17.18. Структура перовскита

Помимо кумулятивных текстур осаждения широко развиты текстуры течения, оползания, косослоистые текстуры, характерные для «магматических осадочных пород» (рис. 17.19 – 17.22).

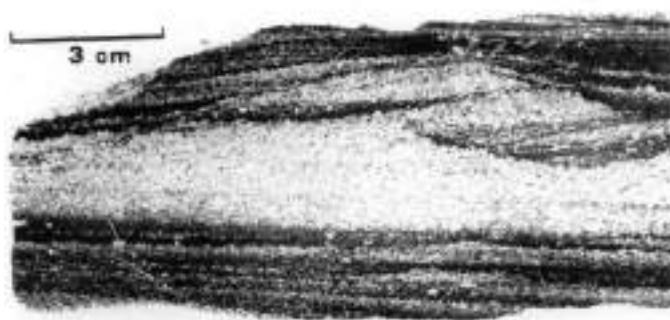


Рис. 17.19. Кимберлиты, по составу переходные к карбонатитам. Силл Бултфонтейн, ЮАР

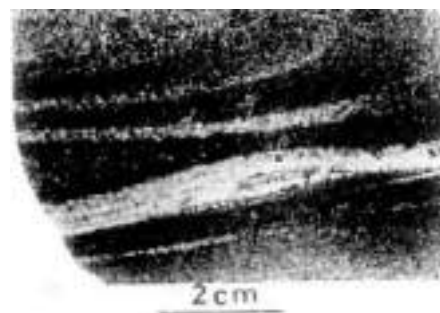


Рис. 17.20. Кимберлиты, по составу переходные к карбонатитам. Силл Бултфонтейн, ЮАР

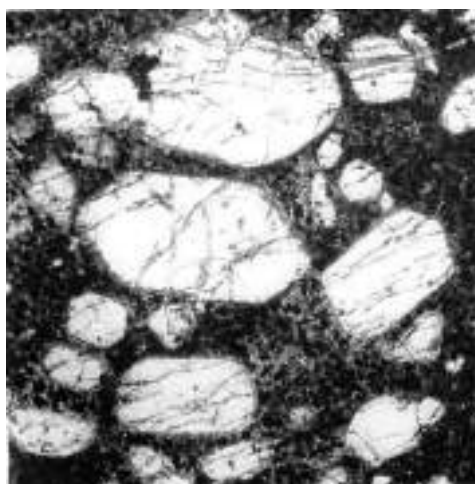


Рис. 17.21. 5 мм. Шлиф при 1 никеле. Типичные структуры прослоев



Рис. 17.22. 5 мм. Шлиф при 1 никеле. Типичные структуры прослоев

кимберлитового состава. Вкрапленники
оливина. Цемент – тонкозернистые Mg-
Ti-Fe шпинель, перовскит, кальцит,
апатит, флогопит

карбонатитового состава. Масса лейст
магнезиального кальцита

Исследования. Выводы Ферсмана

Один из важнейших выводов Ферсмана о том, что многие из округлых алмазов возникли при природном травлении, растворении правильных кристаллов алмазов или их фрагментов. В связи с этим был поднят вопрос о не равновесности алмазов и транспортирующего их кимберлитового расплава, что нашло блестящее подтверждение в последующих исследованиях учёных всего Мира, включая экспериментальное моделирование, в том числе проведенное новосибирскими учёными (Сонин В.М., Багрянцев Д.Г., Фёдоров И.И., Чепуров А.И. К вопросу об образовании коррозионных фигур на кристаллах алмаза // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 6. С. 467-492).

В этой связи упомяну ещё два исследования:

- Елена Владимировна Путинцева (каф. петрографии СПбГУ) установила, что более округлая форма кристаллов оливина присуща кимберлитам, бедными алмазами, и наоборот (Путинцева Е.В. Опыт количественной характеристики структуры кимберлитов с целью их прогнозной оценки // Зап. ВМО. 1991. Ч. 120. Вып. 1. С. 116-122).
- Илья Серов (каф. минералогии МГУ) установил отрицательную корреляцию размера кристаллов хромшпинелидов цементирующей массы кимберлитов и степени их алмазоносности (Серов И.В., канд. дисс. МГУ, 1999).

Оба результата свидетельствуют: чем скорее кимберлитовый «лифт» поднимет алмазы к поверхности Земли, тем сохраннее алмазы.

17.3. Минералогенез лампроитов

Второй тип «лифта», который транспортирует мантийные алмазы к поверхности Земли, – это трубки взрыва и дайки лампроитов. Лампроиты – крайне высококальциевые ($K/Na > 5-10$) щелочные базальтоиды, содержат лейцит, флогопит, клинопироксены, щелочные амфиболы, оливин, Ti- и Zr-силикаты, сложные оксиды K-Ba-Ti, в отличие от кимберлитов обогащены фтором и сульфатной серой и бедны углекислотой. Алмазоносные тела наиболее глубоких оливиновых лампроитов. Самые известные из них образуют месторождение Argail (Австралия), из которого в год извлекали около 40 млн. карат алмазов. Доля ювелирных камней среди них невелика. Состав и генезис лампроитов и кимберлитов принципиально отличны (лампроиты почти не содержат карбонатов, которыми богаты кимберлиты, но богаты фтором и барием, которыми бедны кимберлиты и т.д.). Однако и лампроиты, и кимберлиты содержат однотипные глубинные включения – эклогиты и ультраосновные эклогиты (так называемые гранатовые «перидотиты»), однотипные алмазы. В то же время, менее 0.001 % от всей массы алмазов в лампроитах составляют экзотические (возможно эндемичные) густо розовые и карминного цвета алмазы; стоимость таких камней превышает 100.000

долларов за карат, некоторых из них – до 1,5 млн. долларов за ограненный камень весом 2 карата.

Из разнообразных высоко калиевых и высоко магнезиальных магматических пород рассмотрим только лампроиты, отдельные жерловины и дайки которых содержат наиболее богатые месторождения технических алмазов и массу самоцветных алмазов.

Лампроиты – это высоко щелочные лампрофиры, содержащие парагенез магнезиальный оливин + лейцит + флогопит + диопсид + высоко хромистые хромшпинелиды + фторкалиевый рихтерит + санидин. Структуры пород от стекловатой до пегматоидной. Возраст лампроитов от позднего протерозоя до кайнозоя. Они размещены в активизированных платформах, в том числе молодых. Два основных типа лампроитов – богатые оливином (только они алмазоносны) и бедные оливином. Оценки температур расплавов около 1200⁰ С. Состав лампроитов: SiO_2 от 40 до 50% (чаще 50%), K_2O около 10%, MgO 5-20%, TiO_2 около 5%, мало Al , Fe , Ca ; $K/Na > 3$, часто >25 ; очень много бария, циркония, церия и иных лёгких REE, много летучих – воды, серы (в основном сульфатной!), фтора, относительно мало – менее 0.5% CO_2 . Пегматоидные лампроиты содержат до 12% TiO_2 , до 6000 г/т Zr , до 10% BaO !!!.

Оливин лампроитов обычно Mg_{93-88} , содержит до 0.6% NiO и 0.4% CaO . Флогопит Mg_{92-72} , очень богат титаном – содержит до 11% TiO_2 и до 7 масс. % F и до 2% BaO . Фтор концентрируется в наиболее магнезиальных флогопитах. Флогопит окружён каймами тераферри-флогопита и тетраферрибиотита. Это свидетельство резкого роста f окислительно потенциала в процессе кристаллизации лампроитов. Тетраферрифлогопит и тетраферрибиотит содержат 6-11% TiO_2 , - признак очень высокой температуры их кристаллизации. Лейцит во вкрапленниках и в цементирующей массе железистый, содержит до 3 масс. % Fe_2O_3 . Санидин нередко крайне богат железом - до 19.6 масс. % Fe_2O_3 , т.е. до $K(Fe_3+0.7Al_{0.3})Si_3O_8$. Клинопироксен – диопсид с 1-3% TiO_2 , крайне низко глинозёмистый. Хромшпинелиды вкрапленников и цементирующей массы – высоко хромистые и крайне низко глинозёмистые содержат 3-5, редко 10% Al_2O_3 . Тренд: Ti магнезиохромит → Ti хромит → $Mn-Ti$ феррихромит и хроммагнетит → Mn титаномагнетит. Ведущая особенность состава минералов базитов и гипербазитов повышенной щёлочности – высокая магнезиальность и высокие концентрации Fe^{3+} и Ti . Очень низкие концентрации алюминия в клинопироксенах и хромшпинелидах очевидно обусловлены весьма высокой активностью K , который связал алюминий в лейците и флогопите.

С вариациями состава ранней генерации хромшпинелидов коррелируется степень алмазоносности оливиновых лампроитов. Алмазоносны только те из них, где ранние хромшпинелиды содержат менее 10% минала магнетита.

Очевидно, что только в таких условиях низкого окислительного потенциала обеспечивалась сохранность алмаза при его транспортировке из мантии к земной поверхности.

Минералы цементирующей массы лампроитов (рис. 17.23, 17.24) – санидин, низко магнезиальный и обогащённый марганцем до 7% MnO и ниобием до 0.5% Nb ильменит, фторкалийевый рихтерит с 2-8% TiO_2 , перовскит $CaTiO_3$ с 3-5% Sr , Ba , Nb , 1-2% Ce , La , Na ; Sr -барит (слагающий иногда до 20% цементирующей массы, в том числе стекловатых лампроитов); фторапатит (в нём до 6 % Sr и особо много – до 12.5 масс. % Ba). Типоморфные акцессорные минералы – армолколит $(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+})(Ti, Fe^{3+})_2O_5$, цирконосиликат вадеит $K_2ZrSi_3O_9$ (минерал сильно люминесцирует, с сильным двупреломлением); своеобразные щелочные оксиды и силикаты – прайдерит $(K, Ba)(Ti, Fe, Mg)_8O_{16}$ и щербаковит $K Na Ba Ti_2 Si_4 O_{14}$; Ti -андрадит и алмаз.



Рис. 17.23. Лампроиты



Рис. 17.24. Лампроиты

Флогопитовые минетты лампроитовой серии Маймеча-Котуйская щелочная провинция

Единичные вкрапленки оливина и авгита замещены флогопитом. В ядрах некоторых крупных вкрапленников слагает безфтористый флогопит с 2.1 масс. % Cr_2O_3 и 6.8 % TiO_2 , вероятно, продукт мантийной кристаллизации. Большинство крупных и небольшие вкрапленники слагает фтор-гидроксилфлогопит с 1.8-2.7 масс. % F , его железистость от центра к краям кристаллов увеличивается от 7.8 до 22.6; содержание титана при этом возрастает от 1.4 масс. % до 3.1 %; содержание хрома снижается от 0.5-0.7 % до следов. Минетты крайне богаты фосфором, в среднем содержат 2.6 масс. % P_2O_5 . Вкрапленники флогопита и апатита образуют текстуры течения, как параллельные контактам даек, так и вихревые. Фторапатит-I содержит 1.9-6.6 масс. % SrO , обрастающий и замещающий его фторапатит-II - 16-21.6 масс. % SrO . Матрицу минетт слагают призмы санидина и менее арфведсонита и авгита, ксеноморфный кальцит, редкие кварц, пирит с вростками барита, мелкие кристаллы циркона, титанита, галенита, монацита, ксенотима (рис. 17.25). Низкофтористый безглинозёмистый арфведсонит обогащён Ti (4.2-5.2 масс. % TiO_2), Mg , K . Циркон содержит (масс. %) – HfO_2 2.8, REE_2O_3 5.2, Y_2O_3 2.7, Nb_2O_5 1.3, ThO_2 1.2; $ZrO_2/HfO_2 = 19$; $Y > > Ce > Nd > > Gd = Sm > Dy = La$ (Спиридонов, 2021).

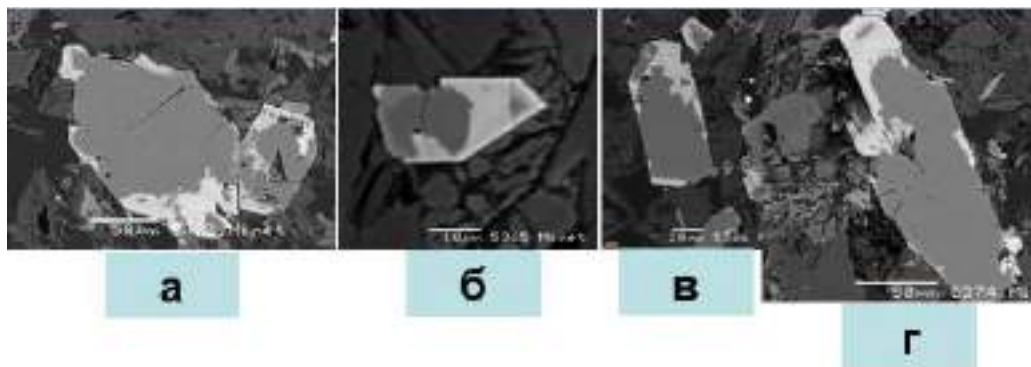


Рис. 17.25. Вкрапленники зонального апатита, богатого стронцием.

а – центр кристалла (серый, ан. 9), кайма замещения (светлая, ан. 13); *б* – ядро кристалла (тёмно-серое, ан. 10), оторочка ядра (серая, ан. 11), светлая зона (ан. 15); *в* – кайма замещения левого кристалла (ан. 14). Яркие выделения – циркон, монацит и ксенотим; *г* – зональная кайма замещения – оторочка вокруг тёмно-серого ядра (светло-серая, ан. 12), широкая светлая зона (ан. 16).

На рисунках 17.26 – 17.29 показаны флогопит и гнездо богатого калием арфведсонита.

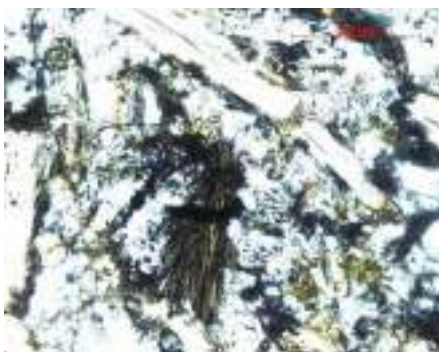


Рис. 17.26. Флогопит и гнездо богатого калием арфведсонита. Шлиф при 1 николе

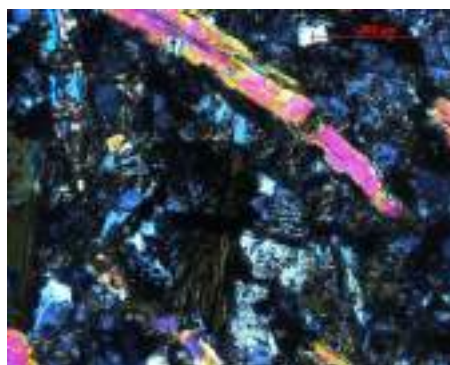


Рис. 17.27. Флогопит и гнездо богатого калием арфведсонита. Шлиф, николи х

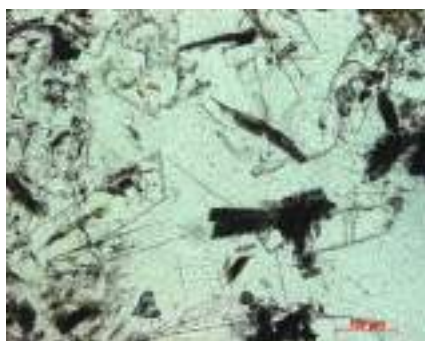


Рис. 17.28. Матрица – гнездо кальцита с включениями апатита и богатого калием арфведсонита. Шлиф при 1 николе

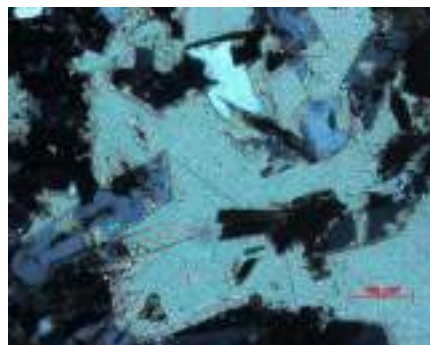


Рис. 17.29. Матрица – гнездо кальцита с включениями апатита и богатого калием арфведсонита. Шлиф, николи х

Лекция 18. Дуниты, оливиниты, клинопироксениты, мелилититы платформенных интрузивов центрального типа

Интрузивы центрального типа – кольцевые интрузивы, как правило: трубообразные, иногда конические. Такие типы интрузивов внедряются на пересечении крупных разломов, поскольку это щелочные магматиты. Разломы – глубокопроникающие, в жестких структурах; иногда, на границах расширяющихся океанов.

18.1. Дуниты и оливиниты

Химический состав оливинитов

Оливиниты – ультраосновные породы. Содержание SiO_2 – низкое. Оливиниты – рудоносные породы, в них находятся скопления титаномагнетита, богаты титаном и железом.

Нередко в интрузивах у оливина – отчетливая спайность (рис. 18.1). Черные вкрапленники – это хромшпинелиды. Справа на рисунке 18.1 – типичный полигонально-зернистый дунит; слева – более глубинные образования. Ранний оливин вытесняется полигонально-зернистым дунитом – это два поколения оливина (более глубинные и менее глубинные).

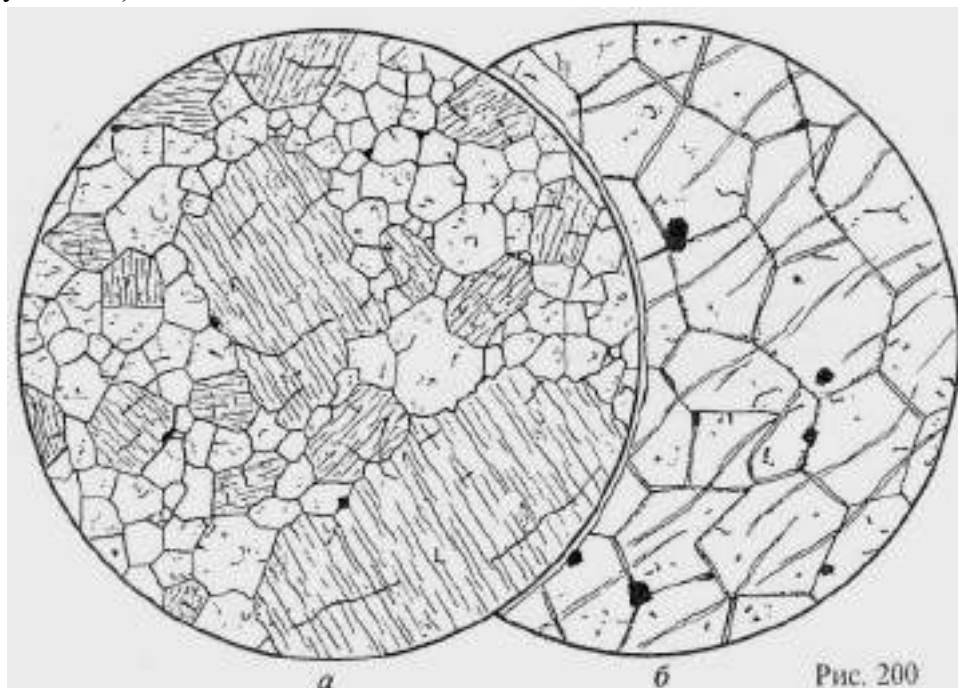


Рис. 18.1. Дуниты двух типов. Слева – оливин с отчетливой спайностью.
Кондёрский интрузив

На рисунке 18.2 показан еще один пример оливина с отчетливой спайностью Кондёрского интрузива. На рисунке 18.3 показаны две генерации оливина интрузива Бор – Урях. Бор – Урях – это щелочной интрузив на северо-востоке Сибирской платформы.

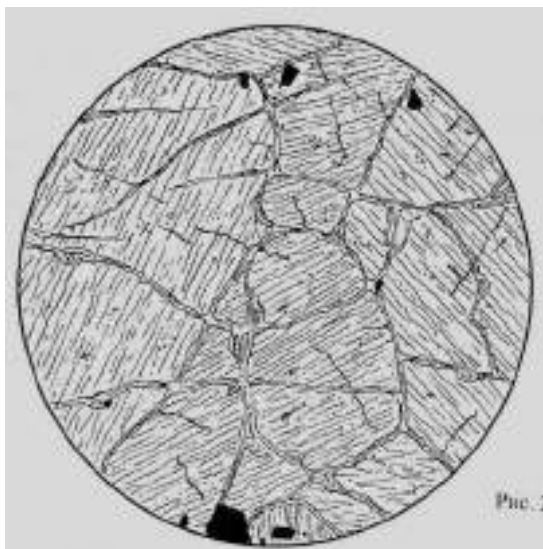


Рис. 18.2. Оливин с отчётливой спайностью. Кондёрский интрузив

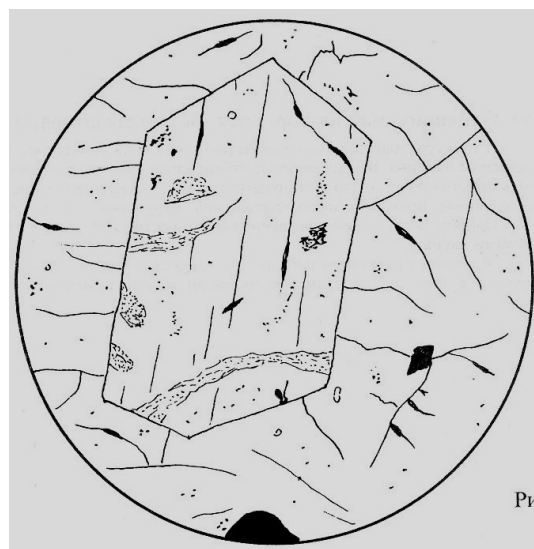


Рис. 18.3. Две генерации оливина. Ранний со спайностью. Интрузив Бор-Урх

В Кугдинском интрузиве (север Восточно-Сибирской платформы) встречаются клинопироксениты с хромшпинелидами (рис. 18.4, 18.5). Темные полосы – это избыточный кальций из монтичеллита. При повышенной щелочности кальций начинает входить в состав оливина.

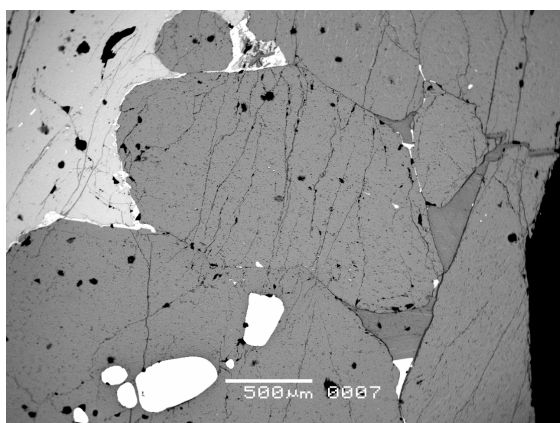


Рис. 18.4. Кумулятивный оливин с включениями хромшпинелида. Ксеноморфный клинопироксен – фассаит

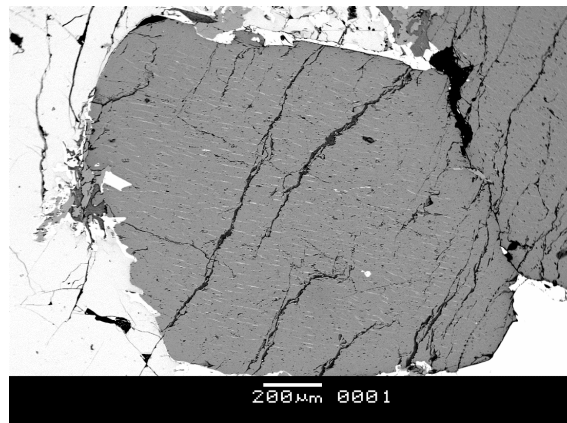


Рис. 18.5. Кумулятивный оливин с ламеллями распада монтичеллита. Ксеноморфный клинопироксен – фассаит

На рисунке 18.6 показан титаномagnetитовый оливинит интрузива Кугдинский: оливин со спайностью.

На рисунке 18.7 показаны типичные структуры распада титанистого магнетита. Матрица – магнетит, тельца распада – кристаллы шпинели с пластиной пирофанита (манганильменита) (Ковдорский интрузив).

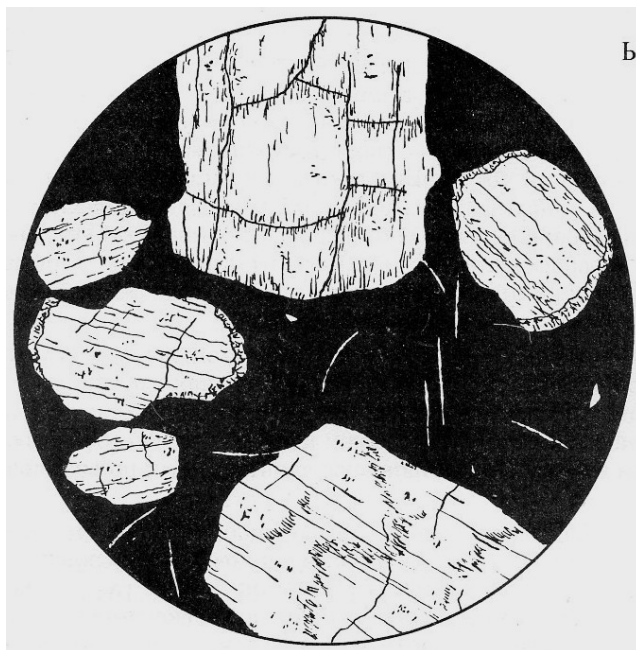


Рис. 18.6. Титаномagnetитовые оливиниты. Оливин со спайностью. Интрузив Кугдинский. Север Восточно-Сибирской платформы

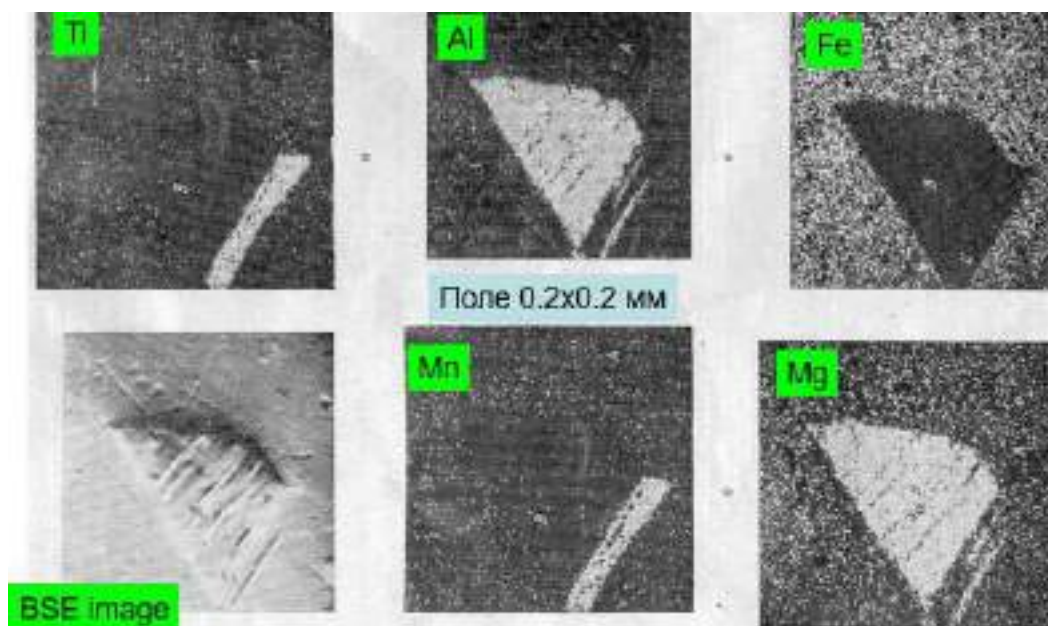


Рис. 18.8. Матрица – магнетит, тельцо распада – кристалл шпинели с пластиной пиррофанита – манганильменита. Титанистый магномагнетит – окислительный распад. Ковдорский интрузив

В расплавах повышенной щёлочности уже самые ранние хромшпинелиды (наиболее магнезиальные и хромистые) могут содержать повышенные (до многих %) концентрации Ti . Типичны ферримагнезиохромит и феррихромит, содержащие около 4 масс. % TiO_2 . Далее непрерывный тренд до хромтитаномagnetита и титаномagnetита.

Для хромшпинелидов (а также ильменитов и титаномагнетитов) щелочных магматитов характерны повышенные содержания Mn и Zn , иногда в них проявлен франклининовый тип изоморфных замещений $Mn \leftrightarrow Zn$.

Нормальный ход эволюции состава хромшпинелидов – снижение содержаний Cr , Mg , Al и рост содержаний Fe , может нарушаться в щелочных магматитах, которые содержали ранний Ti флогопит. Этот флогопит нередко на средних или поздних стадиях эволюции магм становился не устойчивым и растворялся в расплаве, резко обогащая его Al , Mg , Ti . В результате состав поздних зон кристаллов хромшпинелидов становился более магнезиальным и резко обогащённым титаном.

18.2. Минералы платиновых металлов и золота ультрабазитов платформенных интрузивов центрального типа

PGM в дунитах и оливинитах дунит-клинопироксенитовых комплексов платформ

PGM концентрируются в дунитовых ядрах платформенных интрузивов центрального типа, тяготея к шлирам и гнёздам пегматоидных оливиновых хромититов и/или титаномагнетитовых оливинитов, которые нередко содержат заметное количество сульфидов. Классические примеры – интрузивы Кондёр и Инагли на Алданском щите Восточно-Сибирской платформы и Гулинский на её севере. Кондёр с существенно платиновой специализацией отвечает верхам рудно-магматической системы. Гулинский с существенно осмиевой (иридиево-осмиевой) специализацией отвечает её низам. Поскольку магматическая формация повышенной щёлочности, постольку преобладают самородные металлы и интерметаллиды: ферроплатина и изоферроплатина Pt_3Fe с примесью осмия-иридия-рутения, осмий и иридий осмий (Os, Ir), плюмбиды – станниды - висмутиды $Pd-Pt$ – звягинцевит $(Pd, Pt, Au)_3(Pb, Sn)$, рустенбургит $(Pt, Pd)_3Sn$ – атокит $(Pd, Pt)_3Sn$, хонгшиит $PtCu$, не мало медистого золота, золота и электрума.

Из сульфидов PGE распространены лаурит $(Ru, Os, Ir)_2S_2$, куперит $(Pt, Pd, Ni)_2S$, тиошпинели – купрородсит $(Cu, Fe)(Rh, Ir, Pt)_2S_4$, купроиридсит $(Cu, Fe)(Ir, Rh, Pt)_2S_4$, феррородсит $FeIr_2S_4$ и близкие к ним кашинит $(Ir, Rh)_2S_3$ и кондёрит $PbCu_3(Rh, Pt, Ir)_8S_{16}$, сульфоарсениды – ирарсит $IrAsS$ – платарсит $PtAsS$ - холингвортит $RhAsS$, арсениды и арсениды – стибниды – мертиит $Pd_8(Sb, As)_3$ и иные.

PGM (прежде всего ферроплатина) в шлирах хромшпинелид - оливинового и титаномагнетит - оливинового состава образуют гнёзда с размером от первых мг до 12 кг (крупнейший самородок платины Кондёра).

Изотопное датирование платиновых минералов

Установлено, что один из изотопов платины крайне медленно распадается. Выделившийся гелий прочно удерживается в таких минералах как ферроплатина и сперрилит. Появился ещё один метод изотопного датирования минерализации платиновых металлов (Ю.А. Шуколюков, О.И. Якубович).

Концентрации минералов благородных металлов весьма благоприятствует геолого-геоморфологическая ситуация – дуниты с платиноидной минерализацией в

центре массивов, вокруг кольцом стена клинопироксенитов, которые гораздо устойчивее к выветриванию (рис. 18.10). Поэтому в россыпях (рис. 18.11) происходит практически полная концентрация тяжёлых минералов благородных металлов дунитового ядра.

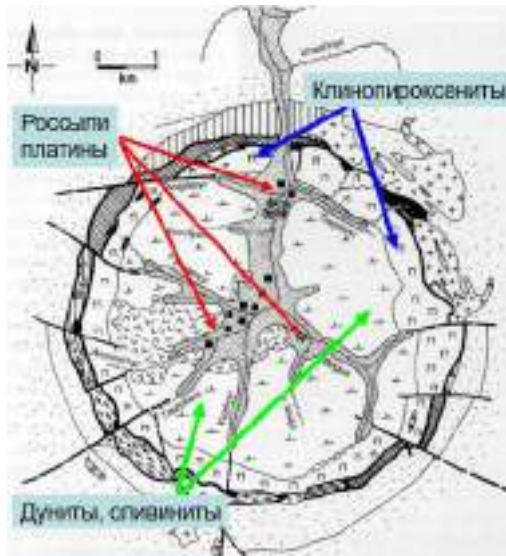


Рис. 18.10. Кондёрский интрузив,
Алданский щит



Рис. 18.11. Кондёрский интрузив,
Алданский щит

На рисунках 18.12, 18.13 показаны кристаллы ферроплатины. Отработка производилась в 90-е годы 20 века. Кристаллы не были переплавлены. Стоимость одного кристалла дороже, чем платины.

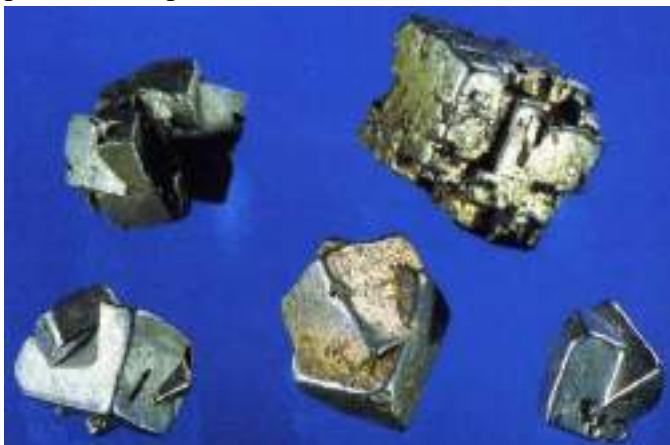


Рис. 18.12. Ферроплатина. 3 – 8 мм. 1 – 4 г.
Кондёрский интрузив. Алданский щит



Рис. 18.13. Ферроплатина. 3 – 8 мм. 1 – 4 г.
Кондёрский интрузив. Алданский щит

Нередко на кристаллах ферроплатины образуются плёнки золота (рис. 18.14, 18.15, 18.18).

На рисунке 18.16 показан образец ферроплатины с серой каймой *Pd-Fe*-хонгшиита. На рисунке 18.17 показана пластина с включениями фторапатита.



Рис. 18.14. Ферроплатина. До 11 мм. С плёнками золота. Кондёрский интрузив. Алданский щит



Рис. 18.15. 11 мм. С плёнками золота. Кондёрский интрузив. Алданский щит



Рис. 18.16. Ферроплатина, изоферроплатина с серой каймой Pd-Fe-хонгшиита (Pt,Pd)(Cu,Fe). Кондёрский интрузив. Алданский щит

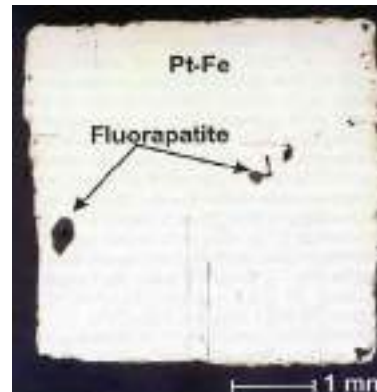


Рис. 18.17. Ферроплатина, изоферроплатина с серой каймой Pd-Fe-хонгшиита (Pt,Pd)(Cu,Fe). С включениями фторапатита

На рисунке 18.19 показаны структуры распада высокотемпературного твердого раствора: матрица – изоферроплатина, ламелли – рутениридосмин (Гулинский массив, Север Восточно-Сибирской платформы).

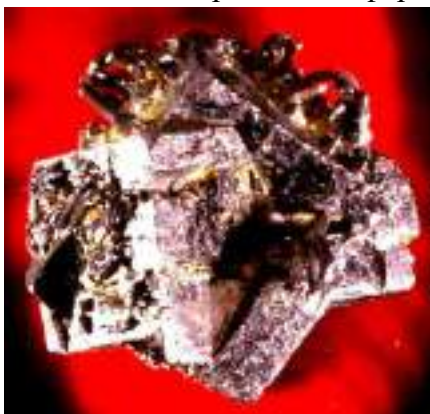


Рис. 18.18. Ферроплатина, изоферроплатина с наростами золота. Кондёрский интрузив. Алданский щит

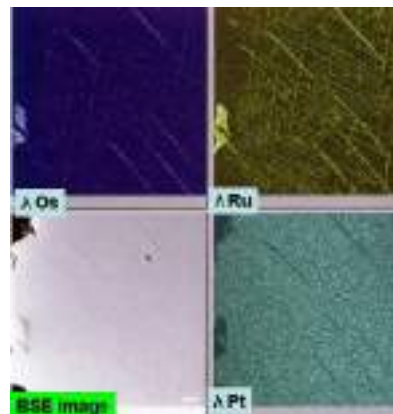


Рис. 18.19. Структуры распада высокотемпературного твёрдого

*раствора: матрица – изоферроплатина,
ламелли – рутениридосмин*

Рутениевый иридосмин, осмий и лаурит встречаются в скоплениях хромититов / титаномагнетитов (рис. 18.20, 18.21). Это окислительный барьер.

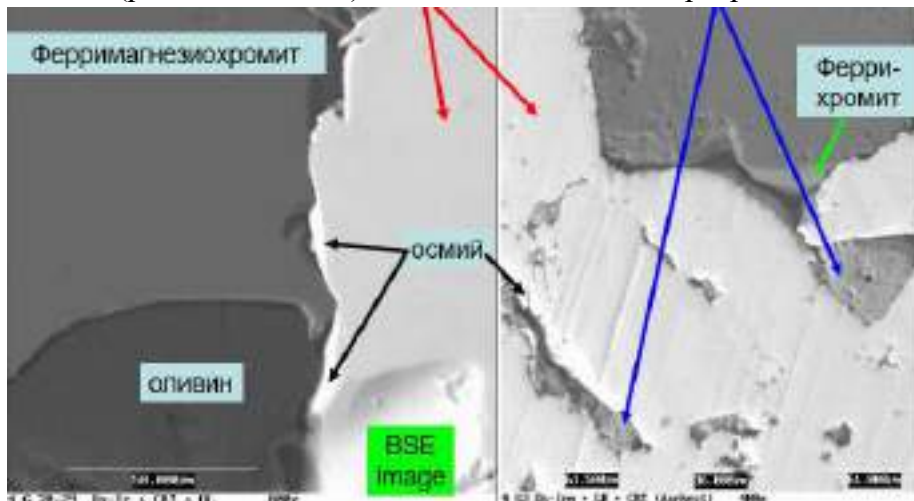


Рис. 18.20. Рутениевый иридосмин (показан красными стрелками) и осмий

Рис. 18.21. Рутениевый иридосмин (показан красными стрелками), осмий и лаурит (показан синими стрелками)

Далее начинается поздняя флюидная работа (рис. 18.22). Включается в работу теллур, олово, висмут. Обстановка – резко восстановительная. После этого образуются медистое золото, электрум (рис. 18.23).

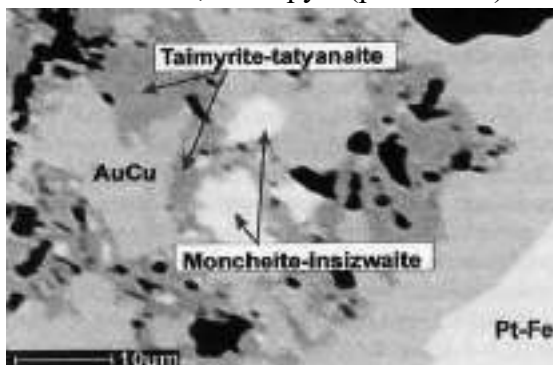


Рис. 18.22. Атокум $(Pd,Pt)_3Sn$. Мончеит – инсизваит $PtTeBi - PtBi_2$. Татьянаит – таймырит $Pt_9Cu_3Sn_4 - Pd_9Cu_3Sn_4$ Те-соболевским $Pd (Bi,Te)$ Мертиит $Pd_8(Sb,As)_3$



Рис. 18.23. Атокум $(Pd,Pt)_3Sn$. Мончеит – инсизваит $PtTeBi - PtBi_2$. Татьянаит – таймырит $Pt_9Cu_3Sn_4 - Pd_9Cu_3Sn_4$ Те-соболевским $Pd (Bi,Te)$ Мертиит $Pd_8(Sb,As)_3$

На рисунке 18.24 показан тетрааурикуприд, который возникает при температуре ниже 390° . Это пневматолитовая минерализация.

Рассмотрим образцы интрузива Пеникат (Финляндия). На рисунке 18.25 показаны срастания осмистого лаурита $(Ru,Os)S_2 (Lr)$, ирарсита $IrAsS$ – платарсита $PtAsS$ –

холингвортита $RhAsS$ (*Ir*), купородсита $CuRh_2S_4$ – купроиридсита $CuIr_2S_4$ – феррородсита $FeRh_2S_4$ (*Cpr*), кондёрита $PbCu_3(Rh,Pt,Ir)_8S_{16}$ (*Kdr*).



Рис. 18.24. Тетрааурикуприд $AuCu$ с тонкой плёнкой золота

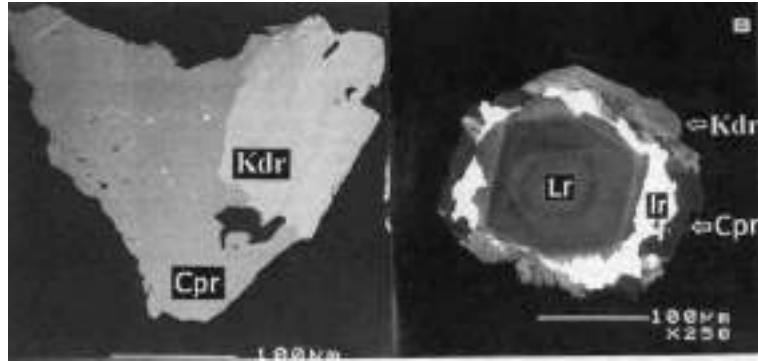


Рис. 18.25. Срастания осмистого лаурита $(Ru,Os)_2S_2$ (*Lr*), ирарсита $IrAsS$ – платарсита $PtAsS$ – холингвортита $RhAsS$ (*Ir*), купородсита $CuRh_2S_4$ – купроиридсита $CuIr_2S_4$ – феррородсита $FeRh_2S_4$ (*Cpr*), кондёрита $PbCu_3(Rh,Pt,Ir)_8S_{16}$ (*Kdr*)

18.3. Клинопироксениты и рудные клинопироксениты

Клинопироксениты интрузивов центрального типа

Клинопироксениты нередко слагают основной объём интрузивов центрального типа. По составу чаще это почти мономинеральные породы, сложенные железистым диопсидом, авгитом до эгирин-авгита. Нередки примеси флогопита, титаномагнетита (вплоть до промышленных концентраций), ильменита, апатита, перовскита, железисто-титанистых гранатов, амфиболов, кальцита.

Клинопироксениты содержат (в составе магматических клинопироксенов) существенные количества железа, титана, циркония, ниобия, фосфора, лёгких лантанидов – церия, лантана, неодима, а также скандия и иттрия (рис. 18.26).



Рис. 18.26. Рудные клинопироксениты интрузивов центрального типа. Африканда

Титаномагнетит замещается перовскитом: ниобиевым обогащенным редкими землями (рис. 18.27, 18.28).

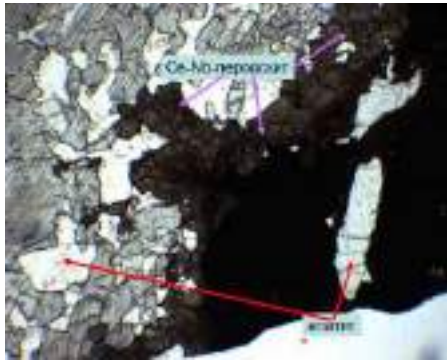


Рис. 18.27. Замещение перовскитом титаномангнетита. Шлиф при 1 николе

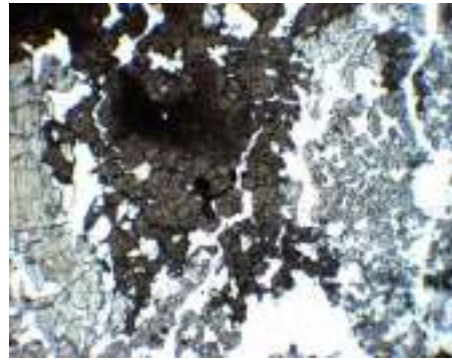


Рис. 18.28. Замещение перовскитом титаномангнетита. Шлиф при 1 николе

На фотографиях (рис. 18.29 – 18.32) показан Шорломит $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Si}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2\text{O}_{12}]$ – андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ (меланит – титанандрадит).



Рис. 18.29. Гранатовые клинопироксениты интрузивов центрального типа. Одихинча



Рис. 18.30. Гранатовые клинопироксениты интрузивов центрального типа. Одихинча

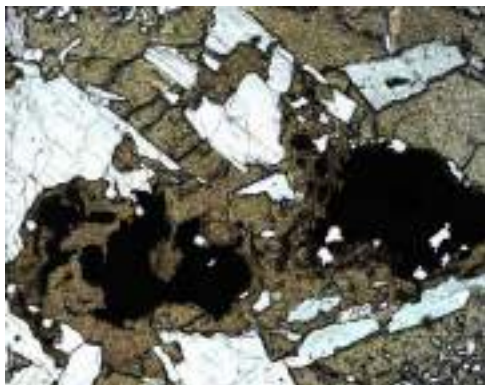


Рис. 18.31. Гранатовые клинопироксениты интрузивов центрального типа. Шлиф, при 1 николе

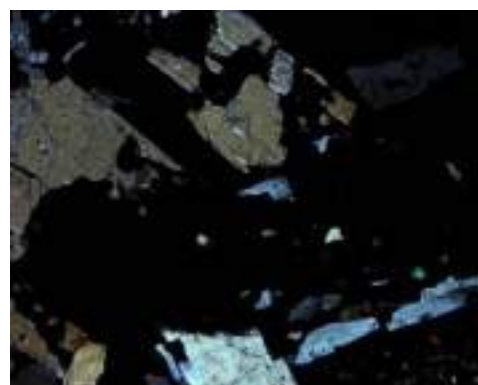


Рис. 18.32. Гранатовые клинопироксениты интрузивов центрального типа. Шлиф, николи х

Для низкокремнезёмистых *Fe-Ti* гранатов щелочных магматитов характерно замещение титана цирконием, вплоть до кимцеита:

- Шорломит $Ca_3 (Ti, Zr, Al, Fe^{3+})_2 [(Fe^{3+}, Al)_2 Si O_{12}]$;
- Хатчеонит $Ca_3 Ti_2 [Al_2 Si O_{12}]$;
- Моримотоит $Ca_3 Fe^{2+} (Ti, Zr) [Si_3 O_{12}]$;
- Кимцеит $Ca_3 (Zr, Ti, Fe^{3+})_2 [Al_2 Si O_{12}] - Ca_3 Fe^{2+} Zr [Si_3 O_{12}]$;
- Керимасит $Ca_3 Zr_2 [Fe^{3+}_2 Si O_{12}]$.

18.4. Мелилиты

Мелилит $(Ca, Na)_2 (Al, Mg, Fe) [(Si, Al)SiO_7]$ – твёрдый раствор окерманита $Ca_2 Mg [SiSiO_7]$, геленита $Ca_2 Al [AlSiO_7]$, натрового мелилита.

Мелилититы имеют еще одно название – турьяиты. Название происходит от названия Турьего мыса, на которого расположен интрузив (рис. 18.33). Турий мыс – южное обрамление Кольского полуострова.



Рис. 18.33. Интрузивы Турьего мыса. Б.В. Афанасьев, 2011

На рисунках 18.34, 18.35 показаны мелилититы Кольского полуострова. Мелилитит существенно окерманитового состава.



Рис. 18.34. Мелилитит. Турий мыс, Кольский полуостров



Рис. 18.35. Мелилитит. Ковдорский интрузив, Кольский полуостров

На рисунках 18.36 – 18.42 показаны шлифы мелилититов: при скрещенных никелях мелилитит имеет аномальную окраску.

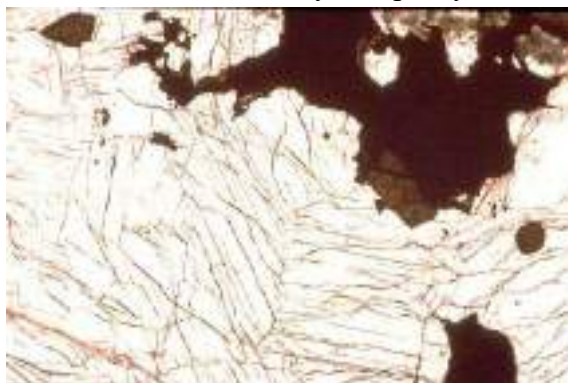


Рис. 18.36. Мелилититы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф. При 1 никеле. Чёрное – титаномагнетит. Коричневое – перовскит

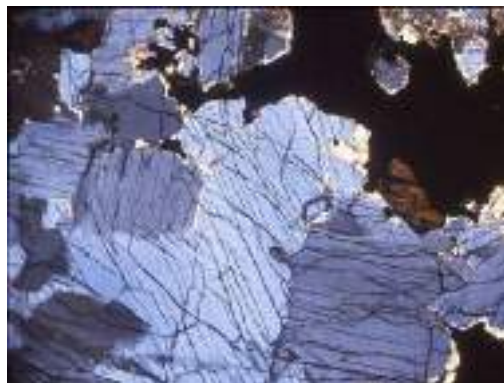


Рис. 18.37. Мелилититы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф, николи x



Рис. 18.38. Мелилититы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф. При 1 никеле. Чёрное – титаномагнетит. Коричневое – перовскит

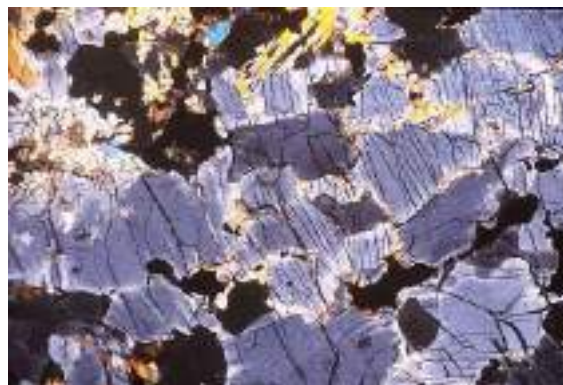


Рис. 18.39. Мелилититы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф, николи x

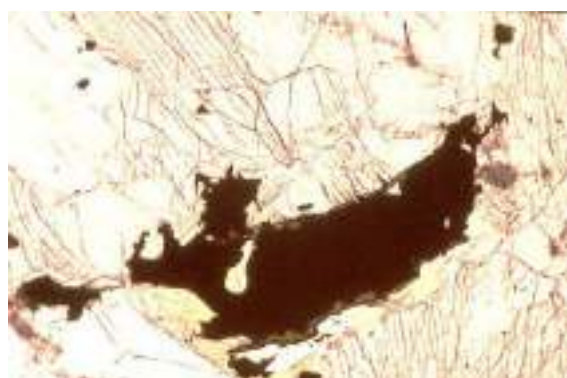


Рис. 18.40. Мелилититы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф. При 1 никеле. Чёрное – титаномагнетит.

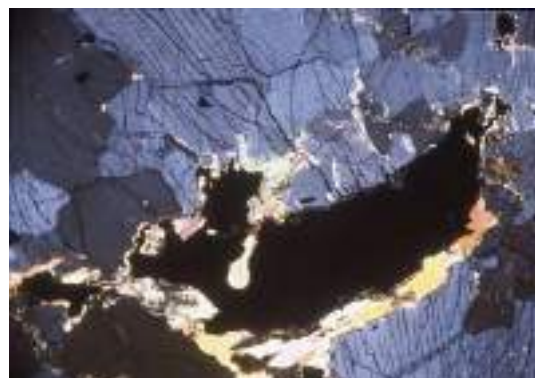


Рис. 18.41. Мелилититы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф. Николи x. Чёрное – титаномагнетит.

Зелёно-коричневое – перовскит

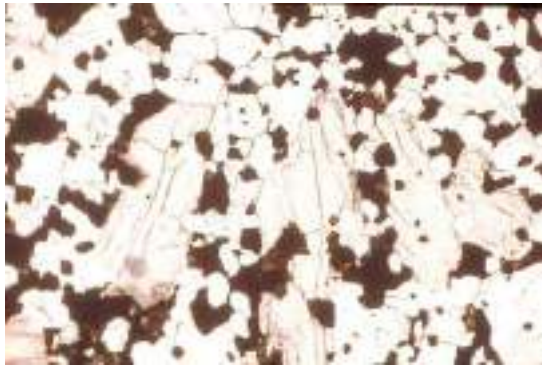


Рис. 18.42. Мелилит – монтичеллитовые породы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф, при 1 николе. Чёрное – титаномагнетит. Коричневое – замещающий его перовскит

Зелёно-коричневое – перовскит



Рис. 18.43. Мелилит – монтичеллитовые породы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф, николи х. Чёрное – титаномагнетит. Коричневое – замещающий его перовскит

На рисунках 18.44 – 18.45 показаны оливин-монтичеллитовые породы. На рисунках 18.46 – 18.47 показаны шлифы эгирин-авгитовых мелилитов.

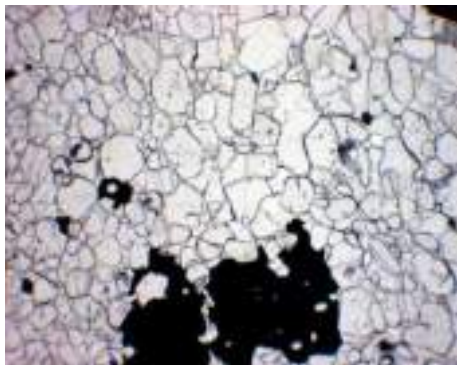


Рис. 18.44. Оливин – монтичеллитовые породы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф, при 1 николе.

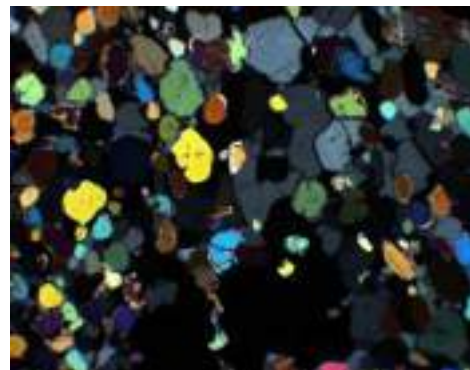


Рис. 18.45. Оливин – монтичеллитовые породы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф, николи х

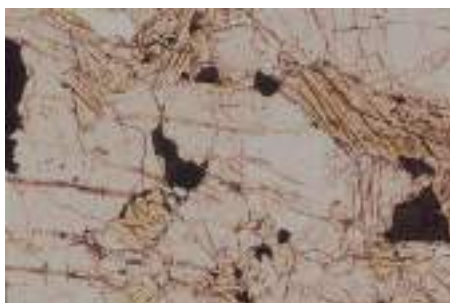


Рис. 18.46. Эгирин-авгитовые мелилититы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф. При 1 николе. Чёрное – титаномагнетит



Рис. 18.47. Эгирин-авгитовые мелилититы. Турий мыс. Кольский полуостров. Шлиф. Николи х. Чёрное – титаномагнетит

Лекция 19. Йололит – уртиты, уртиты, якутиты. Апатит-нефелиновые породы

19.1. Йололит – уртиты

В интрузивах центрального типа обычно вслед за дунитами – оливинитами и клинопироксенитами внедряются ультраосновные – щелочные магматиты – комплекс йололит-уртитов (рис. 19.1).

Уртиты – почти мономинеральные магматиты, сложенные нефелином $Na_3 K [AlSiO_4]_4$, примеси эгирин – авгит, титаномагнетит, апатит, $K-Na$ полевой шпат, кальцит, титанит.

Йололиты, которые состоят примерно поровну из нефелина и щелочных пироксенов – эгирин-авгита и эгирин-диопсида.

Мельтейгиты, которые состоят преимущественно из щелочных клинопироксенов.

В некоторых щелочных интрузивах Тувы – в Сангиленском нагорье распространены породы, промежуточного состава между йололит-уртитами и карбонатитами (рис. 19.2 – 19.5).



Рис. 19.1. Йололит-уртиты. Хибиньы. 107x41 мм. Колл. и фото ЭМС



Рис. 19.2. Кальцитовые йололит – уртиты. Интрузив Чик-Хем. Сангиленское нагорье, Тува



Рис. 19.3. Кальцитовые йололит – уртиты. Интрузив Чик-Хем. Сангиленское нагорье, Тува

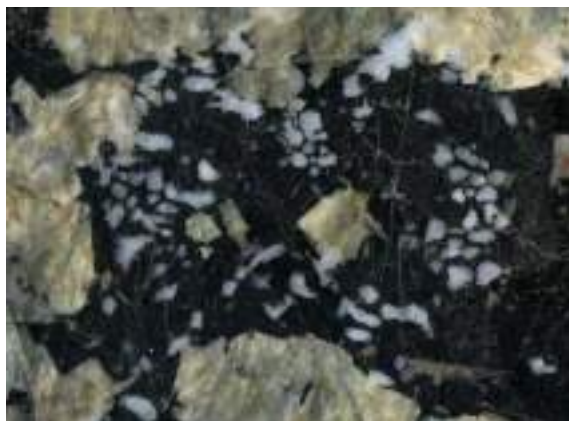


Рис. 19.4. Кальцитовые ийолит – уртиты. Интрузив Чик-Хем. Сангиленское нагорье, Тува



Рис. 19.5. Кальцитовые ийолит – уртиты. Интрузив Чик-Хем. Сангиленское нагорье, Тува

Ийолиты - уртиты, якутиты

Нефелин уртитов содержит около 60 г/т *Ga* и 260 г/т *Rb*. В нашей стране уртиты – одно из ценнейших полезных ископаемых – главное сырьё для получения *Al*, попутно соды (карбонат натрия), поташа (карбонат калия), металлического *Ga*, солей *Rb*.

Это обусловлено тем, что вблизи от гигантских источников электроэнергии – электростанций на реке Ангаре (Братская) нет иных руд *Al*. Уртиты слагают значительную часть небольших интрузивов центрального типа в Саянах и их отрогах, относительно близко от источников электроэнергии.

Кальсилитовые $KAl[SiO_4]$ аналоги уртитов – якутиты. Якутиты щелочных интрузивов Алданского щита можно без переработки применять как калийное удобрение.

Нефелин

Химическая формула нефелина: $Na_3 K [AlSiO_4]_4$.

Нефелин имеет структуру типа тридимита (рис. 19.6), поэтому содержит избыток кремнезема. Чем выше температура, тем больше кремнезема (рис. 19.7, 19.8). Т.е. твердый раствор не только натрово-нефелино-кольсеит, но и тридимит (рис. 19.9).

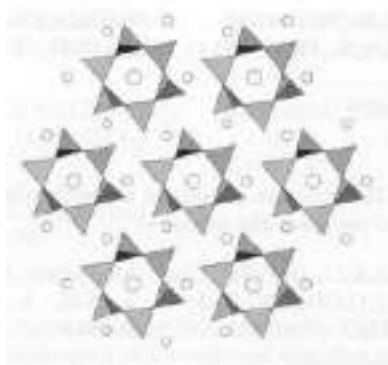


Рис. 19.6. Структура нефелина

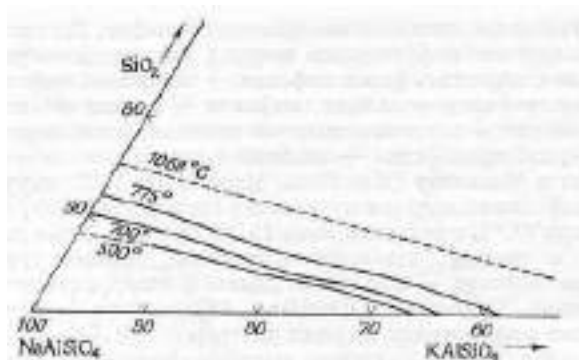


Рис. 19.7. Часть треугольной диаграммы $NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2$, показывающая пределы существования нефелинового

твердого раствора при 500, 700 и 775°C.
Верхняя пунктирная линия
соответствует приблизительной границе
нефелинового твердого раствора при
1068°C

Свежий нефелин имеет зеленый цвет, так как содержит тончайшие иголки эгирина. На Урале нефелин имеет красноватый и коричневатый оттенки, так как нет избытка кремнезема и окраску придает трехвалентное железо (гематит).

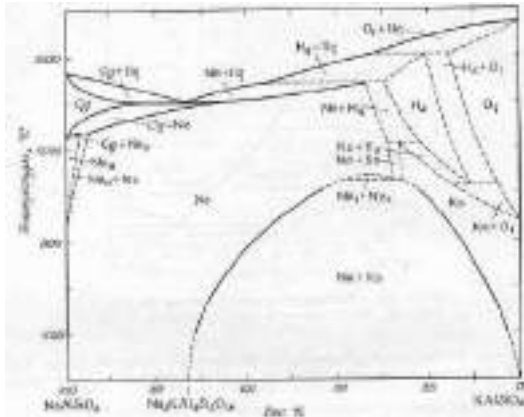


Рис. 19.8. Фазовая диаграмма системы $NaAlSi_3O_4 - KAlSi_3O_4$. Предполагаемые фазовые границы показаны пунктиром.

Cg – карнегит; Ne_H – высокотемпературный нефелин; Ne – низкотемпературный нефелин; Ks – калсилит; H_4 – тетракалсилит; O_1 – ромбический калсилит

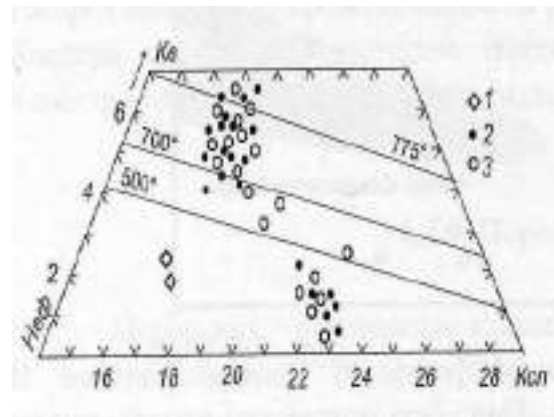


Рис. 19.9. Составы нефелинов дайковых пород на диаграмме нефелин – кальсилит – кремнезем: 1 – оливиновые мельтейгит-порфиры; 2 – нефелиниты; 3 – фонолиты. Изотермы твердых растворов нефелина

На рисунках 19.10, 19.11 показан распад высокотемпературного твердого раствора: нефелин – кальсилит.

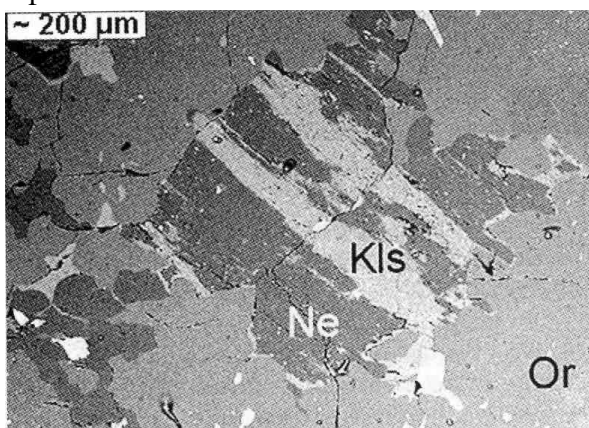


Рис. 19.10. Распад нефелин – кальсилит.
Хибины

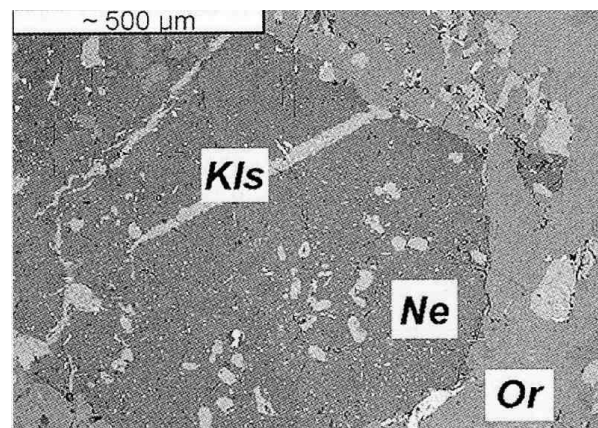


Рис. 19.11. Распад нефелин – кальсилит.
Хибины

Клинопироксены

Клинопироксен слагает ксеноморфные кристаллы размером от первых до 55 мм и их срastания. Выделения пироксена по составу зональные. Центральные зоны слагают *Ti-Al* ферросалит и *Ti-Al* эгирин-ферросалит, промежуточную зону – эгирин-ферросалит, внешние зоны – эгирин-геденбергит с 17-18 % минала эгирина. Некоторые кристаллы окружены тонкой каймой эгирина.

Рассмотрим срastания клинопироксена (светло-серый) с крупным и малыми выделениями магматического кальцита (тёмно-серые) (рис. 19.12, 19.13): между клинопироксеном и кальцитом – индукционные поверхности совместного роста, два светлых кристалла – фторапатит.

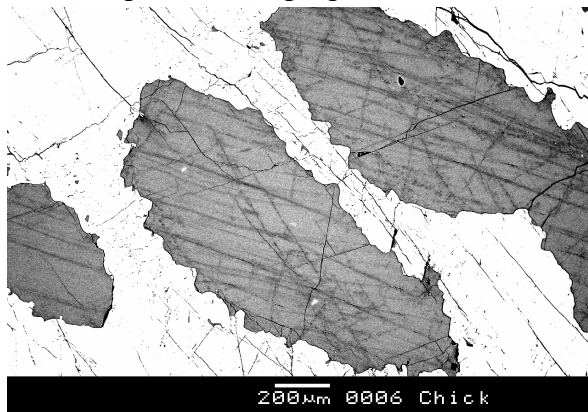


Рис. 19.12. Срastания клинопироксена (светло-серый) с крупным и малыми выделениями магматического кальцита (тёмно-серые)

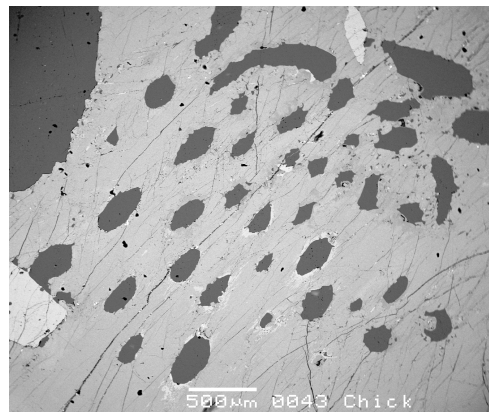


Рис. 19.13. Срastания клинопироксена (светло-серый) с крупным и малыми выделениями магматического кальцита (тёмно-серые)

Магматический кальцит содержит 0.67-0.96 % SrO, до 0.17% BaO, до 0.15% FeO, 0.07% MnO. Тонкие ламеллы распада в кальците обогащены стронцием (рис. 19.14).

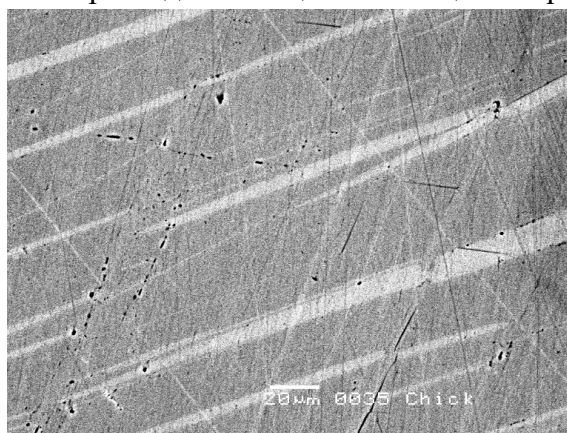


Рис. 19.14. Ламеллы распада в кальците

19.2. Апатит – нефелиновые породы

В Хибинском массиве с комплексом ийолит-уртитов связаны гигантские месторождения магматических ликвационных нефелин-апатитовых пород – руд (это основной, крупномасштабный этап ликвации). Залежи апатит-нефелиновых пород

расположены в верхней части интрузивных тел ийолит-уртитов. Сами апатит-нефелиновые породы содержат массу линзочек и линз ийолит-уртитов, вплоть до микроскопических (это следующий, малого масштаба этап ликвации) и вкрапленники калиевого нефелина (рис. 19.15, 19.16). Для нефелин-apatитовых пород характерны текстуры магматического течения. Апатит и нефелин содержат расплавные включения. Залежи апатит-нефелиновых пород окружены многочисленными телами щелочных пегматитов, богатых виллиомитом NaF . Размер скоплений виллиомита достигал 10 и более кубометров. Безусловно, гигантское количество фторида натрия способствовало процессам ликвации щелочного фосфатно-силикатного расплава с обособлением солевого фторидно-фосфатного расплава.

Хибинский фторапатит содержит 0.5-1 масс. % REE (из них 45 % Ce , 30% La , 15% Nd), до 1 масс. % Sr . Нефелин содержит ламелли распада кальсилита и эгирина (тонкие иголки). Последнее – причина зелёной окраски нефелина.

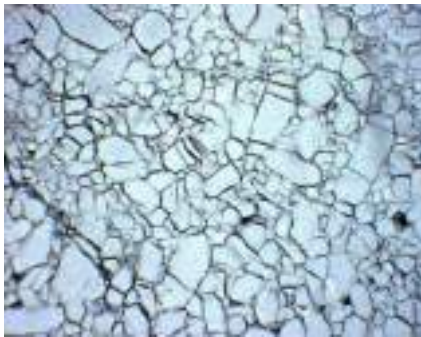


Рис. 19.15. Апатитовые агрегаты.
Шлиф. При 1 николе

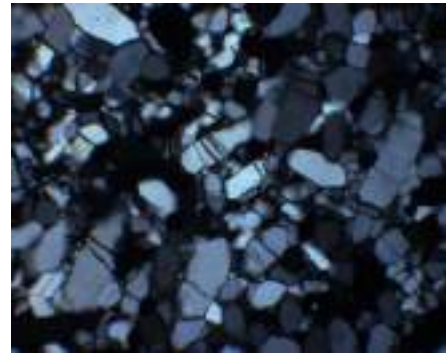


Рис. 19.16. Апатитовые агрегаты.
Шлиф. Николи x

Рассмотрим примеры магматической ликвации: расплав ийолит-уртитовый и расплав апатитовый: мелкие складки магматического течения двух расплавов (рис. 19.17, 19.18).



Рис. 19.17. Чередование прослоев апатитового и ийолит - уртитового состава. Коашва



Рис. 19.18. Чередование прослоев апатитового и ийолит - уртитового состава. Коашва

На рисунках 19.19, 19.20 показано скопление виллиомита NaF в щелочных пегматитах вокруг апатитовой залежи.



Рис. 19.19. Скопление виллиомита NaF в щелочных пегматитах вокруг апатитовой залежи. Хибины



Рис. 19.20. Скопление виллиомита NaF в щелочных пегматитах вокруг апатитовой залежи. Хибины

Высокотемпературный расплав ийолит-уртитов контактово метаморфизовал углеродистые породы крупных останцов пород рамы Хибинского плутона, расположенные в его внутренней части. Возникшие при этом огромные массы восстановленных газов частью были захвачены кристаллизующимися расплавами, в частности возник чёрный апатит с включениями нефтидов, частью обусловил взрывные явления, которые сопровождали становление апатит – нефелиновых месторождений Хибинского плутона (рис. 19.21, 19.22).



Рис. 19.21. Крупнокристаллический чёрный апатит (с включениями нефтидов) и линзовидные прослои ийолит - уртитов и уртитов. Кукисвумчорр, Хибины



Рис. 19.22. Магматические брекчии. Обломки полосчатых апатит – нефелиновых пород сцементированы пегматитами хибинитов. Коашва, Хибины

На рисунках 19.23 – 19.26 показаны апатит-нефелиновые породы с эгирин-авгитом.

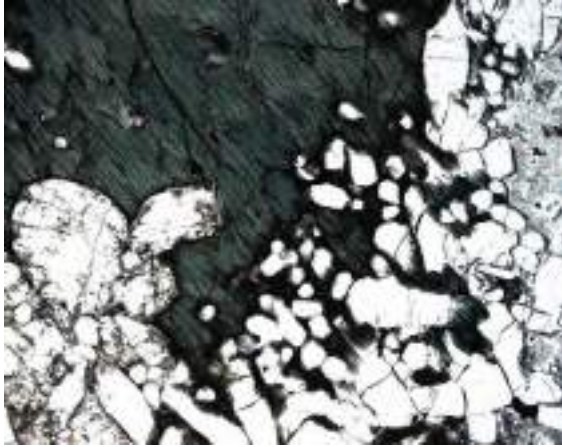


Рис. 19.23. Апатит – нефелиновые породы с эгирин-авгитом. Хибинский плутон. Шлиф. При 1 николе



Рис. 19.24. Апатит – нефелиновые породы с эгирин-авгитом. Хибинский плутон. Шлиф. При 1 николе

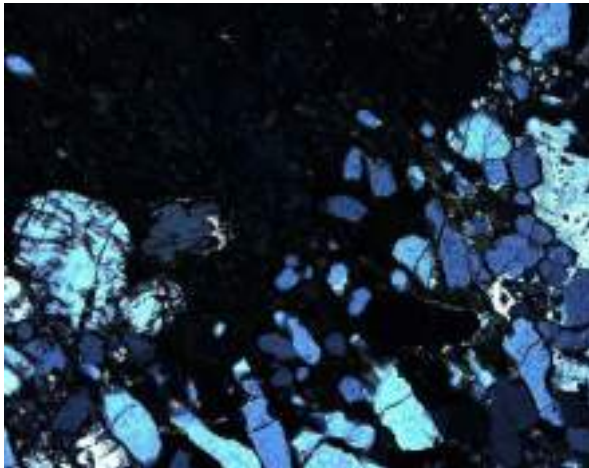


Рис. 19.25. Апатит – нефелиновые породы с эгирин-авгитом. Хибинский плутон. Шлиф. Николи x

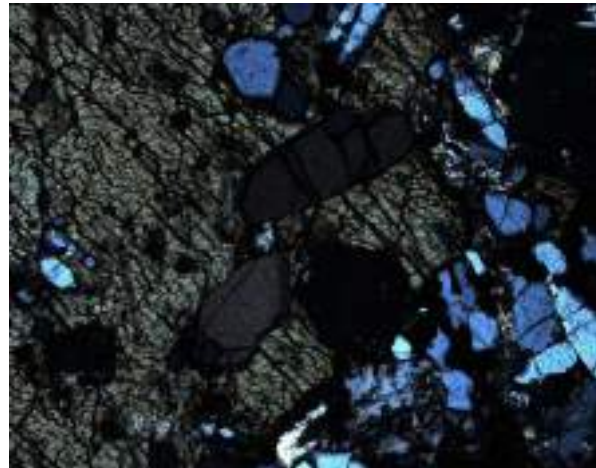


Рис. 19.26. Апатит – нефелиновые породы с эгирин-авгитом. Хибинский плутон. Шлиф. Николи x

Второстепенные позднемагматические минералы ийолит – уртитов и апатит – нефелиновых пород:

1. эгирин, вплоть до гнёзд эгиринитов;

2. K-Na полевой шпат с накоплением до состава нефелиновых сиенитов, в которых идиоморфный (ликвидусный) нефелин и ксеноморфный K-Na полевой шпат;

3. мелилит;

4. титаномагнетит

На рисунках 19.27, 19.28 показаны апатит – нефелиновые породы с поздним эгирином.

Поздне- и постмагматические минералы ийолит – уртитов и апатит – нефелиновых пород – продукты замещения мелилита и титаномагнетита

1. при низкой активности SiO_2 , Ca, Al, K, Na – перовскит;

2. при низкой активности кальция и алюминия – титановый гранат – шорломит;

3. при повышенной активности кремнезёма – титанит (сфен);
4. при повышенной активности кремнезёма, кальция и алюминия – титановые гранаты, от моримотоита до титанистого андрадита, обогащённого цирконием



Рис. 19.27. Апатит – нефелиновые породы с поздним эгирином. Колл. геол. ин-та КОЛФАН



Рис. 19.28. Апатит – нефелиновые породы с поздним эгирином. Колл. геол. ин-та КОЛФАН

На рисунке 19.29 показан поздний перовскит. На рисунке 19.30 – два типа сфена.



Рис. 19.29. Гулинский pluton. Маймеча-Котуйская провинция Восточно-Сибирской платформы

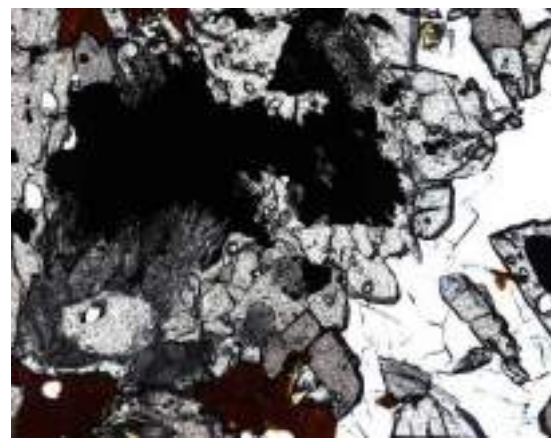


Рис. 19.30. Два типа титанита, заместившего титаномагнетит апатитовых пород

Жилообразные тела сфенитов секут апатит – нефелиновые породы и хибинитовые пегматиты (рис. 19.31 – 19.34).



Рис. 19.31. Апатит – титанитовые породы (сфениты). Коашва, Хибины



Рис. 19.32. Апатит – титанитовые породы (сфениты). Коашва, Хибины



Рис. 19.33. Апатит – титанитовые породы (сфениты). Коашва, Хибины



Рис. 19.34. Апатит – титанитовые породы (сфениты). Коашва, Хибины



Рис. 19.35. Контакт сфенитов и апатит – нефелиновых пород. Коашва, Хибины

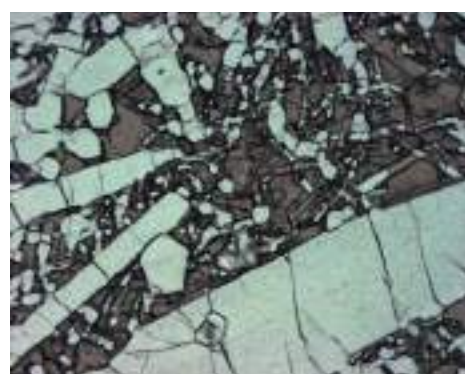


Рис. 19.36. Апатит – титанитовые породы (сфениты). Кукисвумчорр, Хибинский плутон

На рисунках 19.37 – 19.40 показаны шлифы апатит – титанитовых пород: хорошо видны зональные кристаллы, двойники.

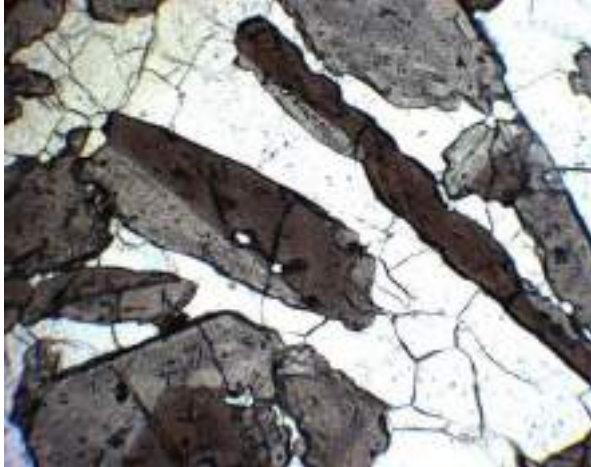


Рис. 19.37. Апатит – титанитовые породы. Кукисвумчорр, Хибинский плутон. Двойники титанита – сфена. Шлиф, при 1 николе

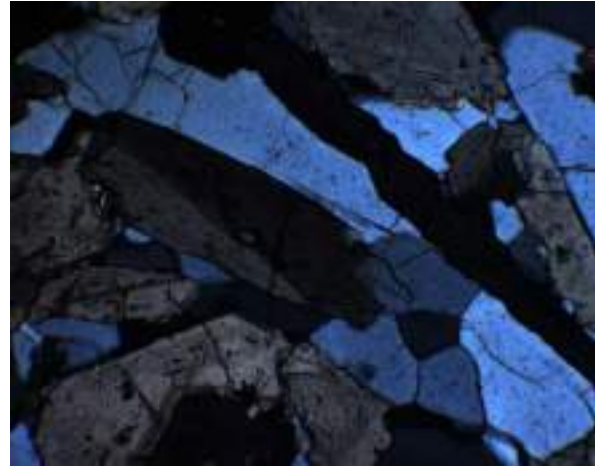


Рис. 19.38. Апатит – титанитовые породы. Кукисвумчорр, Хибинский плутон. Двойники титанита – сфена. Шлиф, николи x

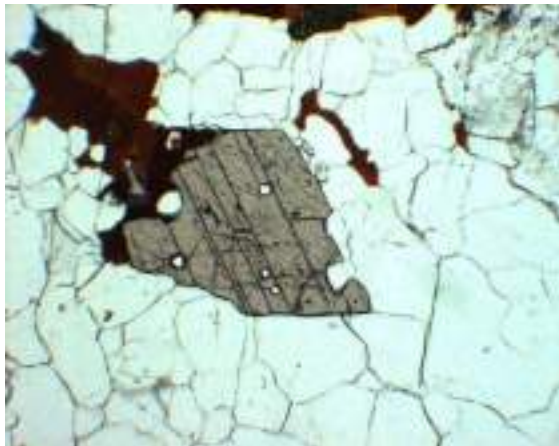


Рис. 19.39. Апатит – титанитовые породы. Кукисвумчорр, Хибинский плутон. Шлиф, при 1 николе

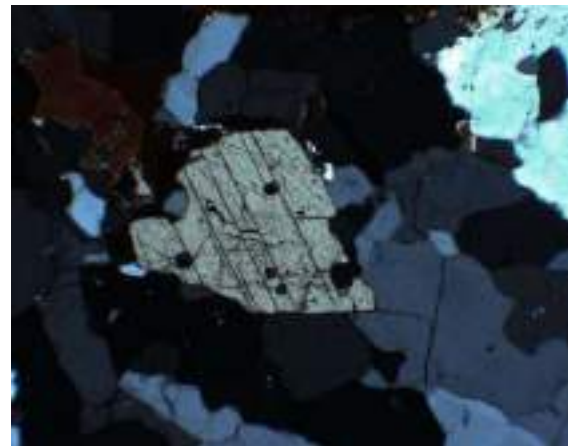


Рис. 19.40. Апатит – титанитовые породы. Кукисвумчорр, Хибинский плутон. Шлиф, николи x

Лекция 20. Сиениты, нефелиновые и кальсилитовые сиениты и их пегматиты: плюмазитовые, миаскитовые, агпаитовые

20.1. Щелочные магматиты

Классификация щелочных магматитов:

- С избытком Al – плюмазитовые (обычно содержат корунд), коэффициент агпаитности $Na+K/Al$ (атомн. кол.) < 1 .
- Низко щелочные – миаскитовые, коэффициент агпаитности $Na+K/Al \sim 1$.
- Умеренно высоко щелочные – агпаитовые, коэффициент агпаитности $Na+K/Al > 1$ (до 3).
- Крайне высоко щелочные – ультраагпаитовые, коэффициент агпаитности $Na+K/Al > 3-5$ (до десятков).

Магматические расплавы изначально могут принадлежать любой из этих групп. В ходе магматической дифференциации нередко щёлочность и коэффициент агпаитности возрастают, что особо характерно для пегматитов нефелиновых сиенитов.

20.2. Сиениты и сиенитовые пегматиты

Сиениты и сиенитовые пегматиты плюмазитовые

Характерным сочетанием являются агрегаты калий-натриевого полевого шпата и корунда (рис. 20.1, 20.2). В некоторых пегматитах такого типа встречаются кристаллы корунда размером 65x40x45 см весом до 150 кг. Нередко в сиенитовых пегматитах встречаются оксиды редких земель: титана, ниобия, иттрия и тория.



Рис. 20.1. Сиенитовые пегматиты плюмазитовые. Корунд. Ильмены



Рис. 20.2. Сиенитовые пегматиты плюмазитовые. Корунд. Ильмены

Сиениты и сиенитовые пегматиты умеренно щелочные

Рассмотрим интрузив шонкинитов с выжимками сиенитов и закалёнными апофизами фонолитов (рис. 20.3). *Фонолиты* – эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов.

На рисунках 20.4, 20.5 показаны габбро-сиениты (сиениты с повышенной концентрацией темноцветных минералов). Крупные уплощенные – кристаллы калий-натриевого полевого шпата. Кроме того, наблюдается четкая ориентировка текстур течения.

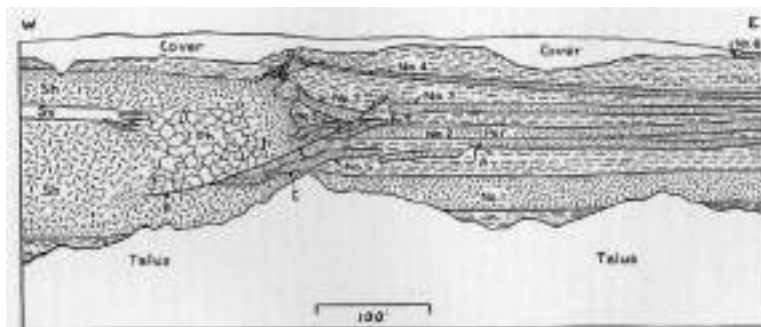


Рис. 20.3. Интрузив шонкинитов с выжимками сиенитов и закалёнными апофизами фаноцитов



Рис. 20.4. Трахитоидные монзониты. Зардалекский интрузив. Центр. Азия. Колл. Н.Ф. Шинкарёва. Петрографический музей СПбГУ



Рис. 20.5. Трахитоидные сиениты. Петрографический музей СПбГУ

Темноцветные минералы – разные, обычно это пироксены. Если железистость – высокая, то могут появиться высоко железистые оливины (рис. 20.6, 20.7). Кристаллы, нередко порфирировидные.



Рис. 20.6. Гортонолитовые сиениты. Интрузив Гремяха-Вырмес. Коллекция А.А. Полканова. Петрографический музей СПбГУ



Рис. 20.7. Гортонолитовые сиениты. Интрузив Гремяха-Вырмес. Коллекция А.А. Полканова. Петрографический музей СПбГУ

Рассмотрим интрузив в грабене Осло: целая серия кольцевых интрузивов (рис. 20.8). Одни из них – это своеобразные синие лаврикиты (рис. 20.9).

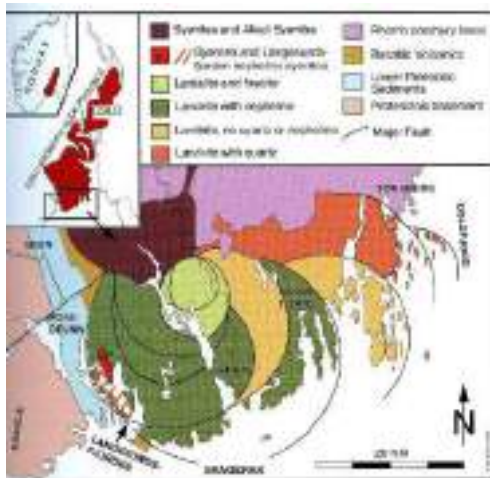


Рис. 20.8. Интрузив Ларвик (грабен Осло) – сиениты (ларвикиты)

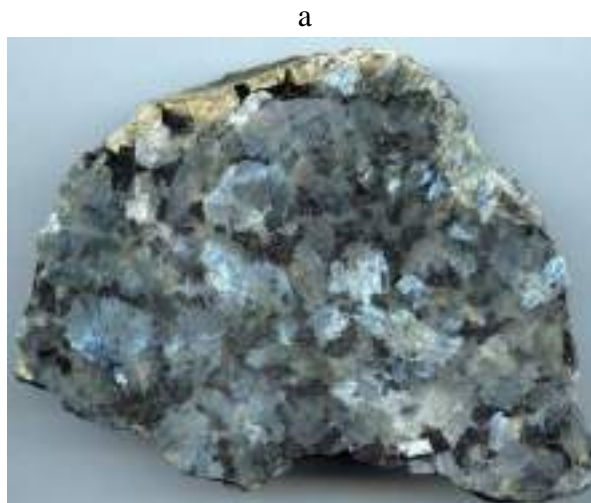


Рис. 20.9. Лаврикит. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

На рисунках 20.10, 20.11 показаны расслоенные интрузивы сиенитов: происходит накопление в подвижной среде. В некоторых местах видны перемычки, косая слоистость.



Рис. 20.10. Расслоенность сиенитов. Naverfiord



Рис. 20.11. Расслоенность сиенитов. Naverfiord

Сиениты и сиенитовые пегматиты имеют состав: идиоморфные $K-Na$ полевые шпаты, ксеноморфные клинопироксены, амфиболы, биотит, ильменит, фторапатит, сфен, циркон, пироксид. Калиево-натриевые полевые шпаты – весь ряд от анортоклаза $K_{10-35}Na_{80-60}Ca_{0-15}$ до чисто калиевого санидина. Состав полевого шпата чётко коррелирован с составом пород – в существенно натровых это анортоклаз, в сиенитах лампроитовой серии – чисто калиевый санидин. Кристаллы существенно натровых полевых шпатов обычно уплощённые, более калиевого состава менее уплощённые. Щелочные полевые шпаты обычно содержат заметное количество Fe , чем обусловлена их золотистая, сиреневатая, зеленоватая окраска. Как правило, эти минералы обогащены

Ba и *Sr*, их содержания $0.n - n$ масс.%. Характерны структуры распада высокотемпературного твёрдого раствора полевых шпатов. В интрузивных породах абиссальной фации и древнего возраста – это стандартные макро- и микропертиты. В интрузивных породах гипабиссальной фации и относительно молодого возраста – нередко это криптопертиты; такие полевые шпаты выглядят как лунные камни. Таковы полевые шпаты ларвикитов и нордмаркитов. Поэтому ларвикиты и нордмаркиты многочисленных интрузивов пермского возраста в грабене Осло (южная Норвегия) – замечательный облицовочный камень (рис. 20.12, 20.13).



Рис. 20.12. 600 мкм. Ларвикиты – сростания железистого анортоклаза – криптопертита, авгита, биотита, титаномагнетита. Фото Э.М. Спиридонова



Рис. 20.13. Ларвикиты (анортоклаз – криптопертит, авгит, биотит, титаномагнетит) с флюидальной текстурой. Фото Э.М. Спиридонова

Рассмотрим железистый санидин («золотой ортоклаз») из сиенит-пегматитов Мадагаскара (рис. 20.14, 20.15). Сохранность высокотемпературного структурного состояния, вероятно, обусловлена тем, что вскоре после образования, блок метаморфитов с телами сиенитовых пегматитов испытал быстрое перемещение в верхние горизонты земной коры, где произошла закалка.



Рис. 20.14. Железистый санидин

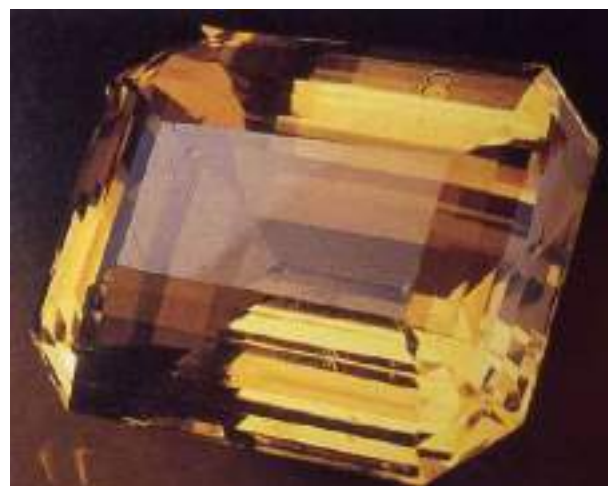


Рис. 20.15. Железистый санидин

На рисунках 20.16, 20.17 показаны продукты отжига, распада железистого санидина – «солнечный камень» с пластинками гематита из сиенит-пегматитов севера Ильменских гор.



Рис. 20.16. Продукты отжига, распада железистого санидина – «солнечный камень» с пластинками гематита из сиенит-пегматитов севера Ильменских гор



Рис. 20.17. Продукты отжига, распада железистого санидина – «солнечный камень» с пластинками гематита из сиенит-пегматитов севера Ильменских гор

Типичная форма агрегатов калий-натриевого полевого шпата – двойники (рис 20.18 – 20.19). Сиениты – это агрегаты магматического калий-натриевого полевого шпата.

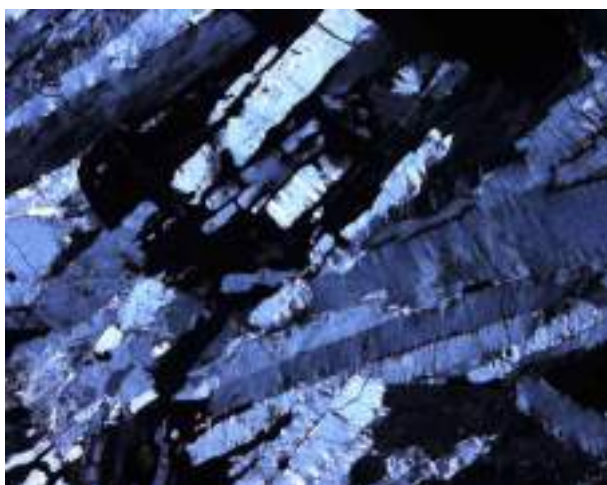


Рис. 20.18. Сиениты юга Западной Сибири. Агрегаты таблиц К-На полевого шпата и подч. Авгит. Шлиф, николи x



Рис. 20.19. Сиениты юга Западной Сибири. Агрегаты таблиц К-На полевого шпата и подч. Авгит. Шлиф, николи x

В составе микропертитов (рис. 20.20, 20.21) одинаковое количество натрия и калия. Изначально полевые шпаты – гиперсолъвусные.



Рис. 20.20. Микропертиты в нефелиновых сиенитах. Кузнецкий Алатау. Колл. Л.Д. Туголесова Фото Э.М. Спиридонова. Шлиф. Николи x

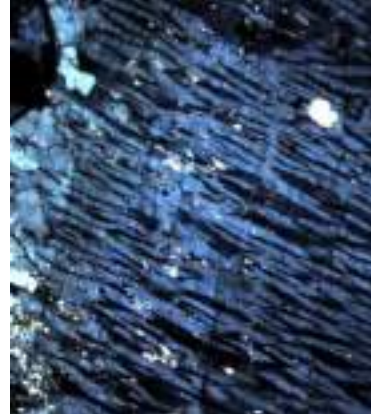


Рис. 20.21. Микропертиты в нефелиновых сиенитах. Кузнецкий Алатау. Колл. Л.Д. Туголесова Фото Э.М. Спиридонова. Шлиф. Николи x

Циркон

Удлинение кристаллов циркона – функция щёлочности среды: чем ниже щёлочность, тем более удлинённые кристаллы циркона (рис. 20.22 – 20.25).



Рис. 20.22. Сиенитовые пегматиты. Ларвик, грабен Осло



Рис. 20.23. Сиенитовые пегматиты. Ларвик, грабен Осло



Рис. 20.24. Циркон. Колл. В.К. Степанова. Фото Э.М. Спиридонова



Рис. 20.25. Циркон. Колл. В.К. Степанова. Фото Э.М. Спиридонова

Пирохлор

Химическая формула пирохлора: $Na Ca (Nb, Ta, Ti)_2 O_6 (F, OH)$.

Пирохлор – это сложный оксид с дополнительным анионом. Фтор F может замещаться OH . Форма кристаллов пирохлора – октаэдри (рис. 20.26, 20.27).

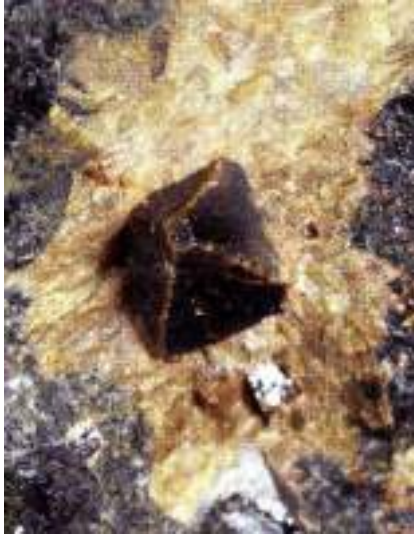


Рис. 20.26. Пирохлор



Рис. 20.27. Пирохлор

Бритолит

Химическая формула бритолита: $Ca_2 (Ce, Y, La, Nd)_3 [(OH, F)/(SiO_4, PO_4)]_3$.

Морфология, структура, состав бритолита (рис. 20.28) близки к апатиту. Значительная часть кальция замещена редкоземельными металлами и иттрием, торием, ураном. При обжиге – распадается с выделением апатита.

Монацит

Химическая формула монацита: $(Ce, La, Nd, Th, Ca, Y, U) [PO_4, SiO_4, SO_4]$.

Монацит (рис. 20.29) – твердый раствор. Близкую структуру имеет хаттонит, чералит и сульфатмонацит.



Рис. 20.28. Бритолит в щелочном полево
шпате. 30 мм. Ларвик, грабен Осло



Рис. 20.29. Твёрдый раствор
моноклинных собственно монацита
(Ce, La, Nd, Y) $[PO_4]$ – хаттонита

$(Th, U) [SiO_4]$ – чералита $CaTh[PO_4]_2$ –
сульфатмонацита

Пирофанит

Химическая формула пирофанита: $(Mn, Fe, Zn) [TiO_3]$.

Пирофанит – минерал, сложный оксид на основе рутила (рис. 20.30). Часть титана в рутиле замещается трехвалентным железом.

Сенаит

Химическая формула сенаита (рис. 20.31): $PbMnFe^{3+}_2(Ti, Fe^{3+})_{18}O_{38}$.



Рис. 20.30. Пирофанит



Рис. 20.31. Сенаит

Мелинофан

Химическая формула мелинофана: $Ca_4(Na, Ca)_4Be_4[(F, O, OH)_4/AlSi_7O_{24}]$.

Мелинофан (рис. 20.32, 20.33) – минерал бериллия, щелочной алюмосиликат.



Рис. 20.32. Мелинофан. 57x55 мм.
Интрузив Сахарьёк, Кольский п-ов Колл.
Б.В. Афанасьева. Фото ЭМС



Рис. 20.33. Мелинофан. 84x82 мм.
Интрузив Сахарьёк, Кольский п-ов Колл.
Б.В. Афанасьева. Фото ЭМС

20.3. Эпилейцитовые и эпилейцит – кальсилитовые сиениты

Псевдолейцит – сростания калишпата и кальсилита.

Форма вкрапленников (рис. 20.34) в псевдолейцитах сходна с лейцитом. Лейцит $KAlSi_2O_6$ не устойчивый при низких температурах распался на кальсилит и калишпат (рис. 20.35). В вулканитах лейцит испытывает полиморфные превращения и превращается в тетрагональный лейцит с двойниками полиморфных превращений.



Рис. 20.34. Порфировидные эпилейцитовые сиениты. Коллекция Петрографического музея СПбГУ



Рис. 20.35. Псевдолейцит. 87x72 мм. Мурунский плутон, Алданский щит Восточно-Сибирской платформы

На рисунках 20.36 и 20.37 показаны образцы кальсилита с пластинами распада гематита.

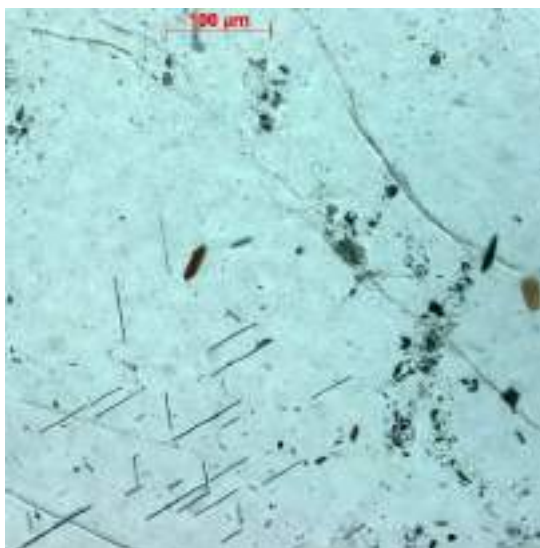


Рис. 20.36. Кальсилит $K[(Al, Fe^{3+})SiO_4]$ с пластинами распада гематита. Шлиф при 1 никеле



Рис. 20.37. Кальсилит $K[(Al, Fe^{3+})SiO_4]$ с пластинами распада гематита. Шлиф при 1 никеле

Сростания кальсилита и лейцита, превращённого в эпилейцит – тонкие симплектитовые сростания калишпата и кальсилита (рис. 20.38 – 20.41).

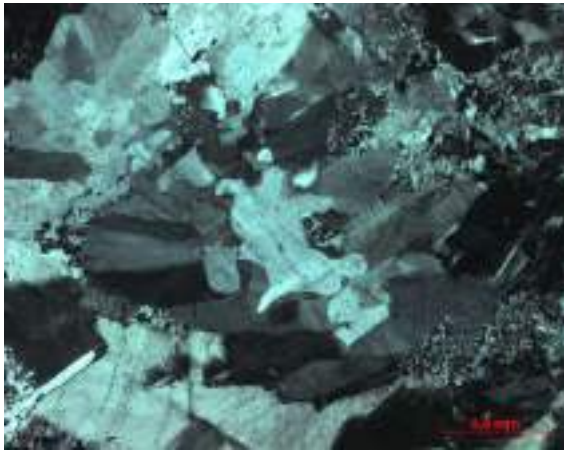


Рис. 20.38. Эпидейцит – тонкие симплектитовые срастания калишпата и кальсилита. Шлиф, николи x

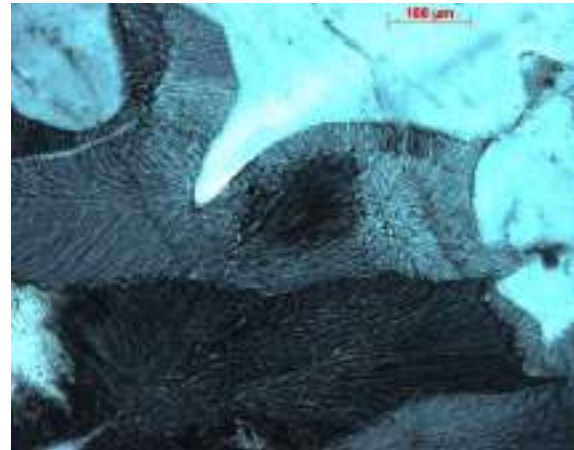


Рис. 20.39. Эпидейцит – тонкие симплектитовые срастания калишпата и кальсилита. Шлиф, николи x

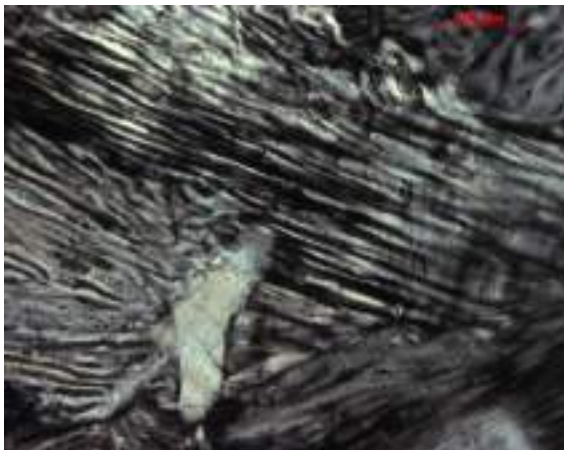


Рис. 20.40. Эпидейцит - кальсилитовые сиениты – сынныриты. Мурунский интрузив, Алданский щит. Шлиф, николи x

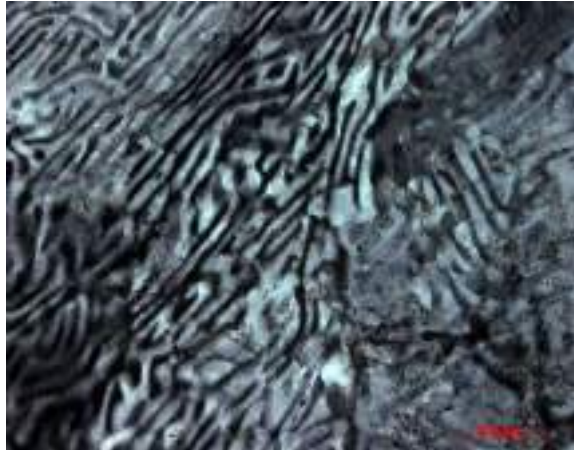


Рис. 20.41. Эпидейцит - кальсилитовые сиениты – сынныриты. Мурунский интрузив, Алданский щит. Шлиф, николи x

20.4. Нефелиновые сиениты и их пегматиты миаскитовые

Состав – идиоморфные $K-Na$ полевые шпаты, ксеноморфный, реже идиоморфный нефелин, клинопироксены (авгит, эгирин-авгит, эгирин-диопсид, эгирин-фассаит), амфиболы (гастингсит, тарамит, катофорит, магнезиоарфведсонит), биотит-лепидомелан, ильменит, титаномагнетит, фторапатит, циркон, ортит, пироклор, монацит; позднемагматические – содалит, кальцит; послемагматические – альбит, содалит, канкринит, кальцит, биотит, сфен, прозрачный низко радиоактивный циркон, тенардит $Na_2[SO_4]$. $K-Na$ полевые шпаты и нефелин обычно содержат заметное количество Fe . Структуры распада содержат пластинки гематита – «солнечный» нефелин, потому, что T кристаллизации довольно низкие – нефелин беден избыточным кремнезёмом (иначе в структурах распада был бы эгирин и цвет нефелина был бы зелёным, а не красным как в Ильменских и Вишнёвых горах). Ильменит содержит

заметное количество марганца. На кристаллах циркона по мере роста щелочности сокращаются размеры граней призмы до почти полного исчезновения, форма кристаллов приближается к тетрагональной бипирамиде. На контактах кристаллов нефелина и кальцита развиваются реакционные каймы канкринита, обычно окрашенного из-за наличия сульфид-иона, замещающего карбонат-ион или хлор в структуре канкринита.



Рис. 20.42. Миаскиты. Ильменские горы. Урал. Нефелин + К-На полевой шпат + лепидомелан + щелочной амфибол. 89x86 мм. Коллекция и фото ЭМС



Рис. 20.43. Миаскиты. Ильменские горы. Урал. Нефелин + К-На полевой шпат + лепидомелан + щелочной амфибол. 89x86 мм. Коллекция и фото ЭМС

Магматические тёмные слюды

На рисунке 20.44 показана диаграмма состава и политипия слюд группы биотита в породах Хибинского щелочного комплекса.

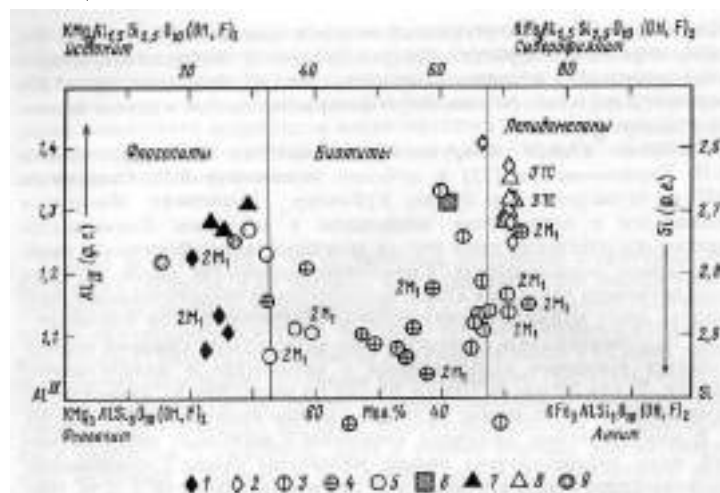


Рис. 20.44. Состав и политипия слюд группы биотита в породах Хибинского щелочного комплекса: 1 – ромбен-порфиров Часначорр-Юдычвумчоррского блока; 2 – ромбен-порфиров Восточного Рисчорра; 3 – слюдяных фойяитов; 4 – слюдяных

рисчорритов; 5 – хибинитов; 6 – мельтейгит-уртитов; 7 – меланефелинитов; 8 – щелочных трахитов в мельтейгит-уртитах (скв. 541); 9 – трубок взрыва по [56]. Индексами выделены политипы 3 TC, $2M_1 \cdot 2M_1$ = означает соотношение 50% $2M_1 + 50\% 1M$. Точки без индекса - политип 1 M

Титанит

Химическая формула титанит – сфена: $(Ca, REE, Y)(Ti, Al, Nb, Fe^{3+})[(O, F, OH)/SiO_4]$.

Титанит – сфен широко развит в миаскитовых нефелиновых сиенитах и их пегматитах. Как правило, титанит замещает ильменит на поздне- и (чаще) послемагматическим этапе (рис. 20.45). Обильный титанит развит в агрегатах канкринита и иных послемагматических минералов нефелиновых сиенитов. Титанит – сфен щелочных магматитов выделяется высокими содержаниями ниобия (до 4 масс. %) и лёгких лантанидов (до 3 масс. % $Ce_2O_3 + La_2O_3 + Nd_2O_3$).

Циркон

Химическая формула циркона: $Zr[SiO_4]$.

На рисунке 20.46 показан кристалл циркона. Окраска циркона часто бывает наведенной и возникает в результате облучения.

Одна из важнейших характеристик – это соотношение циркона и гафния. Гафний – это абсолютный аналог циркона. Величина $Zr:Hf$ в цирконе миаскитовых пегматитов составляет около 50.

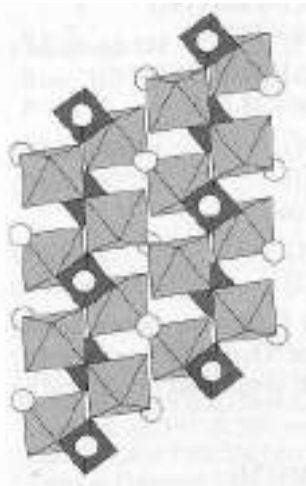


Рис. 20.45. Структура титанита

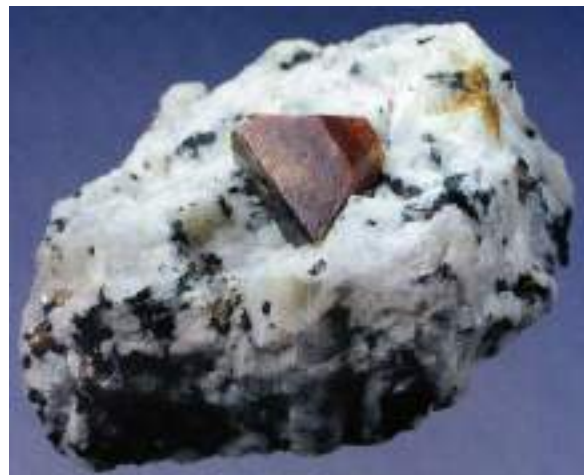


Рис. 20.46. Циркон

20.5. Нефелиновые сиениты и их пегматиты агпаитовые

Нефелин-сиенитовые – хибинитовые пегматиты секут хибиниты (рис. 20.47, 20.48, 20.50).

Пегматиты обогащены эгирин-авгитом. Причина – агпаитовый порядок кристаллизации.

Для этих магматитов характерен агпаитовый порядок кристаллизации – в начале нефелин (или иные фельдшпатоиды) и щелочные полевые шпаты, затем темноцветные, из которых наиболее распространены клинопироксены. Поскольку такой фельдшпатоид

как нозеан (рис. 20.49) обладает рыхлой структурой и потому весьма низкой плотностью, то его кристаллы в щелочном расплаве всплывают, образуя у кровли интрузивного тела скопления – «антигравитационные» концентраты. Таковы некоторые типы нозеановых сиенитов Ловозёрского интрузива.



Рис. 20.47. Нефелин-сиенитовые – хибинитовые пегматиты. У контакта гнёзда титанита (сфена). Коашва, Хибины



Рис. 20.48. Гнёзда и жилы нефелин-сиенитовых – хибинитовых пегматитов в массивных хибинитах. Коашва, Хибины



Рис. 20.49. Кристалл нозеана 10 мм



Рис. 20.50. Катофоритовые нефелиновые сиениты. Кузнецкий Алатау. При 1 николе. Освещение усиленное

Моноклинные амфиболы – щелочные:

- тарамит $(Na, K) Na Ca (Fe^{2+}, Mg)_3 (Fe^{3+}, Al, Ti)_2 [Al_2Si_6O_{22}](OH)_2$
- магнезиокатофорит $Na Na Ca (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}, Ti) [AlSi_7O_{22}](OH, F)_2$
- катофорит $(Na, K) Na Ca (Fe^{2+}, Mg)_4 (Fe^{3+}, Al, Ti) [AlSi_7O_{22}](OH, F)_2$
- фторкал. рихтерит $K Na Ca (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Ti)_5 [Si_8O_{22}](F, OH)_2$
- магнезиорибекит $\square Na_2 (Mg, Fe^{2+})_3 Fe^{3+}_2 [Si_8O_{22}](OH)_2$
- рибекит $\square Na_2 Fe^{2+}_3 Fe^{3+}_2 [Si_8O_{22}](OH, F)_2$
- экерманит $(Na, K) Na_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}) [Si_8O_{22}](OH, F)_2$

- арфведсонит $(Na,K) Na_2 Fe^{2+}_4 Fe^{3+} [Si_8O_{22}](OH,F)_2$
- ферроликит $(Na,K) Na_2 Fe^{2+}_2 Fe^{3+}_2 Li [Si_8O_{22}](OH,F)_2$

На поздних этапах становления магматических пород клинопироксены вытесняются амфиболами. Наиболее ранние и высоко температурные амфиболы – керсутит и высоко титанистый паргасит, обычно железистые. Более поздние: гастингсит → катофорит → рибекит → экерманит → арфведсонит (часто титанистые, рис. 20.51), с накоплением Fe^{3+} , Mn , F , K , Li , Zr . Среди поздних агрегатов игольчатого эгирина не редок арфведсонит с магнезиальностью в 5-7 раз выше, чем у эгирина.

С щелочными амфиболами обычно ассоциирует фторапатит, богатый Sr (рис. 20.52).

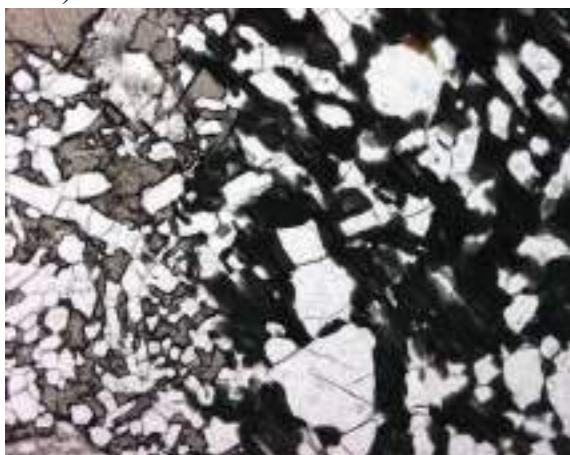


Рис. 20.51. Арфведсонит (зелёный) в сфен – апатит -нефелиновых породах. Хибины. Шлиф при 1 николе. Колл. А.Н. Лабунцова Фото Э.М. Спиридонова



Рис. 20.52. Чёрный – арфведсонит. Ловозёрский интрузив, г. Ленхе

Окраска содалитов – лазуритов

Окраска содалитов – лазуритов обусловлена присутствием сульфидных радикал-анионов S_2^{-1} и S_3^{-1} и меняется от зелёной к синей по мере роста отношения S_3^{-1}/S_2^{-1} .

Красный цвет дают преобладающие нейтральные молекулы S_4^0 совместно с присутствующими S_3^{-1} и S_2^{-1} .

Лекция 21. Ййолит – уртиты, якутиты, нефелиновые и кальсилитовые сиениты и их пегматиты: ультраагпаитовые

21.1. Нефелиновые сиениты и их пегматиты ультраагпаитовые

Высказывание знаменитого скандинавского минералога и петролога Томаса Барта «Магма – не столько вещество, сколько процесс».

В ходе магматической кристаллизации коэффициент агпаитности обычно существенно возрастает от ~1 до 2-3 и более, т.е. общая эволюция обычно от низкоагпаитовых нефелин-содержащих пород (или минеральных ассоциаций) к агпаитовым, высоко агпаитовым, а изредка к ультраагпаитовым с колоссальным накоплением Na , K , P , Cl , F , S . При этом вместо титаномagnetита, ильменита и титанита развиты щелочные титаносиликаты (энигматит, рамзаит – лоренценит, лампрофиллит, астрофиллит), вместо перовскита развит лопарит – луешит, вместо циркона развиты щелочные цирконосиликаты (эвдиалит), вместо апатита – стронцийапатит и щелочные фосфаты (беловит, натрофосфат), вместо пироклора – щелочные ниобо-титаносиликаты (ломносовит), вместо пирротина и халькопирита – щелочные сульфиды (джерфишерит, расвумит), развиты щелочные бериллосиликаты, щелочные силикаты редкоземельных элементов, щелочные силикаты тория в ассоциации с эгирином, виллиомитом NaF , уссингитом $Na_2[(OH)/AlSi_3O_8]$, натросилитом $Na_2Si_2O_5$, содовыми минералами. Ультраагпаитовые – обычно самые поздние минеральные ассоциации щелочных магматитов и пегматитов; иногда и щелочные магматиты в целом, включая их ранние вкрапленники.

Типичным примером являются виллиомитовые фойяиты (лейкократовые нефелиновые сиениты) (рис. 21.1, 21.2)



Рис. 21.1. Виллиомитовые фойяиты – лейкократовые нефелиновые сиениты. Карнасурт. Ловозёрский интрузив. Колл. и фото Э. М. Спиридонова



Рис. 21.2. Виллиомитовые фойяиты – лейкократовые нефелиновые сиениты. Карнасурт. Ловозёрский интрузив. Колл. и фото Э. М. Спиридонова

Среди расслоенной серии встречаются отдельные уплощенные тела пегматитов (рис. 21.3).

На рисунке 21.4 показаны агрегаты кристаллов нефелина, эгирин – авгита, энigmatита, эгирина, эвдиалита, *K-Na* полевого шпата, лучистого сфена, дельхайелита.



Рис. 21.3. Кристаллы K-Na полевого шпата до 150 см в массе эгирин – авгита, эгирина, эвдиалита, виллиомита, Фото И.В. Пекова



Рис. 21.4. Щелочной пегматит. Пик Марченко. Хибинский интрузив

На рисунке 21.5 показан образец щелочного пегматита: ранние уплощенные таблички калий-натриевого полевого шпата, анортоклаза, на которые нарастает идиоморфный нефелин; вкрапленники эвдиалита; цемент – масса эгирина. Все это составляет типичную ультраагпаитовую ассоциацию.



Рис. 21.5. Вкрапленники анортоклаза, нарости на них и обособленные – вкрапленники нефелина и эвдиалита, цементирующая масса – игольчатый эгирин. Рудник Апатитовый, Кукисвумчорр, Хибин. интрузив

Лопаритовые уртиты и малиньиты. Ловозёрский плутон

Основной объём Ловозёрского плутона слагает полого залегающая расслоенная серия из многократно повторяющихся трёхчленных ритмов: уртиты, малиньиты (переходного типа породы от уртитов к нефелиновым сиенитам), фойяиты (стандартные

пироксеновые и амфибол-пироксеновые нефелиновые сиениты). Нижние части прослоев – горизонтов малиньитов и верхние части прослоев – горизонтов уртитов содержат заметную до значительной вкрапленность мелких кубиков и их сростаний лопарита. Это известное редкометальное месторождение, которое обрабатывалось рудниками Карнасурт и Умбозеро. В разные годы ловозёрский лопарит служил источником титана, затем главным образом ниобия, в дальнейшем из него стали извлекать и тантал, и уран, и редкоземельные элементы.

В настоящее время в связи с наличием на мировом рынке крайне дешёвого пирохлора из кор выветривания карбонатитов Бразилии Ловозёрский комбинат законсервирован.

Лопарит $((Ce, Na, Ca, Sr, U)_2 (Ti, Nb, Th, Ta)_2 O_6)$ – минерал группы перовскита.

Лопарит – минерал на основе структуры перовскита (рис. 21.7). Слагает обычно небольшие кубические кристаллы и двойники прорастания по (111) размером 0.5 – 5 мм. Содержит около 30-35 масс. % REE, 35 % Ti, 15 % Sr, 8-10 % Nb, 5 % Th, 1 % U, 0.5 % Ta (рис. 21.6).

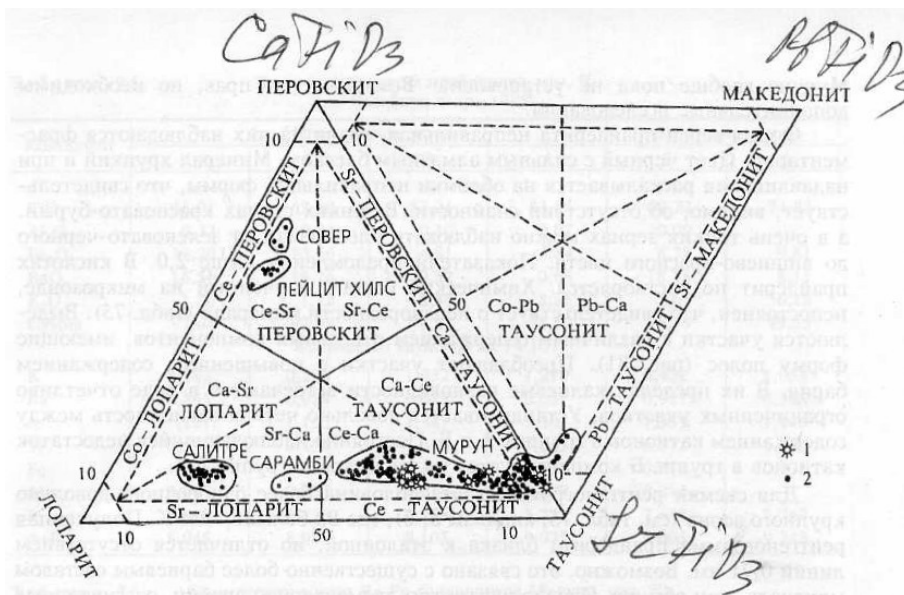


Рис. 21.6. Схема классификации минералов группы перовскита и состав таусонитов и других минералов (мол. %): 1 – по данным авторов, 2 – по литературным данным (Michell, Vladykin)

Минералы группы лопарита (рис. 21.8) в зависимости от своего состава тяготеют к одной из трех вершин: лопарит, луишит, перовскит.

В шлифах лопарит – прозрачный, изотропный (рис. 21.9, 21.10, 21.13, 21.14). В нем много эвдиалита.

На рисунках 21.11, 21.12 показаны лопарит – эвдиалитовые лувяриты. В них присутствуют вкрапленники нефелина, эгирина и др.

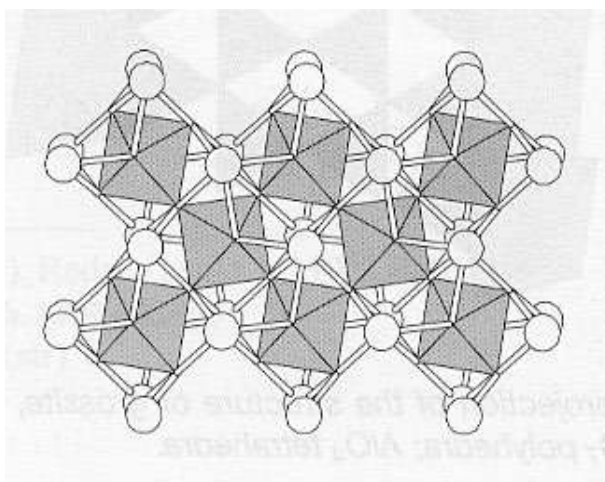


Рис. 21.7. Структура лопарита



Рис. 21.8. Состав лопарита и перовскита Хибинского и иных щелочных плутонов

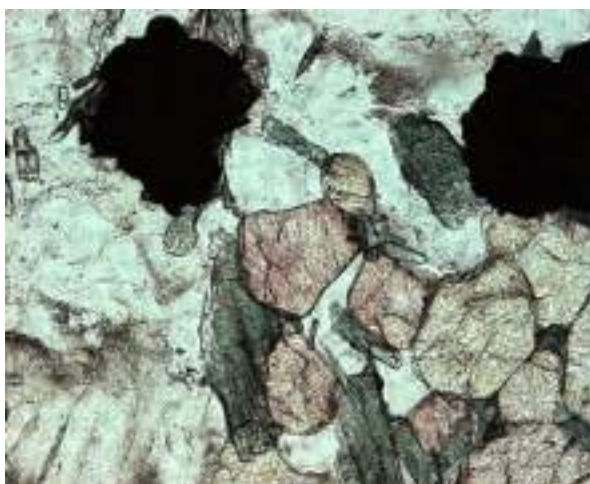


Рис. 21.9. Лопарит. Шлиф, при 1 николе. Освещение обычное

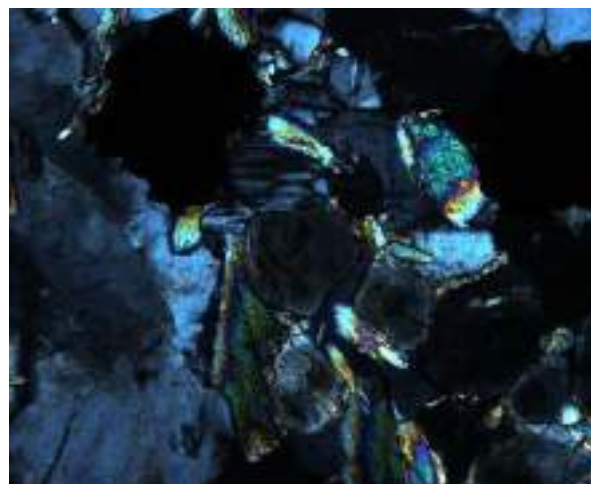


Рис. 21.10. Лопарит. Шлиф, николи x



Рис. 21.11. Лопарит – эвдиалитовые луавриты. Ловозёрский интрузив



Рис. 21.12. Лопарит – эвдиалитовые луавриты. Ловозёрский интрузив

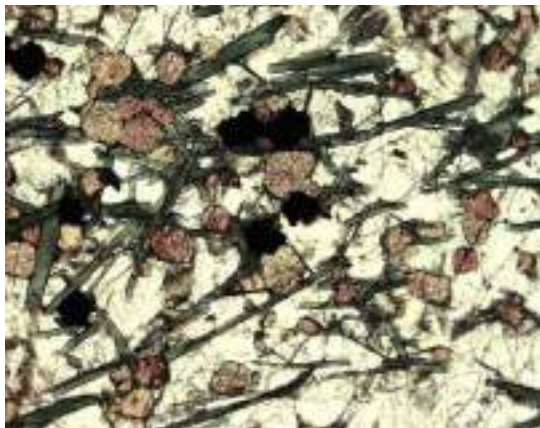


Рис. 21.13. Лопарит – эвдиалитовые
луявриты. Ловозёрский интрузив.
Шлиф, при 1 николе. Колл. и фото Э.М.
Спиридонова

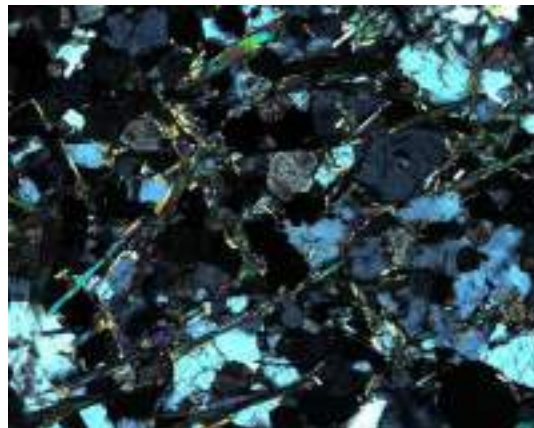
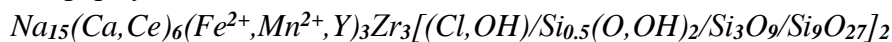


Рис. 21.14. Лопарит – эвдиалитовые
луявриты. Ловозёрский интрузив. Шлиф,
при 1 николе. Колл. и фото Э.М.
Спиридонова

Эвдиалит

Название «эвдиалит» имеет значение «саамская или лопарская кровь».

Химическая формула эвдиалита:



Один из наиболее ярких минералов ультра агпаитовых ассоциаций с весьма сложным составом и широкими вариациями состава, с крайне любопытной кристаллической структурой – в целом довольно рыхлой. По этой причине плотность эвдиалита низкая. Этот цеолитоподобный минерал (с ионно-обменными свойствами и частично слабо связанной водой) в ряде типов щелочных магматитов кристаллизуется первым, слагает вкрапленники и микровкрапленники. Благодаря малой плотности кристаллы эвдиалита всплывают в расплаве и образуют значительные по масштабу скопления – до многих сотен миллионов тонн. Богатые эвдиалитом щелочные сиениты – какортokitы широко развиты в ультра щелочных интрузивах Илимауссак (Гренландия) и Ловозеры (Кольский полуостров). Эвдиалит широко развит в щелочных породах и их пегматитах и как относительно поздний минерал. Эвдиалит содержит около 10 масс. % Zr, 2 % Cl, до 3 % REE (преимущественно тяжёлых – иттриевых, в отличие от большинства других минералов щелочных магматитов, богатых лёгкими – церовыми редкоземельными элементами) и Y, 0.5-1 % Nb. Некоторые разновидности богаты Mn, Nb и даже W.

Какортokitы – нефелиновые сиениты с массой вкрапленников эвдиалита (рис. 21.15, 21.16). Они имеют текстуры течения, кумуляты.

На рисунках 21.17 21.18 показаны богатые эвдиалитом луювриты Ловозёрского интрузива.

На рисунке 21.19 показан схематический поперечный разрез, показывающий общую структуру пегматита Палитра, имеющего эвдиалит-содалитовую границу.



Рис. 21.15. Хорошо слоенные какортокиты района Кринглерн, массив Илимауссак, Гренландия



Рис. 21.16. Какортокиты. Интрузив Илимауссак, Гренландия

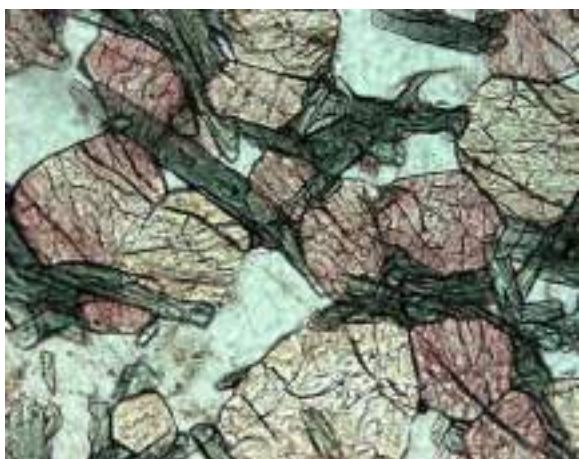


Рис. 21.17. Богатые эвдиалитом лувуриты. Ловозёрский интрузив. Шлиф, при 1 николе. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

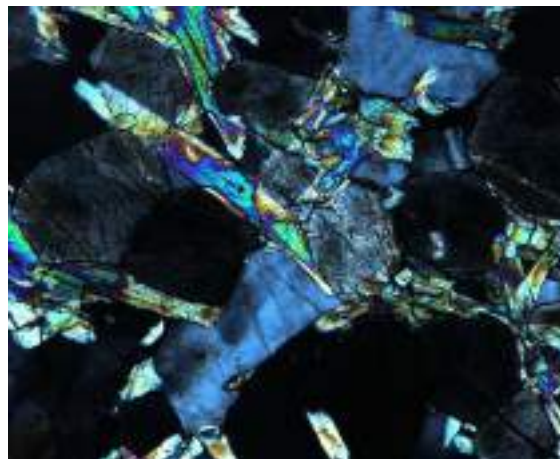


Рис. 21.18. Богатые эвдиалитом лувуриты. Ловозёрский интрузив. Шлиф, николи х. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

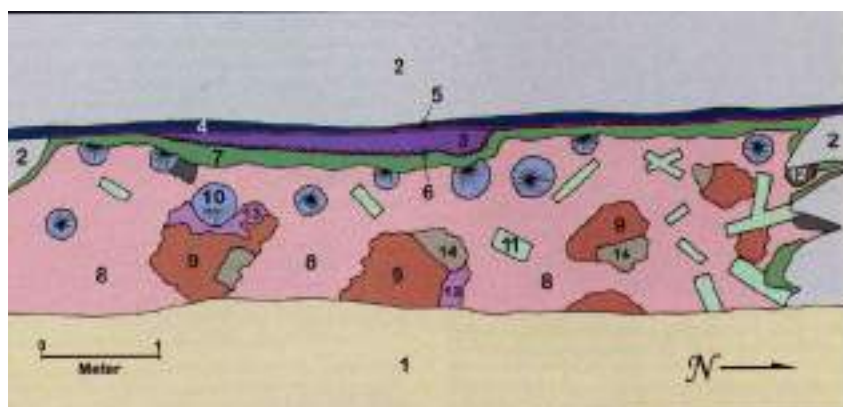


Рис. 21.19. Схематический поперечный разрез, показывающий общую структуру пегматита Палитра. (1) Порода подошвы. (2) Фойяитовая порода. (3) Фойяитовая

порода, богатая виллиомитом и содалитом. (4) Фойяитовая порода, богатая лопаритом. (5) Эвдиалит-содалитовая граница. (6) Микроклин-эвдиалит-содалитовая граница. (7) Нефелиновая зона. (8) Эвдиалит-эгирин-микроклиновая зона. (9) Полиминеральные гнезда, состоящие в основном из содалита, уссингита, анальцима, натросилита и виллиомита с различными редкими видами. (10) Эгириновые сферулы. (11) Кристаллы микроклина

На рисунках 21.20, 21.21 показаны эвдиалит в апатит-нефелиновых породах (Кукисвумчорр, Хибины).

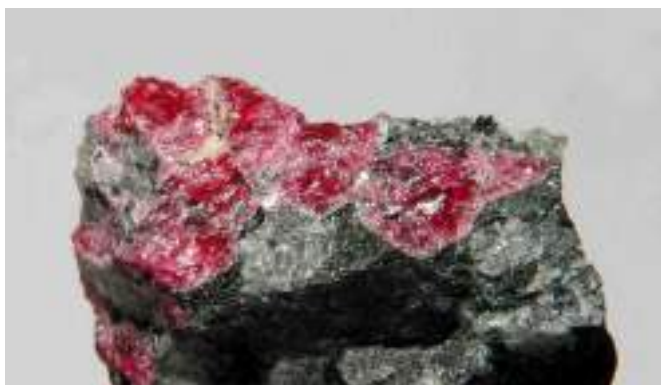


Рис. 21.20. Эвдиалит в апатит-нефелиновых породах. Кукисвумчорр, Хибины



Рис. 21.21. Кристаллы эвдиалита до 10 мм в апатит-нефелиновых породах. Кукисвумчорр, Хибины

Кристаллическая структура эвдиалита – джонсенита вдоль оси «с» (рис. 21.22, 21.23): крупные полости на тройных осях делают эвдиалит фельдшпатоидным цеолитом, объясняют его поведение перед паяльной трубкой – откуда его название, - легко разлагаемый, объясняют его ионо-обменные свойства и лёгкость замещения эвдиалита разнообразными более низкотемпературными цирконосиликатами

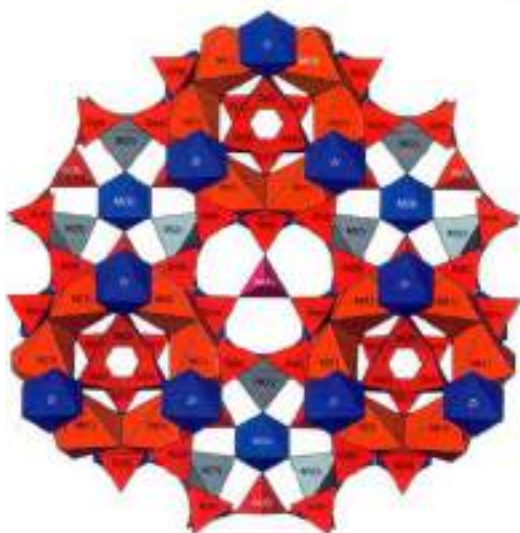


Рис. 21.22. Поперечный срез структуры



Рис. 21.23. Кристаллическая структура эвдиалита – джонсенита вдоль оси «с»

Лампрофиллит

Химическая формула лампрофиллита: $Na_3(Sr,Ba)_2Ti(TiO)_2[(OH,F)_2/(Si_2O_7)]_2$.

Лампрофиллит – характерный минерал ультраагпайтовых ассоциаций, развитых в ийолит-уртитах и близкого состава пегматитах (рис. 21.24 – 21.27). Нередко лампрофиллит имеет звездчатые форму с вытянутыми иголочками (рис. 21.28, 21.29).



Рис. 21.24. Щелочной пегматит штольни Материальная. Хибинский интрузив



Рис. 21.25. Щелочной пегматит штольни Материальная. Хибинский интрузив



Рис. 21.26. Щелочной пегматит штольни Материальная. Хибинский интрузив. Колл. и фото Э.М. Спиридонова



Рис. 21.27. Щелочной пегматит штольни Материальная. Хибинский интрузив. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

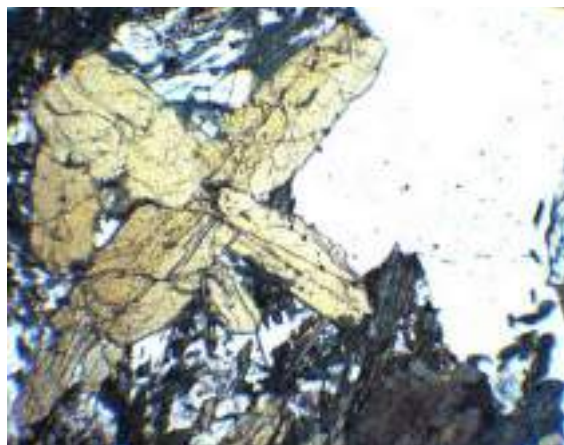


Рис. 21.28. Цирк Сесничорра. Ловозёрский интрузив. Колл. Геол. ин-та КОЛФАН Фото Н.Н. Жукова и Э.М. Спиридонова

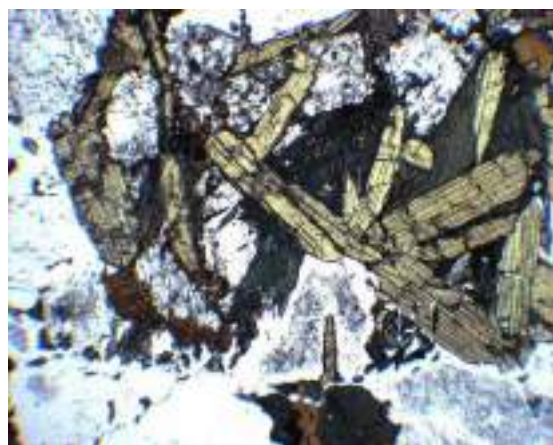


Рис. 21.29. Цирк Сесничорра. Ловозёрский интрузив. Колл. Геол. ин-та КОЛФАН Фото Н.Н. Жукова и Э.М. Спиридонова

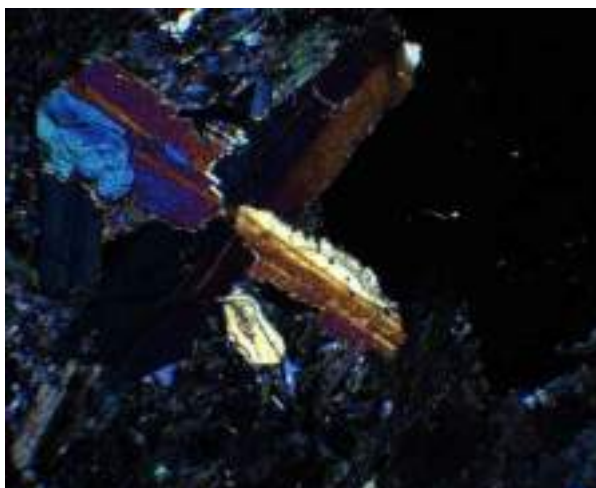
Лампрофиллит очень красив микроскопически (рис. 21.30 – 21.37).



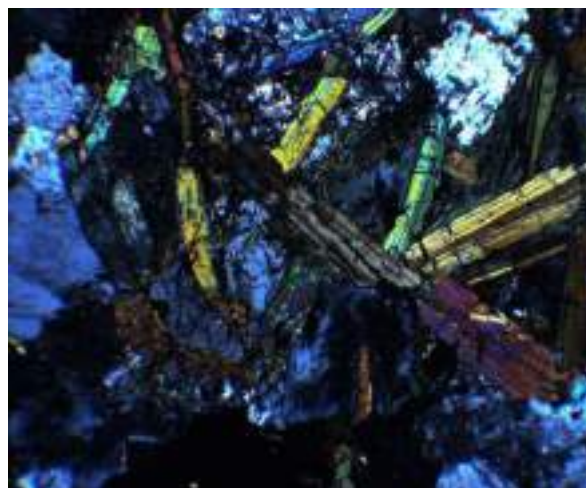
*Рис. 21.30. Лампрофиллит. Хибиньы.
Шлиф, при 1 николе. Колл. А.Н.
Лабунцова. Фото Э.М. Спиридонова*



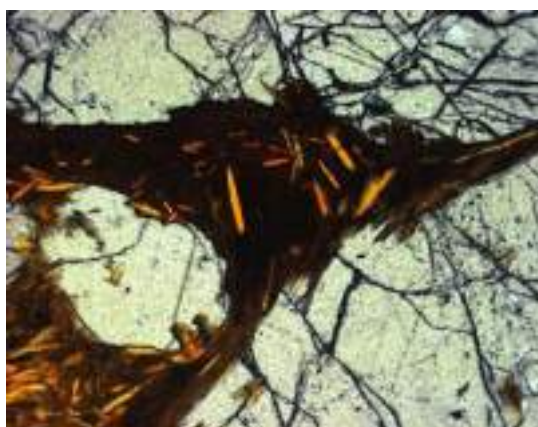
*Рис. 21.31. Лампрофиллит. Хибиньы.
Шлиф, при 1 николе. Колл. А.Н.
Лабунцова. Фото Э.М. Спиридонова*



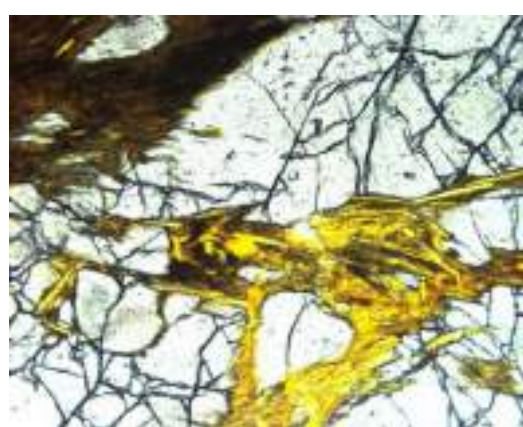
*Рис. 21.32. Лампрофиллит. Хибиньы.
Шлиф, николи х. Колл. А.Н. Лабунцова.
Фото Э.М. Спиридонова*



*Рис. 21.33. Лампрофиллит. Хибиньы.
Шлиф, николи х. Колл. А.Н. Лабунцова.
Фото Э.М. Спиридонова*



*Рис. 21.34. Лампрофиллит замещает
титанит – сфен. Хибинский плутон.*



*Рис. 21.35. Лампрофиллит замещает
титанит – сфен. Хибинский плутон.*

Шлиф, при 1 николе. Колл. А.Н. Лабунцова, Фото Э.М. Спиридонова

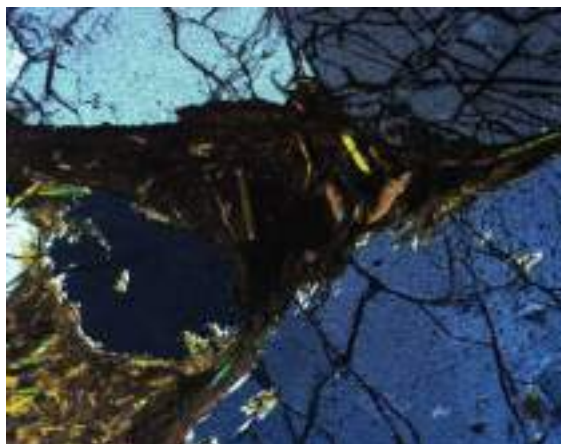


Рис. 21.36. Лампрофиллит замещает титанит – сфен. Хибинский плутон. Шлиф, николи х. Колл. А.Н. Лабунцова, Фото Э.М. Спиридонова

Шлиф, при 1 николе. Колл. А.Н. Лабунцова, Фото Э.М. Спиридонова

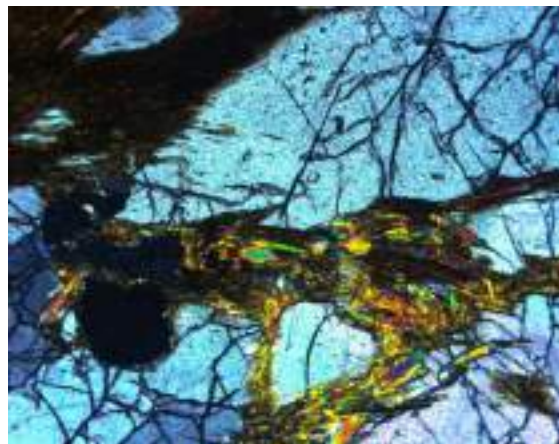


Рис. 21.37. Лампрофиллит замещает титанит – сфен. Хибинский плутон. Шлиф, николи х. Колл. А.Н. Лабунцова, Фото Э.М. Спиридонова

Астрофиллит

Группа астрофиллита: $A_2 B C_7 D_2 T_8 O_{26} (OH)_4 X_{0-1}$.

Первая позиция: $A = K, Rb, Cs, H_3O^+, H_2O, Na$.

Вторая позиция: $B = Na, Ca$.

Третья позиция: $C = Mn^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Na, Mg, Zn$

Четвертая позиция: $D = Ti, Nb, Zr$.

Пятая позиция: $T = Si, Al$.

Шестая позиция: $X = F, Oh, O$.

Если железа больше, чем марганца – это подгруппа астрофиллита. Если железа меньше марганца – подгруппа куплетскита (рис. 21.38). На рисунках 21.39 – 21.41 показаны образцы астрофиллита из Хибин.

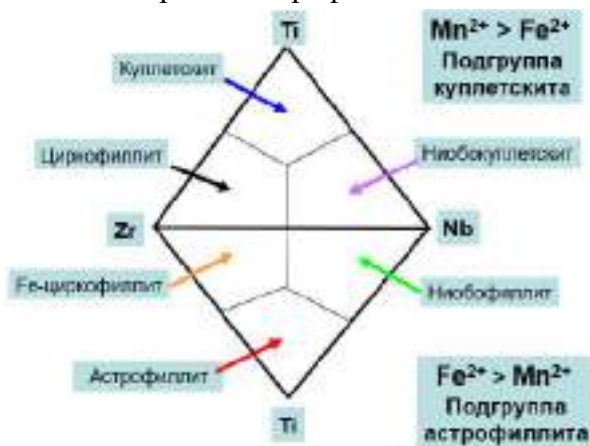


Рис. 21.38. Группа астрофиллита



Рис. 21.39. Астрофиллит. С эгирин-авгитом и К-На полевым шпатом.

Хибины. Колл. А.П. Хомякова. Фото Н.Н.
Жукова и Э.М. Спиридонова



Рис. 21.40. Астрофиллит. Кукисвумчорр,
Хибины



Рис. 21.41. Астрофиллит. Эвеслогчорр,
Хибины

В шлифах астрофиллит имеет желтые оттенки. На рисунках 21.42, 21.43 показаны скульптуры совместного роста астрофиллита с микропертитом.

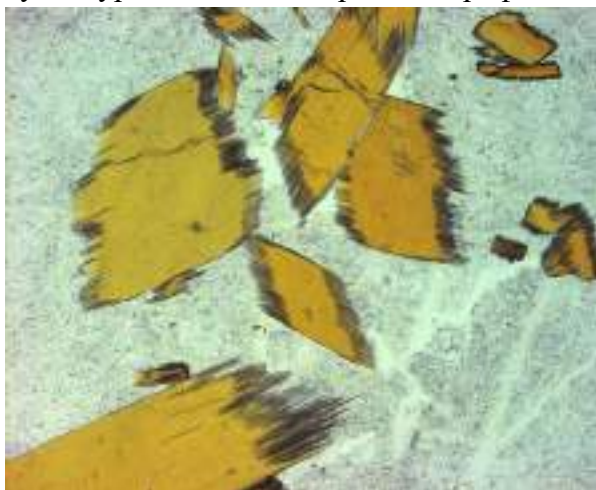


Рис. 21.42. Скульптуры совместного
роста с микропертитом. Хибины. Шлиф,
при 1 николе. Колл. А.Н. Лабунцова.
Фото Э.М. Спиридонова

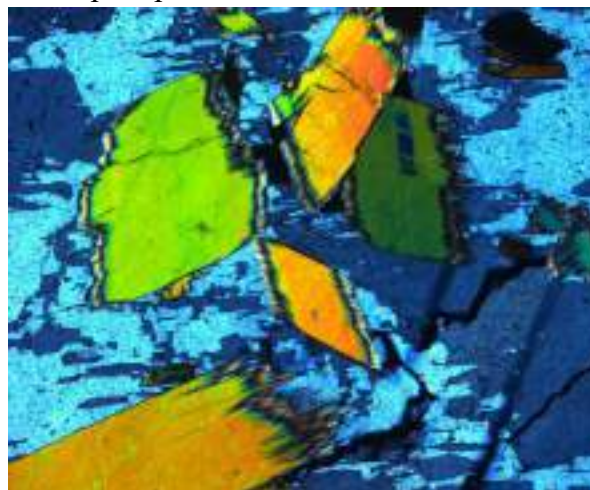


Рис. 21.43. Скульптуры совместного
роста с микропертитом. Хибины. Шлиф,
николи х. Колл. А.Н. Лабунцова. Фото
Э.М. Спиридонова

Ломоносовит

Химическая формула ломоносовита: $Na_2Mn(Ti,Nb)_3[O_2/Si_2O_7]_2 \cdot 2Na_3[PO_4]$.

Яркий минерал ультра агпайтовых ассоциаций с любопытной слоистой кристаллической структурой (рис. 21.44). Заметная часть Ti в его структуре замещена Nb , – это основной минерал – носитель ниобия во многих типах ультра агпайтовых магматитов и пегматитов Ловозёрского и в меньшей степени Хибинского интрузивов. В ряде типов щелочных магматитов кристаллизуется первым, слагает вкрапленники.

Благодаря наличию прослоев щелочного фосфата натрия, ломоносовит (рис. 21.45) (от светло коричневого до почти чёрного цвета) легко замещается фосфор-содержащим

и далее без фосфорным мурманитом (чудного сиренево-жемчужного цвета и до бесцветного).



Рис. 21.44. Кристаллическая структура ломоносовита



Рис. 21.45. Крупная пластина ломоносовита (коричневый) в агрегате полевых шпатов, магнезиоарфведсонита, эвдиалита, вилломита... Пегматитовая залежь Юбилейная. Карнасурт, Ловозёрский интрузив. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

Ферсманит

Химическая формула ферсманита: $Ca_4(Na, Ca)_4(Ti, Nb)_4[O_8/F_3/(Si_2O_7)_2]$.

Минерал ферсманит назван в честь Александра Евгеньевича Ферсмана – выдающегося минералога, геохимика, географа, путешественника, писателя.

В шлифе при 1 николе ферсманит имеет полупрозрачный желтоватый цвет, при скрещенных николях окраска меняется на яркую (рис. 21.46, 21.47).

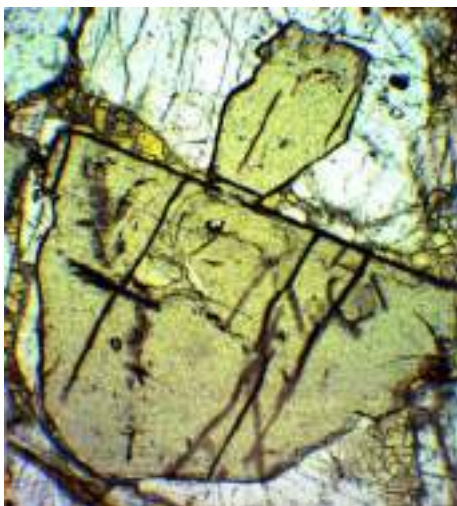


Рис. 21.46. Ферсманит. Хибиньы. Колл. А.Н. Лабунцова. Фото Э.М. Спиридонова. Шлиф, при 1 николе

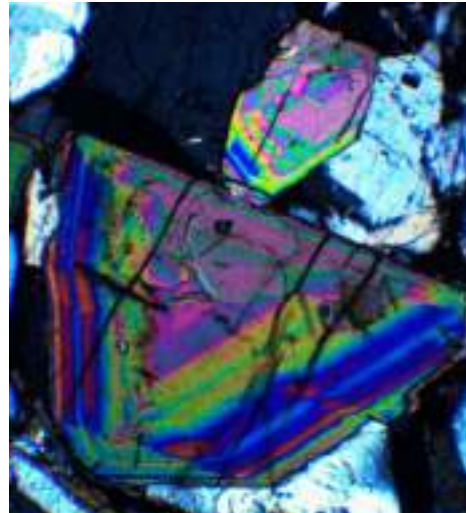
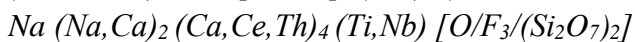


Рис. 21.47. Ферсманит. Хибиньы. Колл. А.Н. Лабунцова. Фото Э.М. Спиридонова. Шлиф, николи x

Мозандрит (ловчоррит)

Химическая формула:



Мозандрит (рис. 21.48) – один из главных минералов – концентраторов редкоземельных элементов щелочных магматитов и пегматитов. Поскольку часть кальция замещена торием, минерал нередко метамиктный – похож на канифоль.

Нормандит

Химическая формула: $Na Ca (Mn^{2+}, Fe^{2+}) (Ti, Nb, Zr) [F/O/Si_2O_7]$

Нормандит – диортосиликат (рис. 21.49).



Рис. 21.48. Мозандрит. Ловчорритовый рудник, Юкспор, Хибинны



Рис. 21.49. Нормандинит. Сферолиты до 25 мкм. Хибинский интрузив

Власовит

Химическая формула: $Na_2 Zr [Si_4O_{11}]$.

Власовит – щелочной цирконо-силикат (рис. 21.50, 21.51).



Рис. 21.50. Кристалл 20x10 мм в гнезде эвдиалита. Комплекс Кипава



Рис. 21.51. Выделение внутри гнезда эвдиалита. Шэффилд, Квебек, Канада

Содалит и гакманит

Химическая формула содалита (рис. 21.52): $Na_8[Cl_2/(AlSiO_4)_6]$.

Химическая формула гакманита (рис. 21.53): $Na_8[(Cl, S^{2-})_2/(AlSiO_4)_6]$.

Окраска содалитов – лазуритов обусловлена присутствием сульфидных радикал-анионов S_2^{-1} и S_3^{-1} и меняется от зелёной к синей по мере роста отношения S_3^{-1}/S_2^{-1} .

Окраска содалитов – гакманитов: красный цвет дают преобладающие нейтральные молекулы S_4^0 совместно с присутствующими S_3^{-1} и S_2^{-1} .



Рис. 21.52. С плёнками виллиомита. Коашива, Хибинский интрузив



Рис. 21.53. Гакманит (сиреневый), манаксит (жёлтый), натросилит (белый). Пегматит Палитра, Ловозёрский интрузив. Фото И.В. Пекова

Джерфшерит

Химическая формула джерфшерита (рис. 21.54): $K_6(Fe, Cu, Ni)_{25}S_{26}(Cl, S)$.

Для высоко агпаитовых магматитов характерно наличие щелочных сульфидов – джерфшерита, бартонита, расвумита и иных. Остов кубической структуры джерфшерита образуют тетраэдры MeS_4 , K^+ и Cl^- занимают фонарные позиции между кластерами из 8 тетраэдров MeS_4 . Существенно Fe (до 50 масс. %) джерфшерит развит в метеоритах; богатый Ni (до 17 масс. %) – в кимберлитах и включениях мантийных пород в кимберлитах; богатый Cu (до 16 масс. %) – в щелочных магматитах и никелево-медных рудах Норильского рудного поля.



Рис. 21.54. Джерфшерит. Рудник им. С.М. Кирова. Хибины. Фото А.А. Евсеева

Лекция 22. Позднемагматические и позднепегматитовые щелочные образования

22.1. Позднепегматитовые крайне щелочные образования

Виллиомит

В позднепегматитовых образованиях концентрируется прежде всего виллиомит NaF . Скопления виллиомита в гнездах показаны на схемах (рис. 22.1 – 22.3).

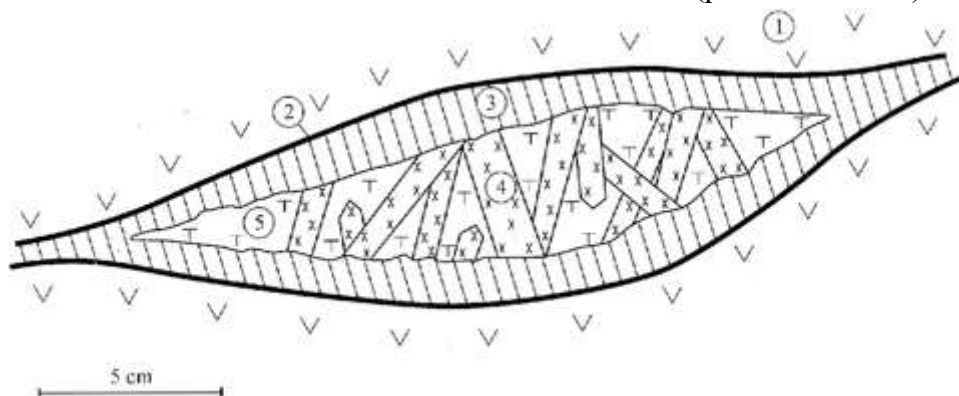


Рис. 22.1. Схема строения раздува пегматитовой жилы в Садовом кварцлагере (№ 15 на схеме): 1 – уртит; 2 – эгириновая строчка; 3 – эгирин-микроклиновая зона; 4 – кристаллы пирссонита; 5 – мелкозернистый термонаатрит

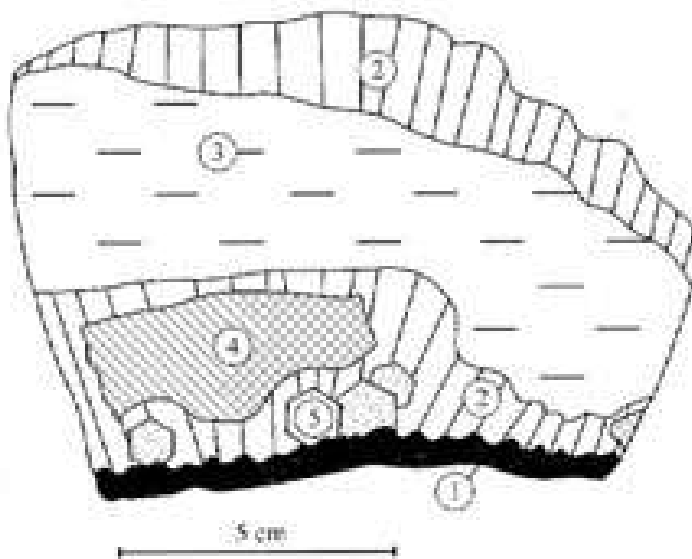


Рис. 22.2. Фрагмент раздува пегматитовой жилы в Садовом кварцлагере, зарисовка образца № 874 из коллекции А.С. Подлесного: 1 – микроклин-эгириновая оторочка; 2 – шестоватые агрегаты троны; 3 – мелкозернистый термонаатрит; 4 – гнездо виллиомита; 5 – кристаллы канкрисилита

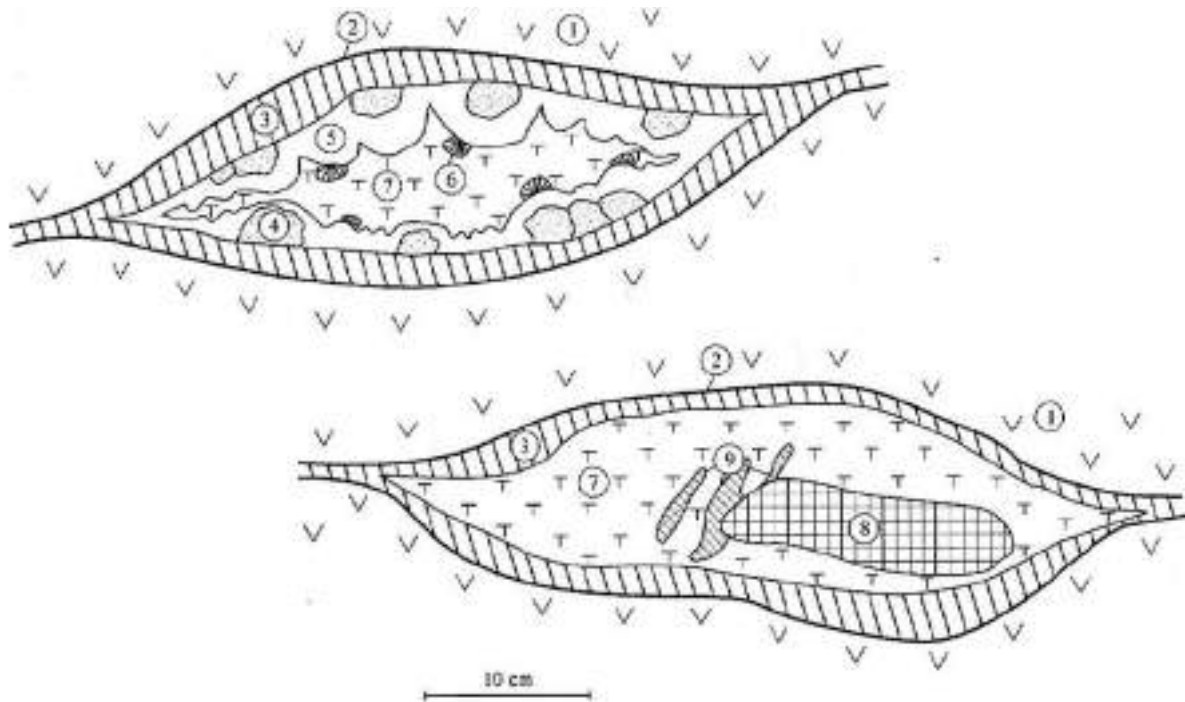


Рис. 22.3. Схема строения двух раздувов пегматитовой жилы в Садовом кварцитаге:
1 – уртит; 2 – эгириновая оторочка; 3 – микроклиновья зона; 4 – кристаллы содалита; 5 – корка кристаллов анальцима; 6 – обособления бонштедтита; 7 – мелкозернистый термонатрит с вростками троны; 8 – гнездо виллиомита; 9 – гнезда флюорита

Скопления виллиомита могут достигать огромных размеров (рис. 22.4, 22.5). Обычно это первые десятки сантиметров, иногда дециметры; встречаются даже размеры, достигающие до нескольких метров.



Рис. 22.4. Гнездо виллиомита 200 мм с калишпатом и пектолитом. Щелочной



Рис. 22.5. Гнездо виллиомита 70x50 мм. Щелочной пегматит, гора уксисвумчорр, Хибинский плутон

*пегматит, гора уксисвумчорр,
Хибинский плутон*

На рисунках 22.6, 22.7 показаны образцы виллиомита в сростании с натролитом. Поздние растворы и расплавы имеют высокую щелочность. Это не позволяет гидротироваться минералам.



Рис. 22.6. Виллиомит в сростании с натролитом. Коашива, Хибинский интрузив. Колл. А.П. Хомякова. Фото Н.Н. Жукова



Рис. 22.7. Виллиомит в сростании с натролитом. Коашива, Хибинский интрузив. Колл. А.П. Хомякова. Фото Н.Н. Жукова

Натрит

Химическая формула натрита: $Na_2[CO_3]$.

Натрит (рис. 22.8, 22.9) – содовый минерал, ультращелочное образование. Крупных промышленных скоплений не найдено.

pH флюида, из которого вырастает натрит больше 10 (возможно, близко к 12).



Рис. 22.8. Натрит с лучистым пектолитом, микроклином и ломоносовитом (тёмный сверху). Колл. А.П. Хомякова. Фото Н.Н. Жукова



Рис. 22.9. Натрит с лучистым пектолитом и ломоносовитом. Колл. А.П. Хомякова. Фото Н.Н. Жукова

Натросилит

Химическая формула натросилита: $Na_2[Si_2O_5]$.

Натросилит (рис. 22.10, 22.11) – силикат натрия, ультращелочной; по составу натросилит – это жидкое стекло. Если добавить в натросилит воду, натрий исчезнет и останется только кварц. Многие ассоциации высокощелочных минералов с кварцем порождены натросилитом.



Рис. 22.10. Спайные выколки натросилита. Гора Кедыкверпах, Ловозёрский интрузив



Рис. 22.11. Натросилит с виллиомитом. Пегматит Палитра. Гора Кедыкверпах, Ловозёрский интрузив

Натроксалат

Химическая формула натроксалата: $Na_2[C_2O_4]$.

Натроксалат (рис. 22.12) – оксалат натрия.

Уссингит

Химическая формула уссингита: $Na_2[(OH)/AlSi_3O_8]$.

В агрегатах уссингита встречаются сфалерит, микроклин, серандит (рис. 22.13).

Серандит – марганцевый аналог троктолита.



Рис. 22.12. Натроксалат. Гора Кукисвумчорр, Хибинский интрузив



Рис. 22.13. Уссингит со сфалеритом. Пегматиты Ловозёрского интрузива

Сфалерит

Химическая формула сфалерита: ZnS .

Для высоко агпаитовых магматитов характерно обилие минералов с цинком, прежде всего мало железистого сфалерита – клейофана.

Гентгельвин

Химическая формула гентгельвина: $(Zn, Mn, Fe)_8 [BeSiO_4]_6 S_2$.

Гентгельвин (рис. 22.14, 22.15) – цинкистый гельвин.



Рис. 22.14. Гентгельвин, Канада



Рис. 22.15. Гентгельвин на эгирине. 12 мм. Канада

Нарсарсукиит

Химическая формула нарсарсукиита: $Na_4(Ti, Zr, Fe^{3+})_2 [(O, F)_2/Si_8O_{20}]$.

Нарсарсукиит (рис. 22.16, 22.17) – щелочной оксид-силикат титана, циркония.



Рис. 22.16. Нарсарсукиит в уссингите.
Илмауссак,
Гренландия



Рис. 22.17. Нарсарсукиит. 30 мм. Монт-Сен-Хилер, Канада

Полилитионит

Химическая формула полилитионита (рис. 22.18, 22.19): $K Li_2 Al [(F, OH)_2/Si_4O_{10}]$.

Для высоко агпаитовых образований характерно наличие минералов, богатых литием – нештунита, полилитионита, тайниолита.

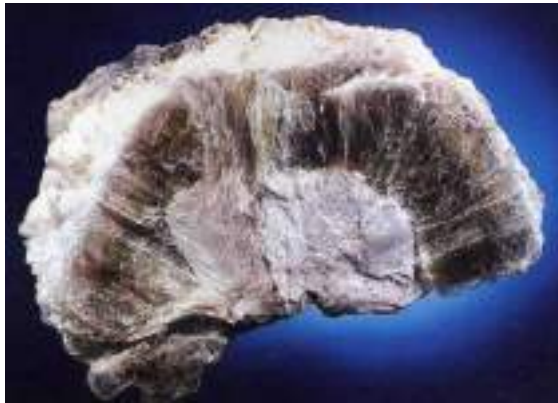


Рис. 22.18. Полилитионит. 70 мм.
Илимауссак, Гренландия



Рис. 22.19. Полилитионит. Илимауссак,
Гренландия

Тайниолит

Химическая формула тайниолита: $K Li Mg_2 [F_2 / Si_4O_{10}]$.

Тайниолит (рис. 22.20, 22.21) – берилло-силикат.



Рис. 22.20. Тайниолит. Гора Ленхен-
Нельм, Ловозёрский интрузив

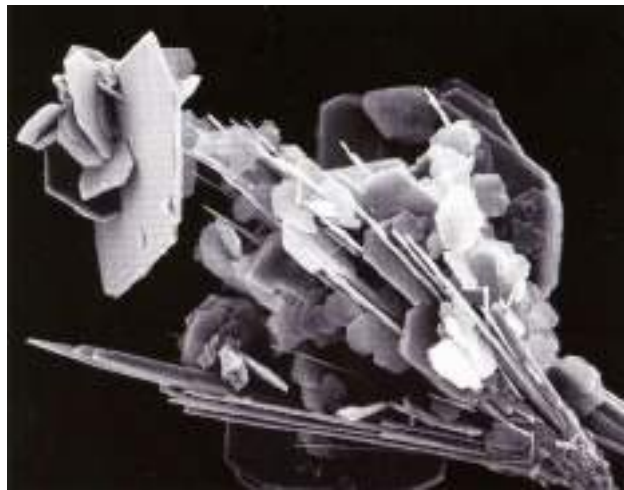


Рис. 22.21. Тайниолит. Пластины до 0.1 мм
на иглах эгирина. Langesundsford, Ларвик,
Норвегия. A.O. Larsen et al., 2010

Тугтупит

Химическая формула тугтупита: $Na_4 [(Cl,S)/BeAlSi_4O_{12}]$.

Для высоко агпаитовых образований характерно наличие щелочных бериллосиликатов – тугтупита, чкаловита, эпидидимита, звидидимита, мелинофана. Один из наиболее ярких их них – тугтупит (рис. 22.22, 22.23). Тугтупит ярко люминесцирует в ультрафиолетовом свете.



Рис. 22.22. Кванцфельд, Илимауссак,
Южная Гренландия



Рис. 22.23. Тугтунит (красный)
по контакту гнезда чкаловита в
уссингите. Пегматит Шкатулка,
Ловозёрский интрузив

Бехоит

Химическая формула бехоита: $Be[(OH)_2]$.

Бехоит – позднее образование, гидроксид бериллия (рис. 22.24, 22.25).



Рис. 22.24. Двойник прорастания 1 мм.
Tvedalen, интрузив Ларвик, грабен Осло,
Норвегия. A.O. Larsen et al., 2010



Рис. 22.25. Пластинчатое срастание 1.2
мм. Tvedalen, интрузив Ларвик, грабен
Осло, Норвегия. A.O. Larsen et al., 2010

Натрофосфат

Химическая формула натрофосфата: $Na_7[F/(PO_4)_2] \cdot 19(H_2O)$.

Натрофосфат (рис. 22.26, 22.27) может сформироваться только при высокой щелочности.

Ловозерит

Химическая формула ловозерита: $Na_2 Ca (Zr, Ti, Nb) [Si_6O_{12}(OH, O)_6] \cdot (H_2O)$.

Эвдиалит – минерал относительно мало устойчивый. Под действием поздне- и послемагматических флюидов легко замещается целой гаммой более низкотемпературных цирконосиликатов, прежде всего ловозеритом (в какортокитах Ловозера и в пегматитах Хибин), катаплеитом (в пегматитах Хибин) и иными.



*Рис. 22.26. Кристаллы
натрофосфата до 12 мм. Коашва.
Хибинский интрузив*



*Рис. 22.27. Натрофосфат. Юкспор. Хибинский
интрузив*

На примере исследования ловозерита А.П. Хомяков ввёл понятие о «трансформационных» минералах, поскольку ловозерит образуется только при замещении протоминерала – эвдиалита (рис. 22.28, 22.29).

Из ловозерита легче извлекается всё полезное, что содержал эвдиалит.



*Рис. 22.28. Ловозеритовые каёмки
замещения вокруг эвдиалита.
Расвумчорр, Хибинский интрузив. Колл.
Геол. ин-та КОЛФАН. Фото Н.Н.
Жукова и ЭМС*



*Рис. 22.29. Ловозеритовые каёмки
замещения вокруг эвдиалита. Расвумчорр,
Хибинский интрузив. Колл. Геол. ин-та
КОЛФАН. Фото Н.Н. Жукова и ЭМС*

Для структуры ловозерита характерны волластонитовые цепочки, сомкнувшиеся в кольца, но не в девятёрные (как в эвдиалите), а в шестёрные (рис. 22.30, 22.31).

Мурманит

Химическая формула мурманита: $Na_2(Ti, Nb)_2[O_2/Si_2O_7] \cdot m Na_3[PO_4] \cdot n (H_2O)$.

Благодаря наличию прослоев фосфата натрия, ломоносвит легко замещается фосфорсодержащим и далее без фосфорным мурманитом (сиренево-жемчужного цвета и до бесцветного). Мурманит – ещё один яркий пример трансформационного минерала, возникает только как продукт замещения протоминерала – ломоносвита. В

Ловозёрском массиве широко развиты мурманит -ловозеритовые нефелиновые сиениты (рис. 22.32, 22.33) (бывшие ломоносвит - эвдиалитовые какортокиты). Это редкометальные руды будущего, их запасы более 1 млрд. тонн, они содержат легко технологически извлекаемые около 5 % Zr, 0.5 % REE, 0.3 % Nb, 0.02 % Ta.



Рис. 22.30. Ловозеритовые каёмки замещения вокруг эвдиалита. Саамский рудник (слева) и Расвумчорр (справа), Хибинский интрузив. Колл. Геол. Ин-та КОЛФАН. Фото Н.Н. Жукова и Э.М. Спиридонова



Рис. 22.31. Ловозеритовые каёмки замещения вокруг эвдиалита. Саамский рудник (слева) и Расвумчорр (справа), Хибинский интрузив. Колл. Геол. Ин-та КОЛФАН. Фото Н.Н. Жукова и Э.М. Спиридонова



Рис. 22.32. Мурманит – ловозеритовые нефелиновые сиениты. 46x45 мм. Ловозёрский интрузив



Рис. 22.33. Мелкозернистые эвдиалитовые луявриты. Гора Флора, Ловозёрский интрузив

Шомиокит

Химическая формула шомиокита: $Na_3(Y,Dy)[CO_3]_3 \cdot 3(H_2O)$.

Шомиокит (рис. 22.34, 22.35) – продукт содового выщелачивания эвдиалита. Эвдиалит в отличие от многих минералов агпайтовых магматитов богат не церовыми лантанидами, а иттрием и иттровыми лантанидами.



Рис. 22.34. Шомиокит



Рис. 22.35. Пегматит, гора Аллуайв, Ловозёрский плутон

22.2. Послемагматические щелочные гидротермалиты

Продукты послемагматических высоко-среднетемпературных щелочных гидротермальных процессов: альбититы (рис. 22.36 – 22.41) и иные метасоматиты вдоль зон разломов среди нефелиновых сиенитов, ийолит – уртитов. Эти образования нередко содержат замечательного качества кристаллы и агрегаты астрофиллита, лопарита.



Рис. 22.36. Альбититы с эгирином. Хибины



Рис. 22.37. Альбититы с эгирином и нефелином. Хибины



Рис. 22.38. Альбититы с астрофиллитом. Эвеслогчорр, Хибины.



Рис. 22.39. Альбититы с астрофиллитом. Эвеслогчорр, Хибины.

Колл. Геол. ин-та КОЛФАН. Фото Н.Н.
Жукова



Рис. 22.40. Альбититы с астрофиллитом и эгирином. Хибины. Шлиф. При 1 николе.
Колл. А.Н. Лабунцова. Фото Э.М. Спиридонова

Колл. Геол. ин-та КОЛФАН. Фото Н.Н.
Жукова

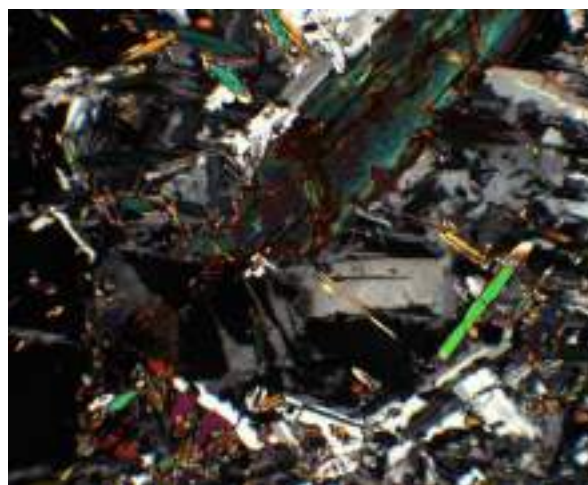


Рис. 22.41. Альбититы с астрофиллитом и эгирином. Хибины. Шлиф. Николи х. Колл. А.Н. Лабунцова. Фото Э.М. Спиридонова

Продукты послемагматических средне-низкотемпературных щелочных гидротермальных процессов в щелочных пегматитах

Образования нередко содержат замечательного качества кристаллы натролита (рис. 22.42, 22.43), пектолита, серандита. В тех случаях, когда эти сильно щелочные растворы с высоким содержанием кремнезёма, разбавляются, – за их счёт в ультра агпайтовых пегматитах и гидротермалитах выростали щётки кварца.



Рис. 22.42. Натролитовые жилы с пектолитом. Колл. Геол. Ин-та КОЛФАН. Фото Н.Н. Жукова

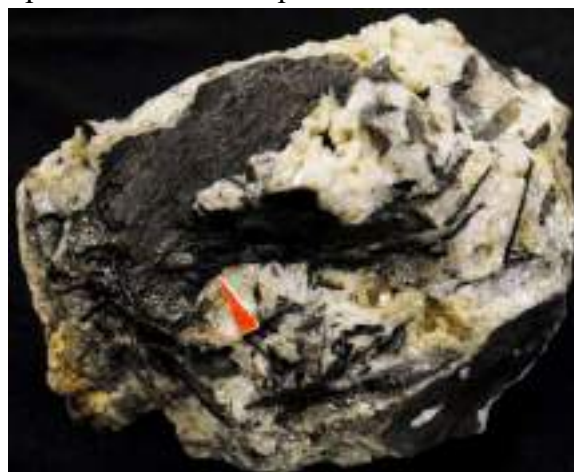


Рис. 22.43. Натролитовые жилы с серандитом (чёрный = выветрелый манганпектолит). Хибинский интрузив. Колл. Геол. Ин-та КОЛФАН. Фото Н.Н. Жукова

Лекция 23. Щелочные граниты и их пегматиты агпаитовые, ультраагпаитовые

23.1. Щелочные граниты и их пегматиты

Одна из особенностей щелочных гранитов – широкие вариации содержания кварца и темноцветных минералов. Довольно часто содержания кварца пониженные, а темноцветных повышенные, – переход к щелочным граносиенитам. Эти относительно распространённые типы щелочных гранитов называют – экериты.

Для щелочных гранитов характерен агпаитовый порядок кристаллизации – первые полевые шпаты и кварц, затем темноцветные минералы. По этой причине жильные граниты и частью пегматиты более меланократовые, чем материнские щелочные граниты. Геохимическими особенностями щелочных гранитов являются повышенные содержания фтора и заметно большие содержания иттрия и иттровых (тяжёлых) редкоземельных элементов в сравнении с иными щелочными породами.

Коэффициент агпаитности $Na+K/Al = 1 - 1.2$ отвечает обычным щелочным гранитам с цирконом-циртолитом, титаномagnetитом, апатитом, ортитом, ильменитом, флюоритом, богатым торием монацитом, эшинитом, бритолином, чевкинитом, давидитом, бастнезитом и синхизитом. Из амфиболов для них характерны гастингсит, катофорит и более поздний рибекит в ассоциации с эгирином; все амфиболы фтористые и титанистые, с заметными содержаниями лития, марганца и цинка. Слюды редки, по составу близки к *Ti* анниту – *Ti* лепидомелану.

Коэффициент агпаитности $Na+K/Al$ более 1.2 и до 4 отвечает ультра агпаитовым щелочным гранитам с щелочными титаносиликатами (астрофиллит), щелочными цирконосиликатами (эльпидит), щелочными бериллосиликатами, ниобиевым титанитом, монацитом, торитом и щелочными силикатами тория, иттрофлюоритом, иттросинхизитом, эшинитом, бритолином. Ранние амфиболы – катофорит, более поздние – рибекит и преобладающий арфведсонит, в том числе калиевый; все амфиболы фтористые и титанистые, обогащены *Li, Mn, Zr, Zn*. Типичны обогащённые марганцем и особенно цинком ильмениты – цинкисто-железистый пиррофанит до существенно цинкистого ильменита (экандрюссит), а также свинцовистый минерал группы кричтонита-сенаит.

В жильных гранитах и пегматитах, а также в кварцолитах, – к ним присоединяются полилитоинит, боросиликаты (редмержнерит), армстронгит, делиит, нептунит, разнообразные минералы бериллия (барилит, эвидимит, эпидидимит, миларит), ниобия, цезия, редкоземельных элементов, иттрия.

23.2. Щелочные граниты и их пегматиты агпаитовые

Рассмотрим типичные примеры. На схеме (рис. 23.1) показаны формы некоторых полевошпатовых двойников. На рисунке 23.2 – типичное срастание карлсбадских двойников. Таким кристаллы формируются в пустотах пегматитов.

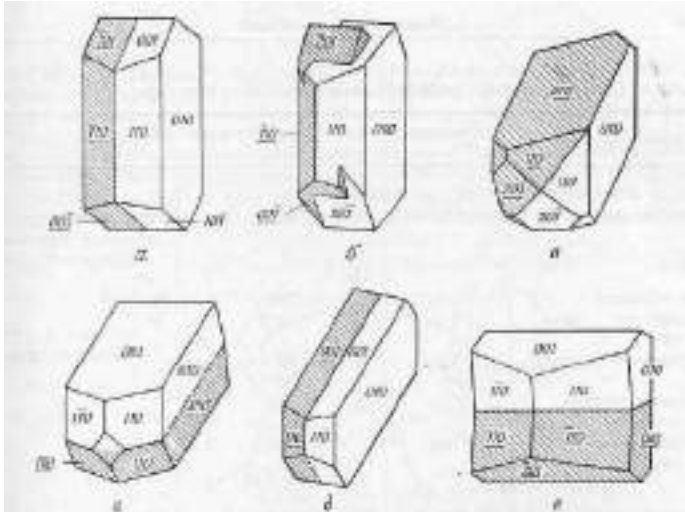


Рис. 23.1. Некоторые распространенные полевошпатовые двойники. а – карлсбадский контактный двойник; б – карлсбадский двойник прорастания; в – бавенский двойник; г – манебахский двойник; д – альбитовый двойник; е – периклиновый двойник



Рис. 23.2. Срастание карлсбадских двойников. Проспект-Маунтин, Колорадо, США

На рисунках 23.3 – 23.6 показаны типичные щелочные граниты. С появлением эгирина появляются щелочные амфиболы. Нередко встречаются гранофировые структуры темноцветных минералов.

Агпаитовые щелочные граниты – это комбинация титанистого эгирина и титанистого рибекита. При 1 николе рибекит – темный (рис. 23.11, 23.12)

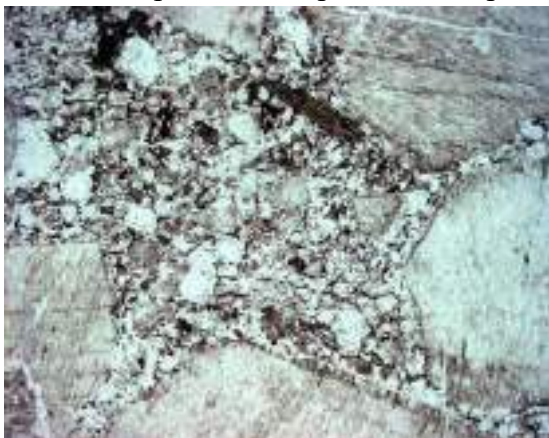


Рис. 23.3. Эгирин в щелочном граните. Ермаковский интрузив. Забайкалье. Шлиф. При 1 николе. Фото Э.М. Спиридонова

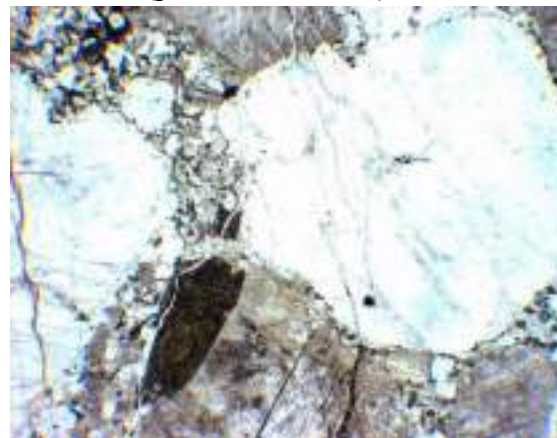


Рис. 23.4. Эгирин в щелочном граните. Ермаковский интрузив. Забайкалье. Шлиф. При 1 николе. Фото Э.М. Спиридонова



Рис. 23.5. Эгирин в щелочном граните.
Ермаковский интрузив. Забайкалье.
Шлиф. Николи х. Фото Э.М.
Спиридонова

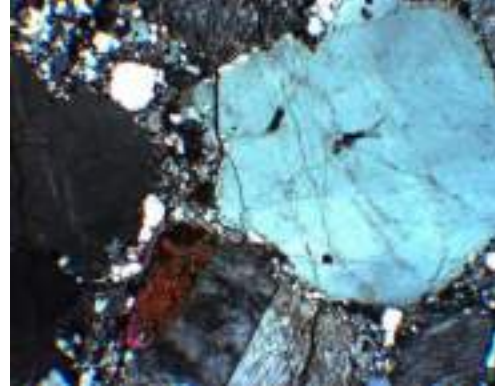


Рис. 23.6. Эгирин в щелочном граните.
Ермаковский интрузив. Забайкалье.
Шлиф. Николи х. Фото Э.М. Спиридонова

Рассмотрим эгирин-рибекитовые граниты интрузива (Чека, Южный Урал): в основном структуры графические, темноцветные распределены не равномерно (рис. 23.7, 23.8).

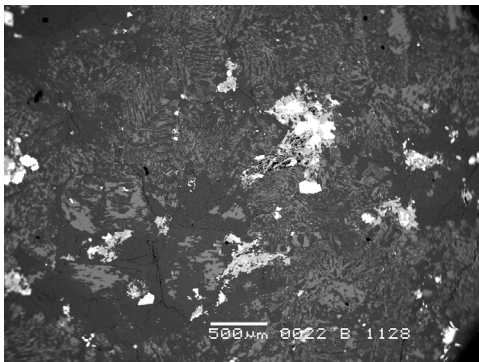


Рис. 23.7. Эгирин-рибекитовые граниты
интрузива Чека, Южный Урал. Колл.
А.В. Тевелева. Фото Э.М. Спиридонова

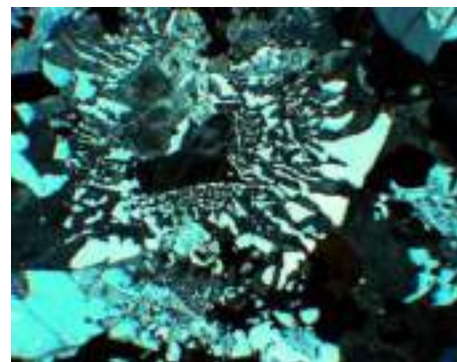


Рис. 23.8. Эгирин-рибекитовые граниты
интрузива Чека, Южный Урал. Шлиф,
николи х. Колл. А.В. Тевелева. Фото Э.М.
Спиридонова

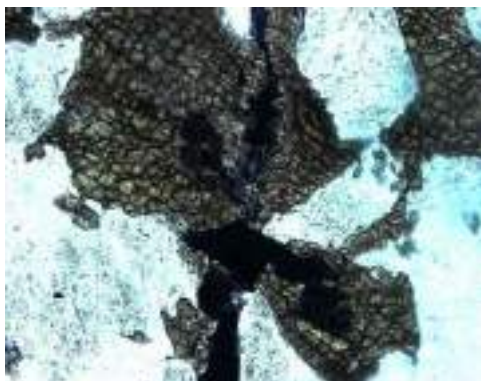


Рис. 23.9. Тi эгирин и Тi рибекит.
Щелочные граниты интрузива Чека,
Южный Урал. Шлиф. При 1 николе.

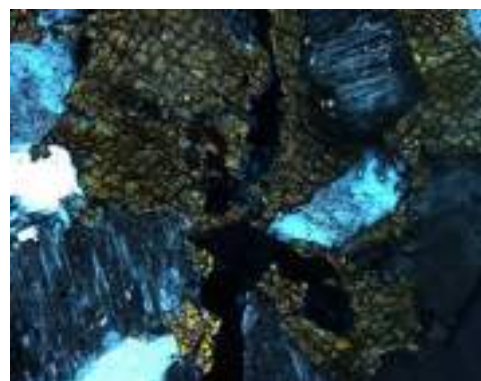
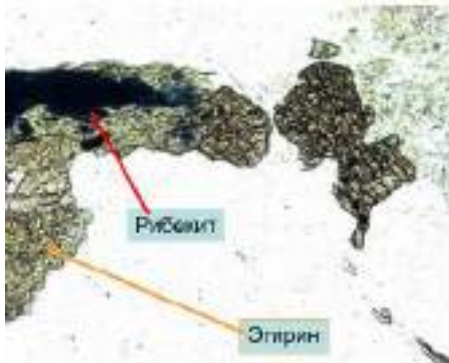


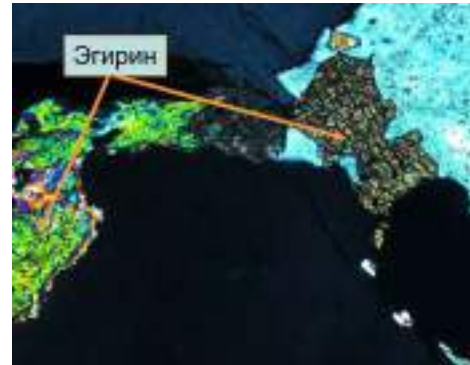
Рис. 23.10. Тi эгирин и Тi рибекит.
Щелочные граниты интрузива Чека,

*Освещение усилено. Колл. А.В. Тевелева.
Фото Э.М. Спиридонова*



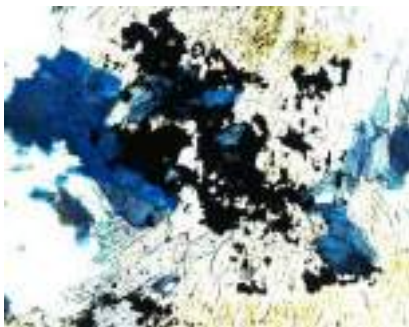
*Рис. 23.11. Эгирин и Тi рибекит.
Щелочные граниты интрузива Чека,
Южный Урал. Шлиф. При 1 николе.
Освещение усилено. Колл. А.В. Тевелева.
Фото Э.М. Спиридонова*

*Южный Урал. Шлиф, николи х. Колл.
А.В. Тевелева. Фото Э.М. Спиридонова*



*Рис. 23.12. Эгирин и Тi рибекит.
Щелочные граниты интрузива Чека,
Южный Урал. Шлиф, николи х. Колл. А.В.
Тевелева. Фото Э.М. Спиридонова*

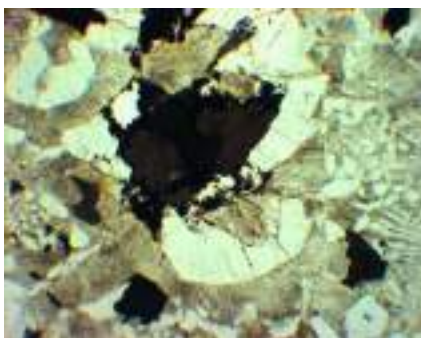
При более и наиболее интенсивном освещении хорошо видны истинные окраски и плеохроизм (рис. 23.13 – 23.17).



*Рис. 23.13. Тi рибекит. Шлиф, при 1
николе. Щелочные граниты интрузива
Чека. Южный Урал*



*Рис. 23.14. Тi рибекит. Шлиф, при 1
николе. Щелочные граниты интрузива
Чека. Южный Урал*

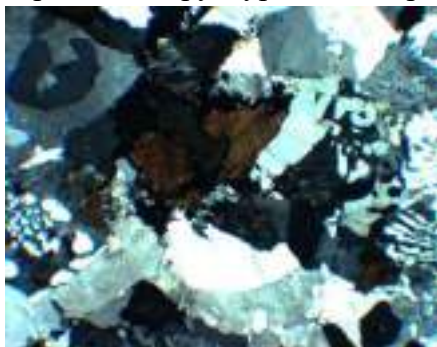


*Рис. 23.15. Тi рибекит. Шлиф, при 1
николе. Нормальное освещение.
Щелочные граниты интрузива Чека.
Южный Урал*

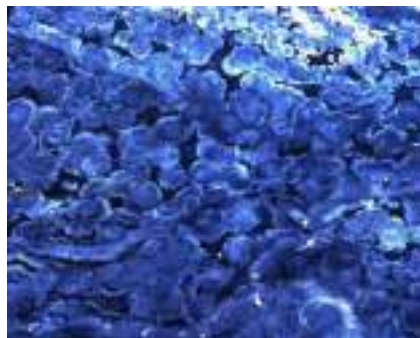


*Рис. 23.16. Тi рибекит. Шлиф, при 1
николе. Интенсивное освещение.
Щелочные граниты интрузива Чека.
Южный Урал*

На рисунке 23.18 показаны сферолитовые рибекитовые гранит-порфиры с микрозернистой структурой. Они пропитаны тончайшим рибекитом.



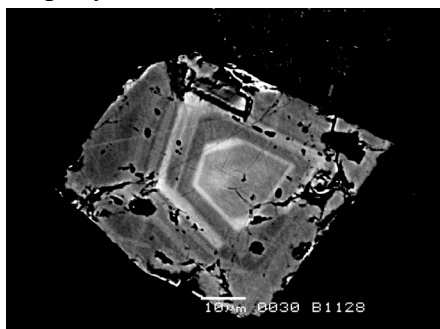
*Рис. 23.17. Ti рибекит. Шлиф, николи х.
Щелочные граниты интрузива Чека.
Южный Урал*



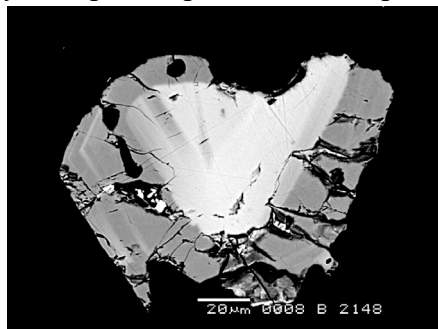
*Рис. 23.18. Тонкие срастания К-Na
полевого шпата, кварца и рибекита.
Маломощная дайка в щелочных гранитах
интрузива Чека. Южный Урал*

На рисунках 23.19, 23.20 показаны зональные кристаллы циркона, обогащенные ураном. В отраженных электронах он имеет ярко белый цвет.

На рисунках 23.21, 23.22 показаны друзы раух-кварца в срастании с эгирином.



*Рис. 23.19. Зональный кристалл циркона
– отдельные зоны обогащены ураном.
Южный Урал. Интрузив Чека. Граниты
богаты цирконом*



*Рис. 23.20. Зональный кристалл циркона –
ядро обогащено ураном. Южный Урал.
Интрузив Чека. Граниты богаты
цирконом*



*Рис. 23.21. Друза раух-кварц + эгирин +
ортоклаз. Mount Malosa, Малави,
Африка*



*Рис. 23.22. Раух-кварц и эгирин. Mount
Malosa, Малави, Африка*

На Кольском полуострове можно обнаружить удивительные образцы катофорита и арфведсонита (рис. 23.23, 23.24). Еще одни интересные образцы арфведсонита (Малави, Африка и Гренландия) показаны на рисунках 23.25, 23.26.

На рисунках 23.27, 23.28 показаны агрегаты циркона.



Рис. 23.23. Катофорит. Колл. Геол. ин-та КОЛФАН Фото Н.Н. Жукова



Рис. 23.24. Арфведсонит. 185 мм. Колл. Геол. ин-та КОЛФАН Фото Н.Н. Жукова



Рис. 23.25. Арфведсонит + ортоклаз + кварц + циркон. 52 мм. Mount Malosa, Малави, Африка



Рис. 23.26. Арфведсонит + ортоклаз + кварц + циркон. 58x56 мм. Mount Malosa, Малави, Африка



Рис. 23.27. 53 мм. Срастание кристаллов циркона, ортоклаза, эгирина



Рис. 23.28. Ксенотим (жёлтый) до 2 мм на кристаллах циркона длиной до 20 мм + эгирин.

Сенаит

Химическая формула сенаита: $Pb (Mn, Y, U) (Fe, Zn)_2 (Ti, Fe, Cr, V)_{18} O_{38}$.

Сенаит (рис. 23.29) – минерал, оксид на основе рутила. В рутиле часть титана замещено на трехвалентное железо, появляются дополнительные вакансии: далее появляются двухвалентное железо, цинк, марганец, свинец, натрий, калий, уран, торий, иттрий и т.д.

Бетафит

Химическая формула бетафита: $(Ca, Na, U, \overset{\cdot\cdot\cdot}{\text{S}}\text{Ce})_2 (Ti, Nb, Ta)_2 O_6 (OH)$.

Бетафит (рис. 23.30) – сложный оксид на основе титана.



Рис. 23.29. Сенаит. 30x25 мм.
Kubitschek, Diamantina, Минас-Жераис, Бразилия



Рис. 23.30. Бетафит. Дара-И-Пиоз, Алайский хребет, Таджикистан

Гадолинит

Химическая формула гадолинита: $(Y, Ce, La, Ca)_2 Be_2 Fe^{2+} [O/SiO_4]_2$.

Гадолинит (рис. 23.31, 23.32) – оксид, ортосиликат бериллия.



Рис. 23.31. Гадолинит. Гора Вюнцпахк, Западные Кейвы, Кольский полуостров. Колл. Геол. Ин-та КОЛФАН. Фото Н.Н. Жукова



Рис. 23.32. Гадолинит. Гора Вюнцпахк, Западные Кейвы, Кольский полуостров. Колл. Геол. Ин-та КОЛФАН. Фото Н.Н. Жукова

Миларит

Химическая формула миларита: $K_2 Ca_4 Al_2 Be_4 [Si_{12}O_{30}]_2$.

Миларит – щелочной силикат. На образце слева (рис. 23.33) – миларит вырос на дымчатый кварц, справа (рис. 23.34) – агрегат двух поколений. Кристаллы миларита часто путают с бериллом.



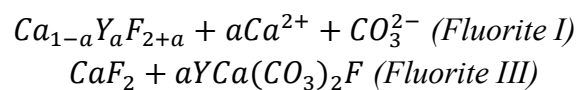
Рис. 23.33. Миларит. Mount Malosa, Малави, Африка



Рис. 23.34. Миларит. 20x15 мм. Jaquiraci, Минас-Жераус, Бразилия

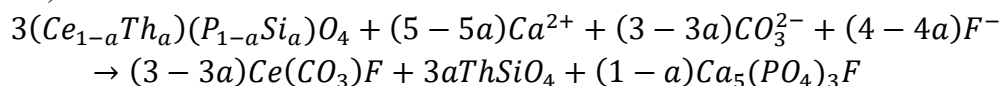
23.3. Щелочные граниты, их пегматиты, их кварцолиты ультра агпаитовые

Характерный акцессорный минерал – иттрофлюорит (*Fl-I*). При воздействии флюида, богатого углекислотой, замещается агрегатами синхизита и флюорита без *Y*. Реакция:



Взаимодействие иттрофлюорита в обычных растворах: происходит переход иттрия в синхизит (рис. 23.35). Иттриевый синхизит – характерный минерал щелочных гранитов.

Характерный акцессорный минерал богатый торием – монацит. При воздействии флюида, богатого углекислотой, замещается агрегатами бастнезита, апатита и торита (рис. 23.36).



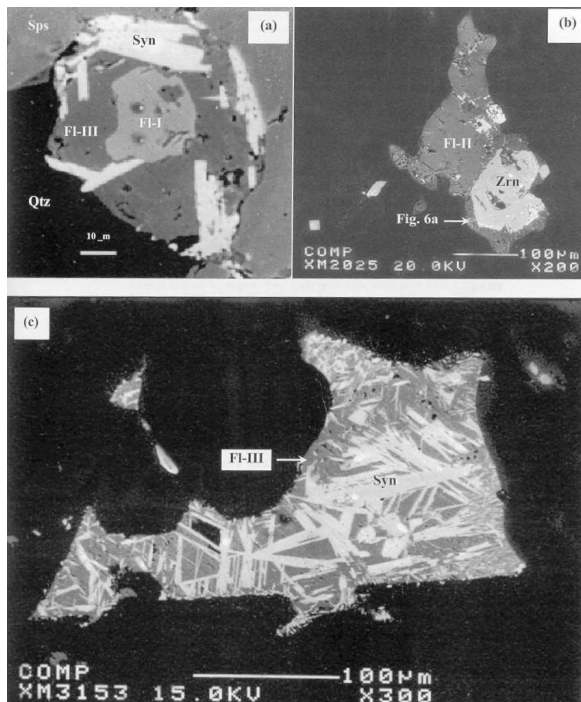


Рис. 23.35. Воздействие флюида на иттрофлюорит с последующим замещением агрегатами синхизита

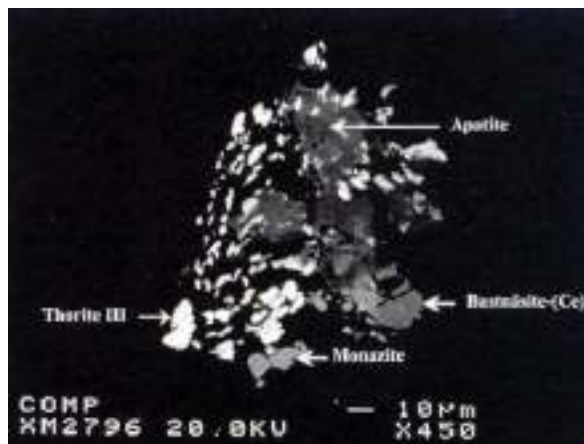


Рис. 23.36. Воздействие флюида на монацит с последующим замещением агрегатами бастнезита, апатита и торита

Армстронгит

Химическая формула армстронгита (рис. 23.37, 23.38): $(Ca, Na_2) Zr [Si_6O_{15}] \cdot 3(H_2O)$.

Минерал открыл Николай Васильевич Владыкин (СибГЕОХИ, Иркутск) во время работ советско-монгольских экспедиций. Минерал назван в честь первого землянина, ступившего на поверхность Луны, – астронавта Нила Армстронга.



Рис. 23.37. Армстронгит. Интрузив Хан-Богдо, Монголия



Рис. 23.38. Армстронгит. Интрузив Хан-Богдо, Монголия

Полилитионит

Химическая формула полилитионита (рис. 23.39, 23.40): $K Li_2 (Al, Fe^{3+}) [(F, OH)_2 / Si_4 O_{10}]$.



Рис. 23.39. Полилитионит. Дара-и-Пиоз, Таджикистан



Рис. 23.40. Полилитионит. Дара-и-Пиоз, Таджикистан

СТИЛЛВЕЛЛИТ

Химическая формула стиллвеллита (рис. 23.41, 23.42): $(Ce, La, Ca) B [O / Si O_4]$.



Рис. 23.41. Стиллвеллит. Дара-и-Пиоз, Алайский хребет, Таджикистан



Рис. 23.42. Стиллвеллит. Дара-и-Пиоз, Алайский хребет, Таджикистан

Лекция 24. Карбонатиты. Часть 1

Карбонатиты – продукты кристаллизации мантийных флюидонасыщенных карбонатных и силикатно-карбонатных расплавов. Это вулканические натрокарбонатиты (лавы, туфы, агломераты, вулканические брекчии), субвулканические и плутонические карбонатиты кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, кутнагоритовые, сидеритовые, бенстонитовые. Карбонатиты входят в состав преимущественно платформенных щелочных магматических комплексов от ультраосновных-щелочных, основных-щелочных, сиенитовых, нефелин-сиенитовых, кальсилит-сиенитовых, щёлко-гранитных, как правило, завершая их становление. Карбонатиты в этих магматических комплексах обычно наиболее молодые образования. Их доля в таких комплексах варьирует от долей % до полного преобладания. Состав карбонатитов, их тип щёлочности тесно сопряжены с составом и типом щёлочности данных магматических комплексов. Карбонатиты слагают штоко- и дайкообразные интрузивные тела, кольцевые и конические дайки, цемент интрузивных и вулканических брекчий. Совместно с телами иных щелочных магматитов карбонатиты нередко трассируют глубинные разломы, с которыми связано формирование мощных внутриконтинентальных рифтов (Восточно-Африканские, Рейнский грабен) (рис. 24.1), и те из глубинных разломов, с которыми связано формирование океанских бассейнов. Наиболее молодые третичные и современные карбонатиты развиты во внутриконтинентальных рифтовых зонах и по западному обрамлению Африканского континента на контакте с Атлантическим океаном (острова Зелёного мыса) (рис. 24.2).



Рис. 24.1. Плутоны ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов в центральной части рифтовой системы Восточной Африки



Рис. 24.2. Рифты Восточной Африки – области широкого развития мантийного щелочного магматизма

В меньшей степени карбонатиты характерны для щелочных магматических комплексов складчатых областей, где они часто сопровождают (завершают) формирование щелочно-гранитных и близкого состава магматических формаций.

С карбонатитами связаны гигантские рудные концентрации *Nb* (пироклор), *P* (апатит), а также *Fe*, *Zr*, *Ta*, *U*, *Cu*, *Pd*, *REE*, *Sr*, *Ba*. С карбонатитами сопряжены высокотемпературные щелочные метасоматиты, заместившие клинопироксениты, – камафориты с промышленными концентрациями *Fe* (магнетит), *Zr* (бадделеит), *P* (апатит), флогопита.

Температура эвтектик кальцитовых и доломит-кальцитовых карбонатитов 640 – 620⁰ С. Температура кристаллизации натрокарбонатитовых лав 540 – 490⁰ С. Они перенасыщены летучими – *CO₂*, *H₂O*, *NaOH*, *Na₂CO₃*, *HF*. Поэтому переход расплав → раствор плавный, почти незаметный. По этим причинам, для карбонатитов чрезвычайно характерны разнообразные явления перекристаллизации и замещений.

Щелочность карбонатитов варьирует в широких пределах, но никогда не опускается слишком низко. Даже в умеренно щелочных кальцитовых карбонатитах с порландитом *Ca(OH)₂* запрещенные минеральные ассоциации – плюмазитовые с корундом (рубином). Такие породы, описанные как карбонатиты на Урале, на самом деле являются обычными мраморами, т.е. метаморфическими образованиями.

С другой стороны, к карбонатитам нередко относят гидротермально-метасоматические образования (рис. 24.4), особенно охотно, когда они обогащены минералами лантанидов, и/или циркония, и/или ниобия, и/или стронция.

Плутонические карбонатиты, как и сиениты и нефелиновые сиениты, окружены ореолами фенитов высокотемпературных щелочных метасоматитов. Если суммировать щелочные компоненты, привнесенные в фениты с составом стандартных плутонических кальцитовых карбонатитов, то получится состав вулканических натрокарбонатитов (рис. 24.3).

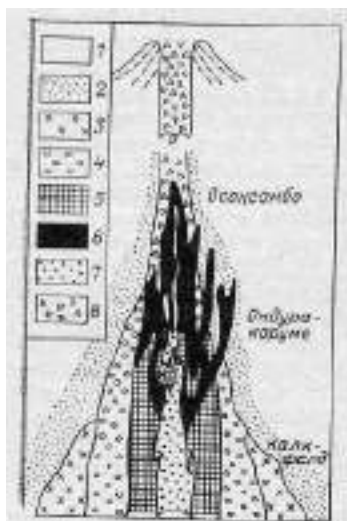


Рис. 24.3. Геологическая модель вертикальной зональности нефелино- и

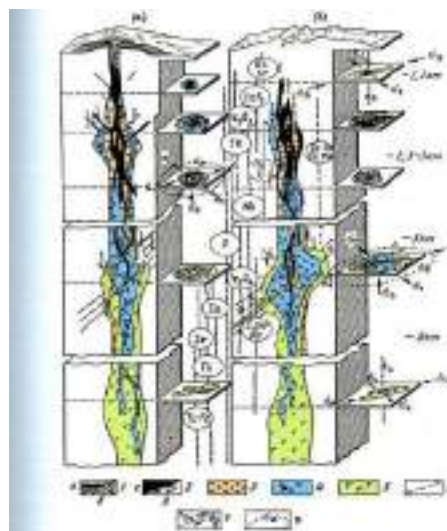


Рис. 24.4. Объемная идеализированная модель формирования структур

щелочносиенитовых с карбонатитами массивов Юго-Западной Африки. По Г. Мартину, М. Матиасу, Е. Симпсону: 1 – четвертичные отложения; 2 – фениты; 3 – сиениты; 4 – нефелиновые сиениты; 5, 6 – карбонатиты: 5 – кальцитовые, 6 – доломитовые; 7 – магнетитовые руды; 8 – вулканические брекчии

карбонатитовых рудных полей вулканического (а) и плутонического (б) типов и зональность в распределении полезных ископаемых: 1 – эффузивные и экструзивные образования (а – фонолиты, нефелиниты и др., б – туфобрекчии и агломераты); 2 – карбонатиты (а – штоки, б – жилы); 3 – сиениты нефелиновые и щелочные; 4 – породы серии якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртит; 5 – ультрамафиты (пироксениты, оливиниты); 6 – разрывные нарушения; 7 – направление осей: (а) максимального растяжения (σ_1), сжатия (σ_3); 8 – траектории осей промежуточных расстояний

24.1. Карбонатиты вулканические: натрокарбонатиты

Рассмотрим диаграмму равновесия щелочно-карбонатитовых, силикатно-карбонатных и силикатных расплавов (рис. 24.5). Их состав варьирует от кальцитового до натро-карбонатитового. В области двух жидкостей – силикатной и карбонатитовой – ближе к карбонатитовой будут силикатные карбонатиты, ближе к силикатной – кимберлиты и разнообразные щелочные породы с высоким содержанием магматического кальцита: кальцитовые оолиты, лампроиты, силикатные расплавы.

На рисунке 24.6 показаны натрокарбонатитовые туфы (вулкан Олдоиньи Ленгаи, Танзания). Во время извержения вулкана вытекает большое количество углекислого газа. При мощных карбонатитовых извержениях с сопровождением эмиссией углекислого газа происходит катастрофа: удушение всего живого. Достаточно 1 минуты, чтобы воздух в легких заместился CO_2 .

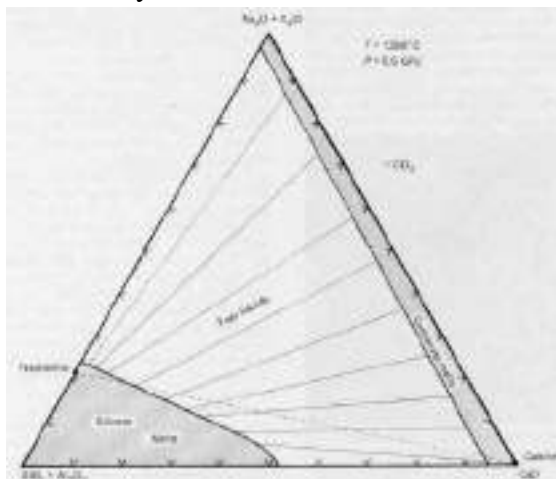


Рис. 24.5. Экспериментальная диаграмма равновесия щелочно-

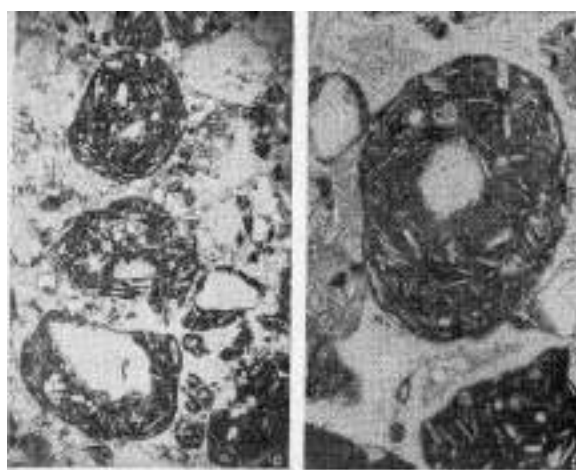


Рис. 24.6. Натрокарбонатитовые туфы. Шлифы при 1 никеле

*карбонатитовых, силикатно-
карбонатных, силикатных расплавов*

На рисунках 24.7, 24.8 показаны натрокарбонатитовые лавы. Основной минерал – ньеререит. На рисунках 24.9, 24.10 показаны дайки среди вулканических натрокарбонатитов.



Рис. 24.7. Натрокарбонатитовые лавы. Таблитчатые кристаллы – ньеререит $(Na,K)_2Ca[CO_3]_2$. Шлиф. При 1 николе

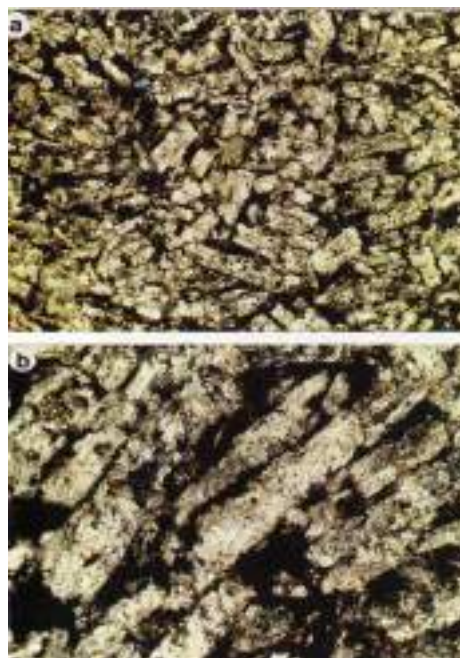


Рис. 24.8. Натрокарбонатитовые лавы. Таблитчатые кристаллы – ньеререит $(Na,K)_2Ca[CO_3]_2$. Шлиф. При 1 николе

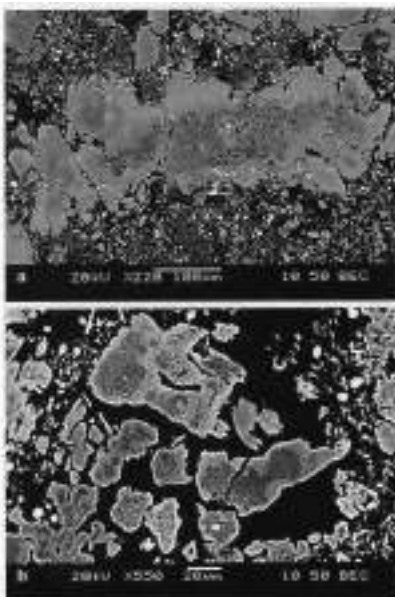


Рис. 24.9. Дайки среди вулканических натрокарбонатитов. Микровкрапленники – зональный

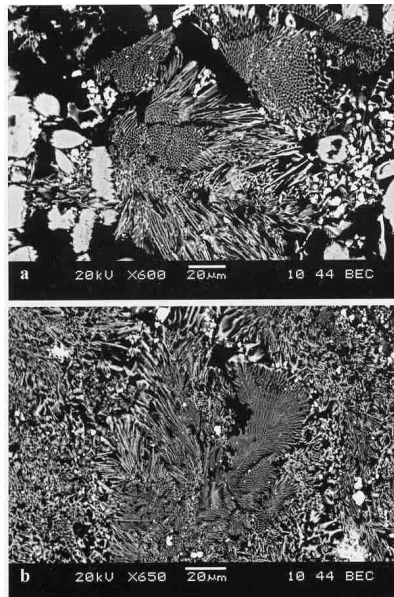


Рис. 24.10. Дайки среди вулканических

кальцит, внешние зоны обогащены стронцием и барием. Цементирующая масса – флюорит, фторанатит, титаномагнетит (белый), кальцит

натрокарбонатитов. Микровкрапленники – кальцит. Цементирующая масса – агрегаты флюорита (игольчатые кристаллы и метёлки из них), фторанатит, титаномагнетит (белый), кальцит

Для вулканических натрокарбонатитов также характерны разнообразные содовые минералы – нахколит $Na[HCO_3]$, а также кальсилит $K[AlSiO_4]$, магматический волластонит $Ca_3[Si_3O_9]$, низко кремнезёмистый ферри – циркониевый гранат – керимасит $Ca_3(Zr,Ti)_2[Fe^{3+}_2SiO_{12}]$, алюмоокерманит $(Ca,Na)_2(Al,Mg,Fe)_2[Si_2O_7]$, комбеит $Na_4Ca_4[Si_6O_{16}(OH)_2]$ – нейборит $NaMgF_3$, щелочные сульфиды железа, близкие к расвумиту KFe_2S_3 .

24.2. Карбонатиты плутонические

Карбонатиты кальцитовые ранние

За счёт «первозданных» расплавов вулканических натрокарбонатитов на плутоническом уровне становления формируются тела кальцитовых карбонатитов, окружённые мощными ореолами фенитов – ореолами выноса преобладающей части щелочных – содовых, поташевых и иных компонентов.

$L(CaO)$, $L(CaCO_3)$ и $L[Ca(OH)_2]$ отражают поверхности ликвидуса соответственно для первичных кристаллических фаз CaO , $CaCO_3$, $Ca(OH)_2$ (рис. 24.11). Четвертая поверхность ликвидуса, направленная почти вертикально вверх от линии AED , представляет собой геометрическое место точек жидкостей, способных сосуществовать с паром (рис. 24.12).

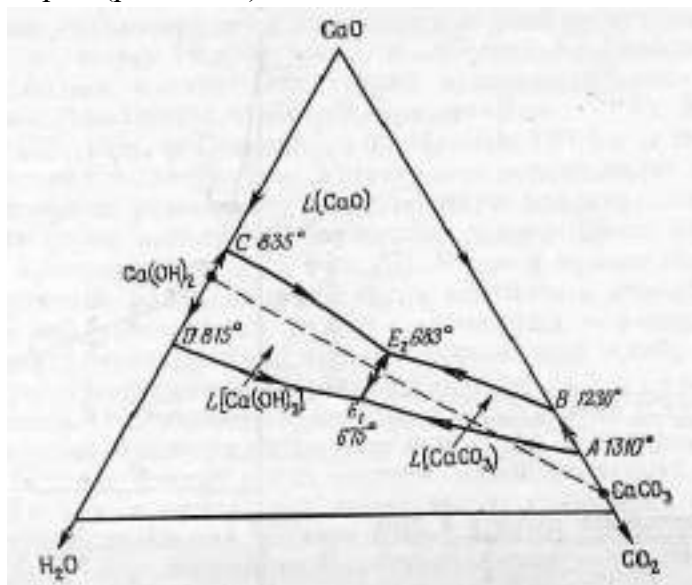


Рис. 24.11. Укрупненная и несколько искаженная диаграмма, показывающая линии ликвидуса на изобарической диаграмме равновесия системы $CaO - CO_2 - H_2O$ при 1000 бар.

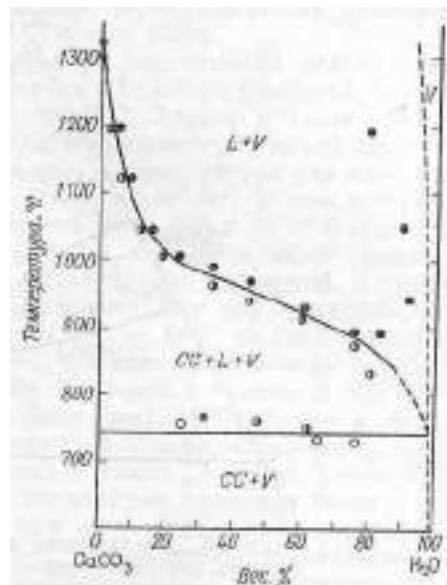


Рис. 24.12. Проекция на плоскость температура – состав (TX) диаграммы состояния системы $CaO - CO_2$

– H_2O в координатах P - T при 1000 бар давления. Составы сосуществующих жидкости и пара располагаются вне плоскости сечения. CC – твердый раствор; L – жидкость, V – пар

Таблица 24.1. Кальцитовые карбонатиты

	Главные минералы	Второстепенные минералы	Акцессорные минералы
Ранние	Кальцит	Форстерит Авгит-диопсид Флогопит I Апатит Магнетит	Zr – шорломит Дизаналит Кальциртит
	Кальцит	Форстерит Диопсид Флогопит II Апатит Магнетит Пирротин	Бадделеит
Поздние	Кальцит	Форстерит Диопсид Тетраферрифлогопит Клиногумит Апатит Магнетит Пирротин Ильменит Халькопирит	Гатчеттолит Пирохлор Цирклеит Бадделеит Циркон

Рассмотрим дайки карбонатитов в ийолитах (рис. 24.13 – 24.15): отчётливо проявлены флюидалльные текстуры – текстуры течения.

На рисунке 24.16 показан интрузив Вуориярви (Балтийский щит): ранние карбонатиты (зеленые), поздние карбонатиты (желтые). Аналогично на рисунке 24.17 показан интрузив центрального типа – Ковдор (Балтийский щит) и на рисунке 24.18 – интрузив Себлявр (балтийский щит). На рисунке 24.19 показана геологическая карта Центральной зоны и южной части массива Себлявр.



Рис. 24.13. Дайка карбонатитов в ийолитах. Ковдор, Балтийский щит. Колл. и фото А.В. Лапина



Рис. 24.14. Дайка карбонатитов в ийолитах. Ковдор, Балтийский щит. Колл. и фото А.В. Лапина



Рис. 24.15. Дайка карбонатитов в ийолитах. Ковдор, Балтийский щит. Колл. и фото А.В. Лапина

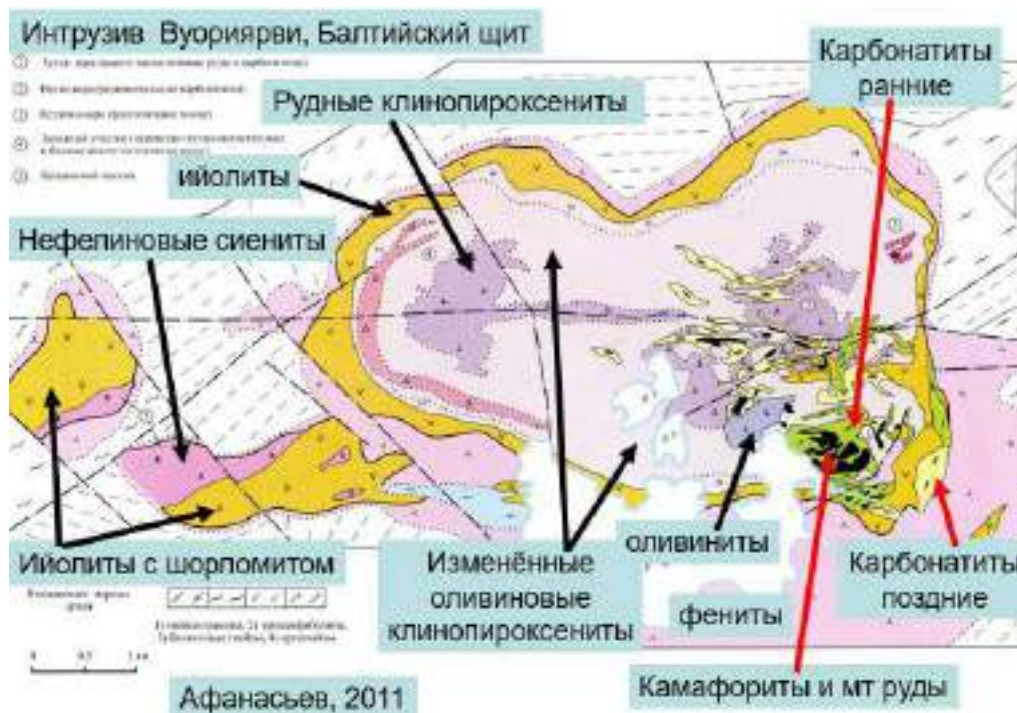


Рис. 24.16. Интрузив Вуориярви, Балтийский щит

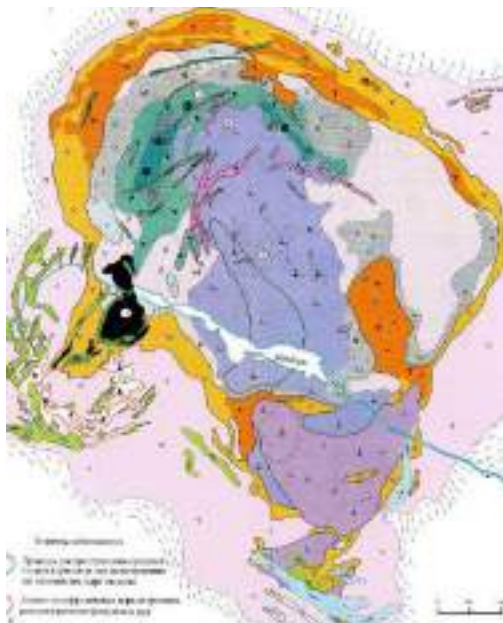


Рис. 24.17. Ковдорский интрузив,
Балтийский щит

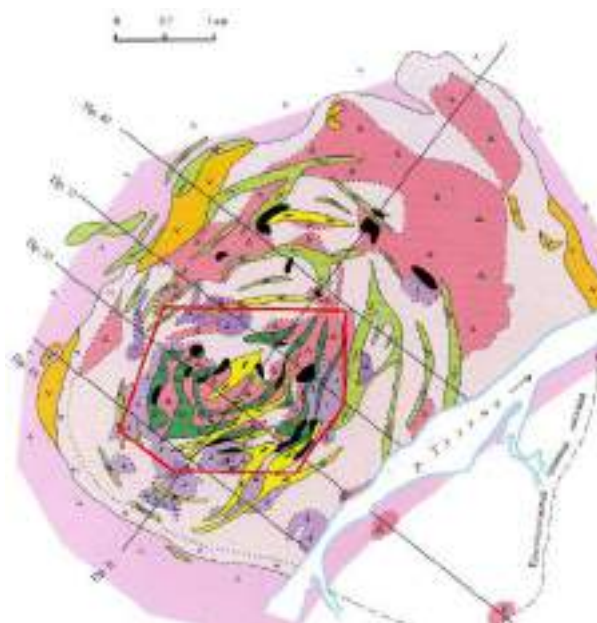


Рис. 24.18. Интрузив Себлявр,
Балтийский щит

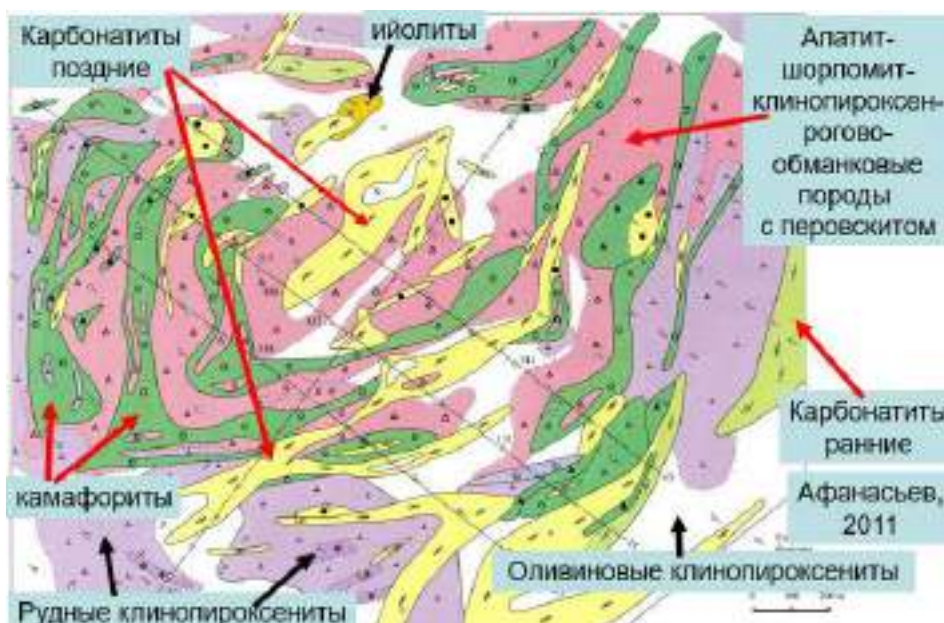


Рис. 24.19. Геологическая карта Центральной зоны и южной части массива
Себлявр

На рисунках 24.20, 24.21 показаны магматические кальцитовые текстуры течения.
На рисунках 24.22, 24.23 показаны контакты крупнокристаллических и мелкозернистых карбонатитов.



Рис. 24.20. Субпараллельное расположение микролитов карбоната в интрузивном карбонатите. Жила Куранах. Увел. 200, без анал.

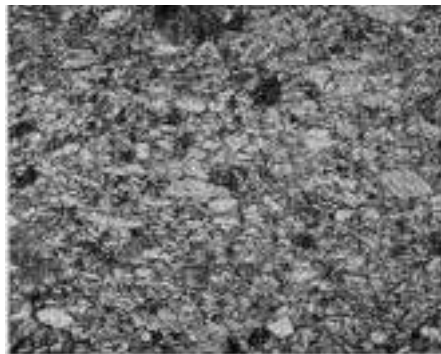


Рис. 24.21. Микролитовое строение основной массы карбонатитового цемента взрывной брекчии, состоящего из кальцита и флогопита. Прозрачный шлиф, увел. 17. Колл. и фото К.Н. Никишова



Рис. 24.22. Дайка мелкозернистых карбонатитов сечёт крупнозернистые карбонатиты. У контакта – зона закалки. Колл. А.В. Лапина. Фото Э.М. Спиридонова. Шлиф, николи х

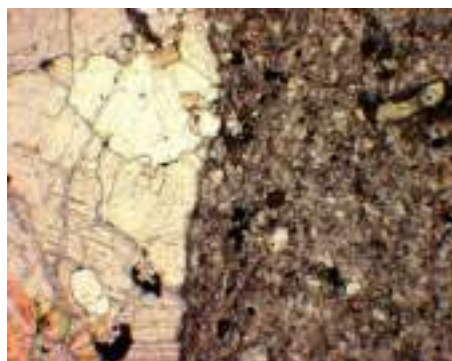


Рис. 24.23. Дайка мелкозернистых карбонатитов сечёт крупнозернистые карбонатиты. У контакта – зона закалки. Колл. А.В. Лапина. Фото Э.М. Спиридонова. Шлиф, при 1 николе

На рисунках 24.24, 24.25 показаны образцы пластинчатого кальцита.

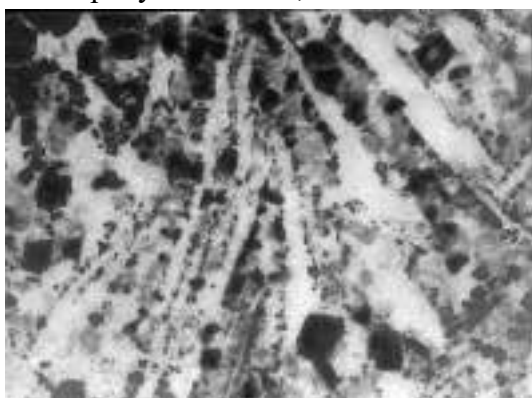


Рис. 24.24. 84x63 мм. Пластинки магматического кальцита, титаномагнетит, Флогопит, апатит



Рис. 24.25. Пластинчатый кальцит, титаномагнетит, эгирин-авгит, апатит, пироклор. Гулинский интрузив.

*Маймеча-Котуйский комплекс, Полярная
Сибирь*

Магматический кальцит карбонатитов обычно высокомагнезиальный. При отжиге превращается в структуры распада: матрица – кальцит, тельца распада – ламелли: доломит. Далее пластины начинают перекристаллизовываться (рис. 24.22, 24.23) и превращаются в мраморовидные породы. Химический состав остается тем же, а структура изменяется.



*Рис. 24.22. Интрузив Аллакурти, северная Карелия. Колл. В.Н. Аполлонова.
Фото Э.М. Спиридонова*



*Рис. 24.23. Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Колл. В.Н. Аполлонова.
Фото Э.М. Спиридонова*

На рисунках 24.24, 24.25 показан обильный эгирин-авгит.



*Рис. 24.24. Обильный эгирин-авгит.
Интрузив Вуориярви, Балтийский щит.
Шлиф. При 1 никеле*



*Рис. 24.25. Обильный эгирин-авгит.
Интрузив Вуориярви, Балтийский щит.
Шлиф. Никели x*

В ранних карбонатитах содержится большое количество клинопироксена (рис. 24.26, 24.27).

На рисунках 24.28, 24.29 показаны образцы вкрапленники-флогопита. Иногда они достигают размера с человеческий кулак.

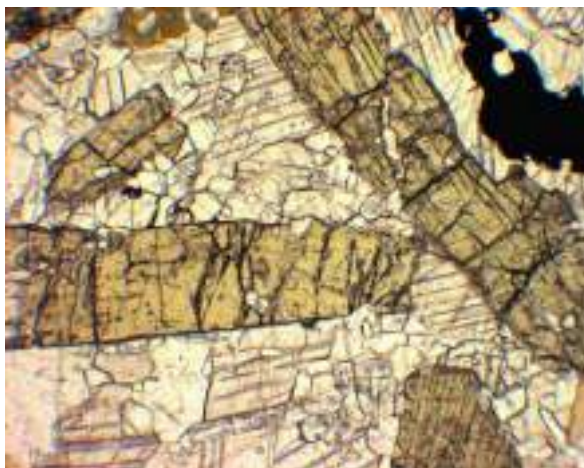


Рис. 24.26. Обильный эгирин-авгит.
Интрузив Вуориярви, Балтийский щит.
Шлиф. При 1 николе

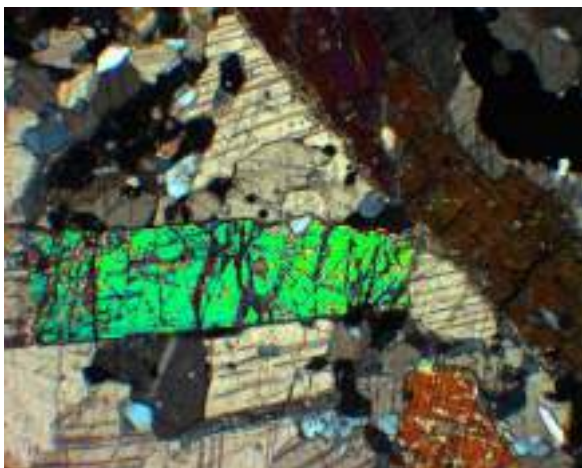


Рис. 24.27. Обильный эгирин-авгит.
Интрузив Вуориярви, Балтийский щит.
Шлиф. Николи x



Рис. 24.28. Крупные вкрапленники флогопита
в меланократовых карбонатах. Пироклор.
Вишнёвые Горы, Средний Урал



Рис. 24.29. Крупные вкрапленники
флогопита в меланократовых
карбонатах. Пироклор. Вишнёвые
Горы, Средний Урал

Пироклор

Главный рудный минерал карбонатитов – пироклор, основной источник ниобия, без которого не возможно создание особо жаропрочных сплавов.

Пироклор – минерал группы пироклора, в его составе преобладает ниобий (в микролите преобладает тантал, в бетафите преобладает титан).

Основные разновидности пироклора – собственно пироклор, относительно бедный танталом и ураном; обогащённые танталом и ураном – уранпироклор и гатчеттолит (особо ценен, поскольку тантал крайне дорогой металл); иттропироклор. Все они кубические:

- Пироклор $(Na, K)(Ca, Sr, REE, U) (Nb, Ti, Ta, Zr)_2 O_6 (F, OH, O)$
- Уранпироклор $(U, Ca, Ce, \square)_2 (Nb, Ta)_2 O_6 (F, OH, O)$
(гатчеттолит)

- Церпироклор $(Ce, Na, Ca, U, \square)_2 (Nb, Ta, Ti)_2 O_6 (OH, O)$
На карте (рис. 24.30) показано месторождение Белая зима, богатое пирохлором.



Рис. 24.30. Прогнозная карта Белозиминского рудного поля (составил А.А. Фролов)

В прошлом, пирохлор Вишневых гор был главным источником ниобия (рис. 24.31, 24.32).



Рис. 24.31. Пирохлор до 10 мм. Вишнёвые горы, Средний Урал



Рис. 24.32. Пирохлор до 10 мм. Вишнёвые горы, Средний Урал

На рисунках 24.33 – 24.36 показаны скелетные кристаллы пироклора. Пироклор образует зональные кристаллы.



Рис. 24.33. Турий мыс. Зональный скелетный кристалл пироклора. Ассоциация – кальцит, флогопит и эгирин-диопсид. Шлиф, при 1 николе

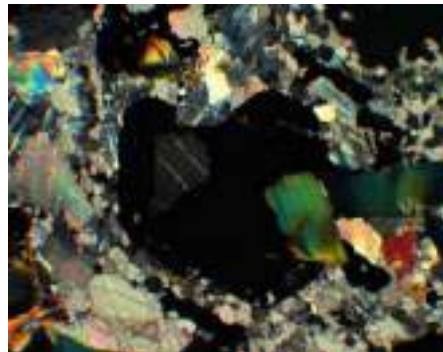


Рис. 24.34. Турий мыс. Зональный скелетный кристалл пироклора. Ассоциация – кальцит, флогопит и эгирин-диопсид. Шлиф, николи x

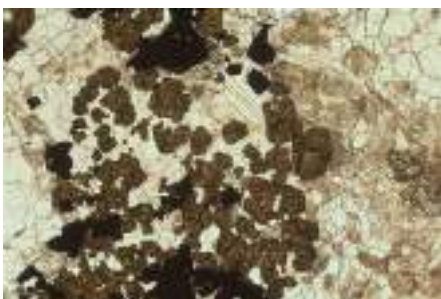


Рис. 24.35. Гнездо пироклора и апатита. Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе

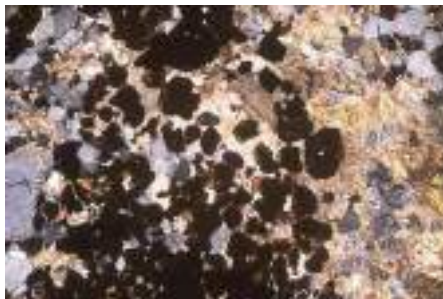


Рис. 24.36. Гнездо пироклора и апатита. Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Шлиф, николи x

Перовскит

Химическая формула перовскита: $(Ca, REE, Sr, Fe, Na)(Ti, Nb)O_3$.

В перовските – несколько систем двойников полиморфного перехода кубический → тетрагональный (рис. 24.37, 24.38).

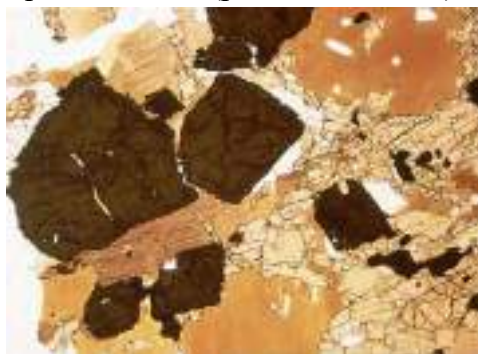


Рис. 24.37. Перовскит. Вуориярви. Шлиф, при 1 николе

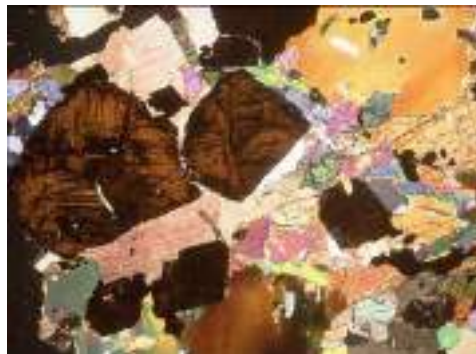


Рис. 24.38. Перовскит. Вуориярви. Шлиф, николи x

Гранаты. Zr-шорломит-керимасит

Химическая формула: $Ca_3(Ti,Zr)_2[Fe^{3+}_2SiO_{12}] - Ca_3(Zr,Ti)_2[Fe^{3+}_2SiO_{12}]$.

На рисунках 24.39 – 24.42 показаны образцы шорломита-керимасита в шлифах.

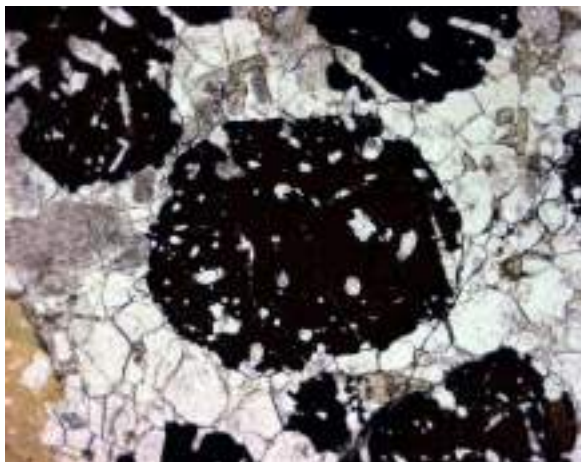


Рис. 24.39. Zr-шорломит-керимасит.
Освещение обычное. Шлиф, при 1 николе

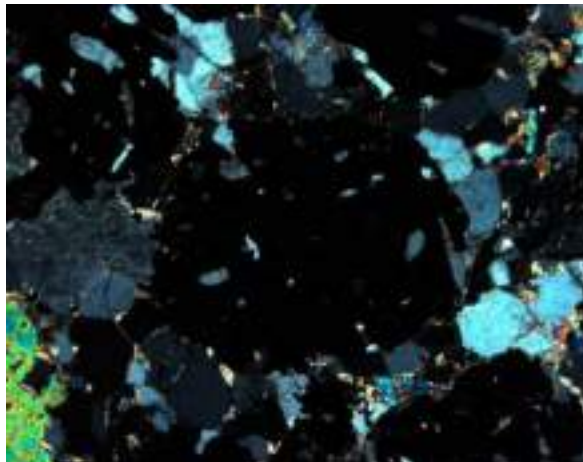


Рис. 24.40. Zr-шорломит-керимасит.
Шлиф, николи x

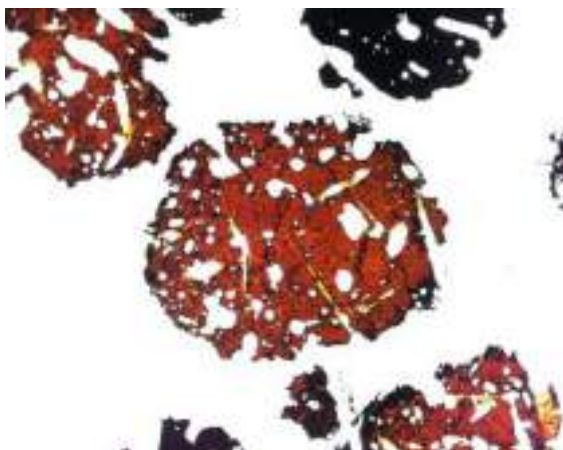


Рис. 24.41. Zr-шорломит-керимасит.
Освещение интенсивное. Шлиф, при 1
николе

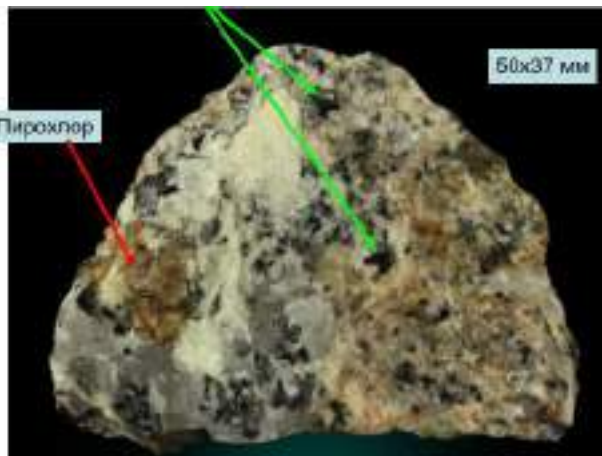


Рис. 24.42. Гранаты. Кимцеит. Kimzey
Calcite quarry, Magnet Cov, Арканзас, США

Лекция 25. Карбонатиты. Часть 2

Существуют следующие виды плутонических карбонатитов: кальцитовые поздние, доломитовые, анкеритовые, кутнагоритовые, сидеритовые, бенстонитовые.

25.1. Карбонатиты кальцитовые поздние

Одной из особенностей поздних кальцитовых карбонатитов является повышенная фтористость и повышенный окислительный потенциал. Для них характерен красный тетраферрифторфлогопит. Кроме того, для кальцитовых карбонатов характерно, что в значительной степени вместо форстерита присутствуют минералы группы клиногумита, много сульфидов, ильменита, баддалеита, циркона. В конце нарастает активность кремнезема.

Тетраферрифторфлогопит

Химическая формула: $K(Mg, Fe^{2+})_3[Fe^{3+}, Al]Si_3O_{10}(F, OH)_2$.

На фотографии (рис. 25.1) представлен типичнейший минерал – тетраферрифторфлогопит. Трехвалентное железо присутствует в тетраэдрах. Схема плеохроизма изменена.

На фотографии (рис. 25.2) показан распад кальцитов кальцитовых карбонатитов. Распад кальцита происходит в две стадии по схеме: кальцит I → кальцит II (матрица) + Sr-Ba-Ca-карбонат (белое) (нижняя часть снимка); кальцит II → кальцит III + стронцианит.



Рис. 25.1. Тетраферрифторфлогопит. Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Колл. и фото Э.М. Спиридонова



Рис. 25.2. Распад кальцитов кальцитовых карбонатитов. Двухступенчатый распад кальцита по схеме: кальцит I → кальцит II (матрица) + Sr-Ba-Ca-карбонат (белое) (нижняя часть снимка); кальцит II → кальцит III + стронцианит (верхняя часть снимка)

На фотографиях (рис. 25.3, 25.4) показаны вкрапленники фторапатита и фторфлогопита в карбонатах с тетраферрифторфлогипитом (Интрузив Вуориярви, Балтийский щит).

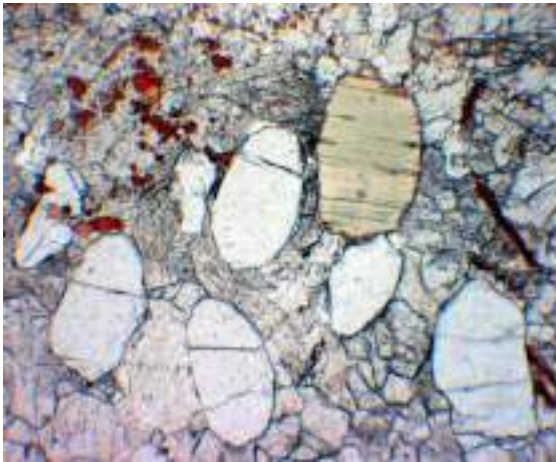


Рис. 25.3. Вкрапленники фторапатита и фторфлогопита в карбонатах с тетраферрифторфлогипитом. Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

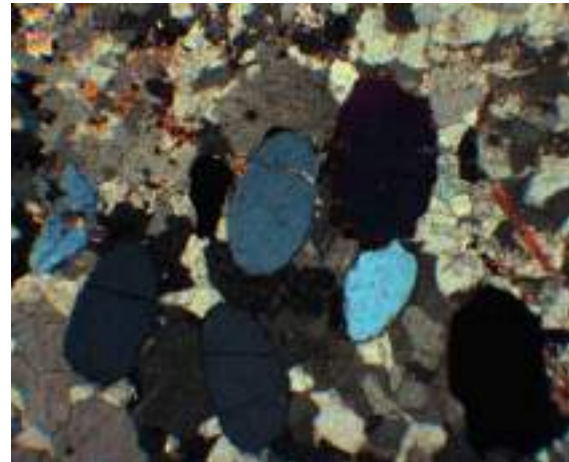


Рис. 25.4. Вкрапленники фторапатита и фторфлогопита в карбонатах с тетраферрифторфлогипитом. Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Шлиф, николи х. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

У флогопита и феррифлогопита различные окраски и схемы плеохроизма. На рисунках 25.5 – 25.10 показаны две генерации флогопита: ранний – зеленый, поздний – красный. Щелочность и окислительный потенциал в процессе формирования нарастали. Тетраферрифторфлогипит обычно резкозональный. На рисунках 25.11, 25.12 скопления тетраферрифлогопита – более однородные, пироксеноиды тесно ассоциируют с тетраферрифторфлогипитом.



Рис. 25.5. Зональный фторфлогопит – тетраферрифторфлогипит, ильменит, фторапатит. Интрузив Ковдорский, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

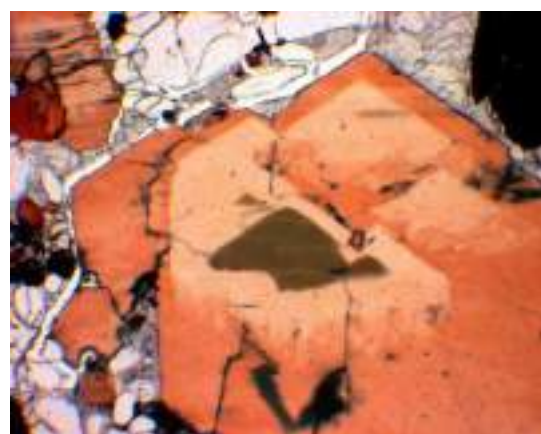


Рис. 25.6. Зональный фторфлогопит – тетраферрифторфлогипит, ильменит, фторапатит. Интрузив Ковдорский, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Колл. и фото Э.М. Спиридонова



Рис. 25.7. Зональный флогопит – тетраферрифлогопит, ильменит, фторапатит. Интрузив Ковдорский, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Колл. и фото Э.М. Спиридонов

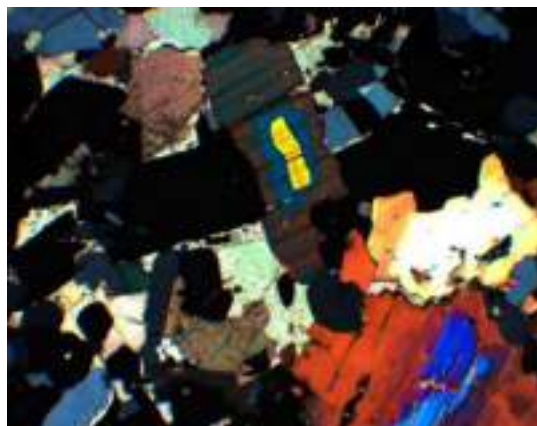


Рис. 25.8. Зональный флогопит – тетраферрифлогопит, ильменит, фторапатит. Интрузив Ковдорский, Балтийский щит. Шлиф, николи x. Колл. и фото Э.М. Спиридонов

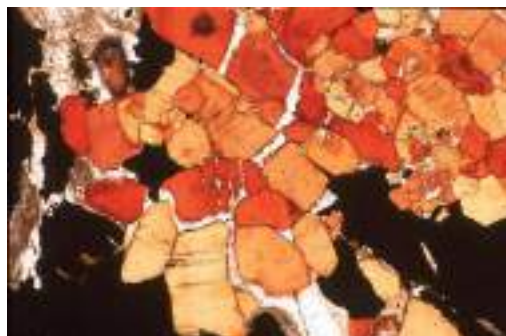


Рис. 25.9. Скопления тетраферрифторфлогопита. Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

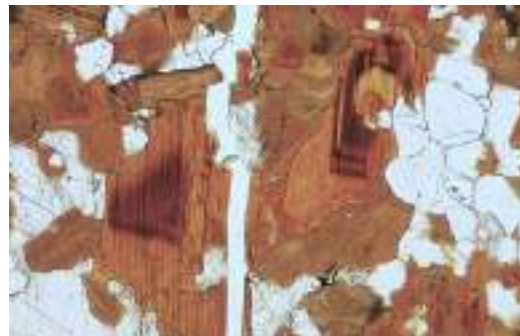


Рис. 25.10. Скопления тетраферрифторфлогопита. Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

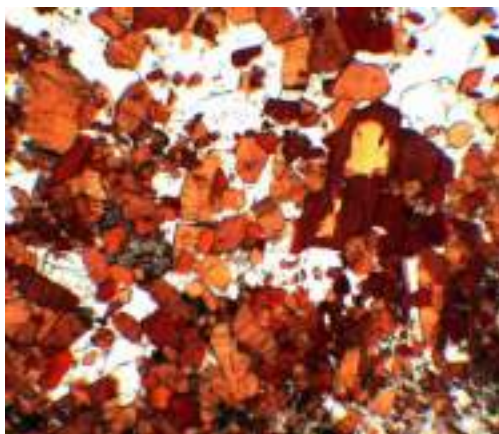


Рис. 25.11. Скопления тетраферрифлогопита. Интрузив

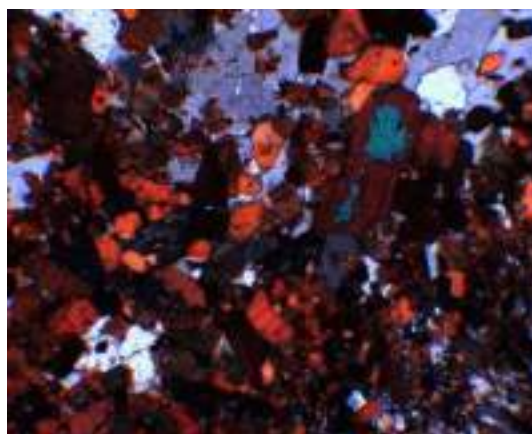


Рис. 25.12. Скопления тетраферрифлогопита. Интрузив

Ковдорский. Шлиф, при 1 николе. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

Ковдорский. Шлиф, николи х. Колл. и фото Э.М. Спиридонова

Клиногумит

Химическая формула: $4 Mg_2[SiO_4] \cdot 1(Mg,Fe,Ti)(F,OH)_2$.

Благодаря высокой активности фтора, данные карбонатиты вместо форстерита содержат минералы группы гумита. Для клиногумита крайне характерны полисинтетические двойники (рис. 25.13 – 25.18).

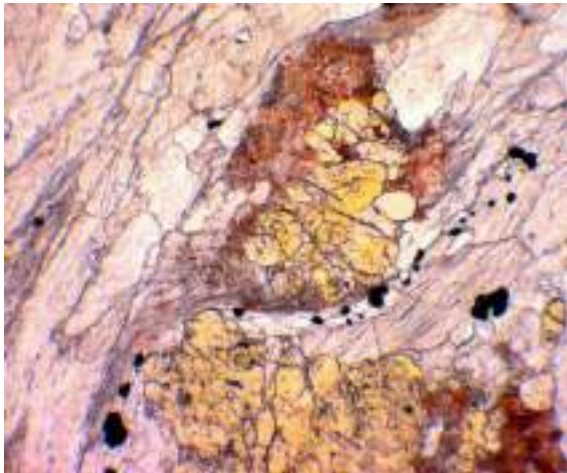


Рис. 25.13. Клиногумит. Полисинтетические двойники. Шлиф, при 1 николе. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

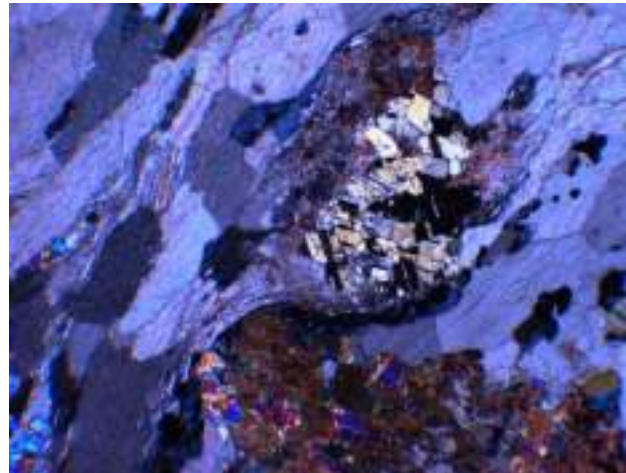


Рис. 25.14. Клиногумит. Полисинтетические двойники. Шлиф, николи х. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

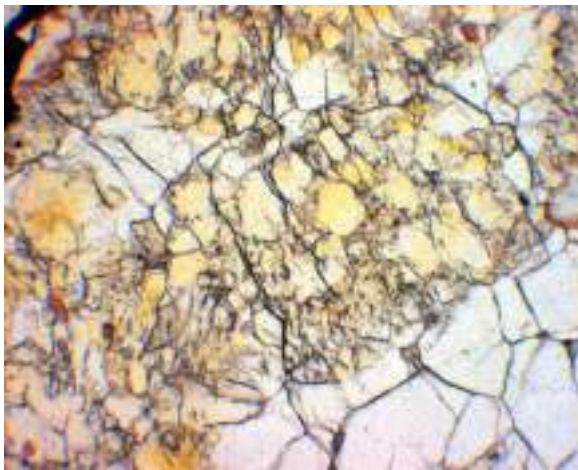


Рис. 25.15. Клиногумит. Полисинтетические двойники. Шлиф, при 1 николе. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

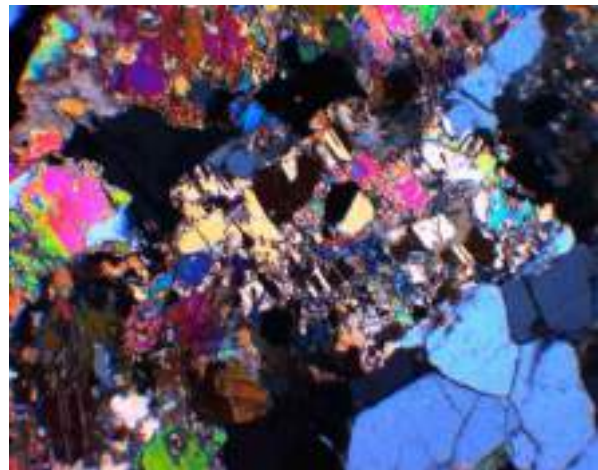


Рис. 25.16. Клиногумит. Полисинтетические двойники. Шлиф, николи х. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

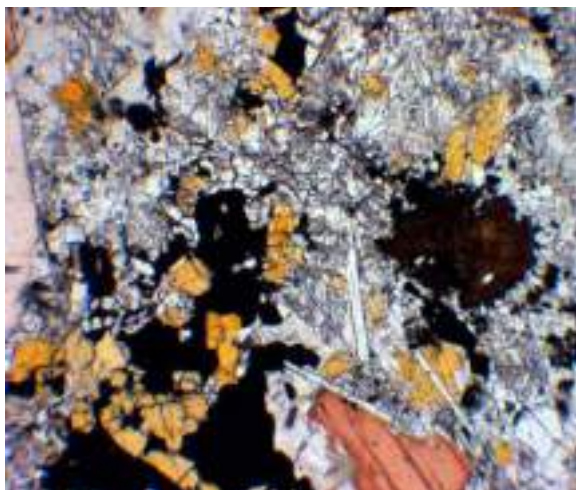


Рис. 25.17. Титанистый клиногуимит, фторрихтерит, феррифторфлогопит, U-Ta пирохлор (гатчеттолит). Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

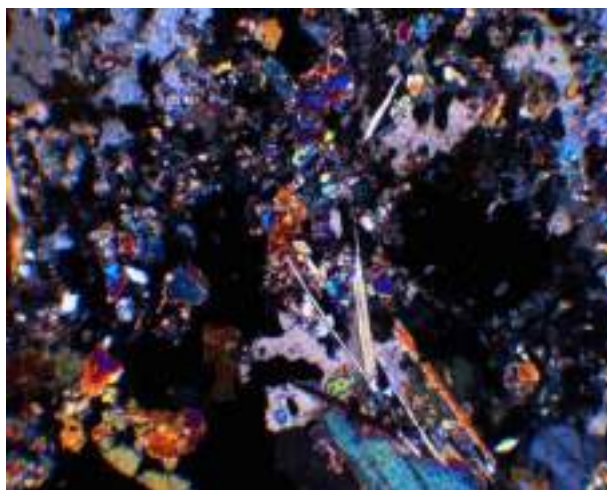


Рис. 25.18. Титанистый клиногуимит, фторрихтерит, феррифторфлогопит, U-Ta пирохлор (гатчеттолит). Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Шлиф, николи х. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

Хондродит

Химическая формула хондродита: $2 Mg_2[SiO_4] \cdot 1 (Mg, Fe, Ti)(F, OH)_2$.

На фотографиях ниже (рис. 25.19, 25.20) показан сдвойникованный титанистый хондродит в шлифе.

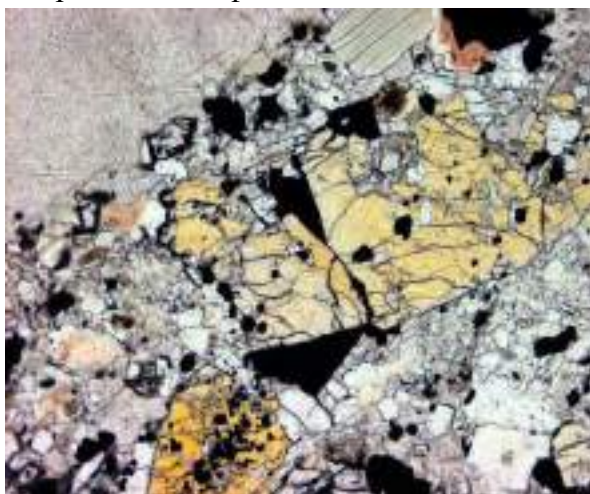


Рис. 25.19. Титанистый хондродит сдвойникованный. Интрузив Арбарастах, Восточно-Сибирская платформа. Шлиф, при 1 николе. Коллекция Л.С. Бородина, фото Э.М. Спиридонова

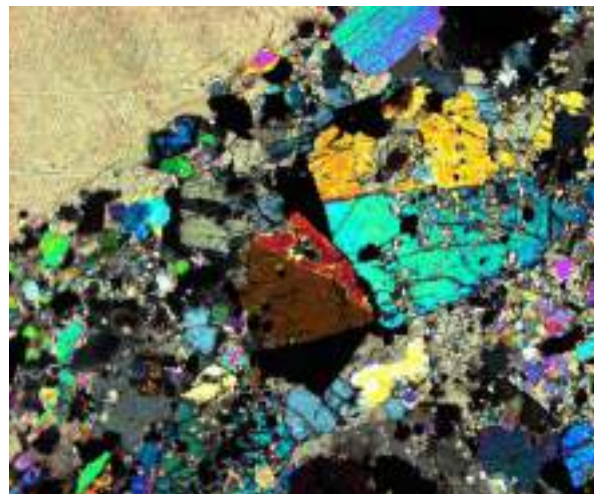


Рис. 25.20. Титанистый хондродит сдвойникованный. Интрузив Арбарастах, Восточно-Сибирская платформа. Шлиф, николи х. Коллекция Л.С. Бородина, фото Э.М. Спиридонова

Фторрихтерит

Химическая формула: $(Na, K)NaCaMg_5[F_2/Si_8O_{22}]$.

Характерные минералы данных карбонатитов – щелочные амфиболы.

На фотографиях ниже (рис. 25.21, 25.22) показаны образцы фторрихтерита с тетраферрифлогопитом.



Рис. 25.21. Фторрихтерит с тетраферрифлогопитом. Татарский интрузив, Енисейский кряж. Колл. А.В. Лапина, фото М.С. Алфёровой



Рис. 25.22. Фторрихтерит с тетраферрифлогопитом. Татарский интрузив, Енисейский кряж. Колл. А.В. Лапина, фото М.С. Алфёровой

Ниже приведены диаграммы вариации состава ильменита (рис. 25.23, 25.24). В прозрачных областях находятся ламелли распада в титанмагнезиоферрите.

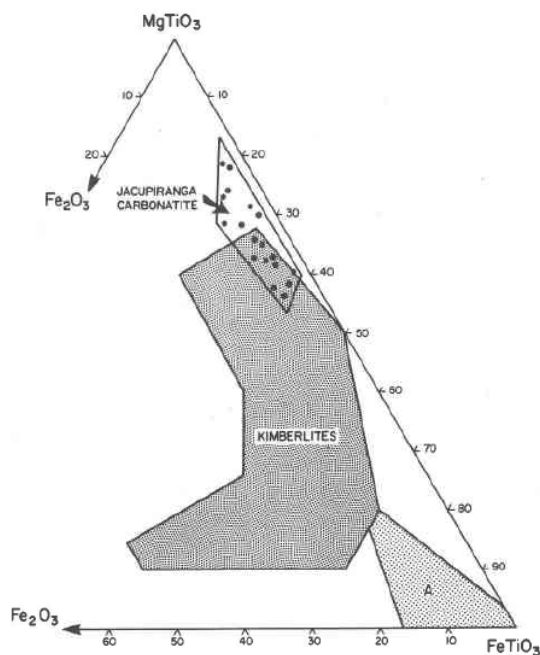


Рис. 25.23. Состав ильменита выражен в виде троичных молекулярных процентов Fe_2O_3 - $FeTiO_3$ - $MgTiO_3$. Область кимберлитовых ильменитов по Mitchell (1973, 1977) и Haggerty (1975). Область А - для ильменитов из лампрофиров, гранитов, базальтов и

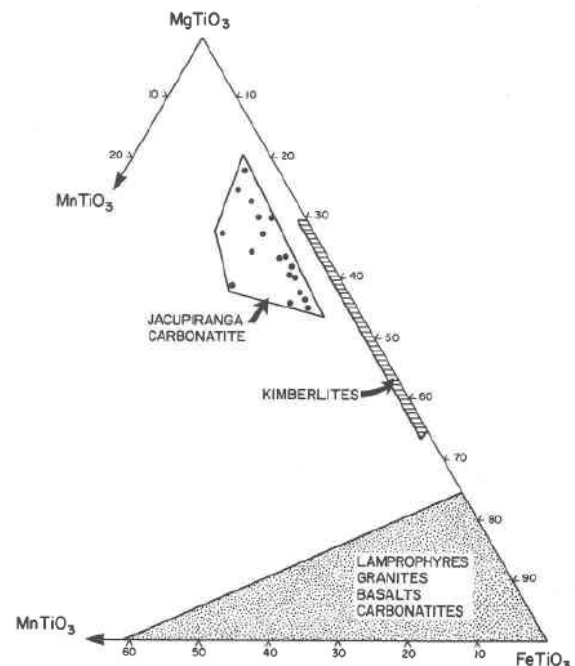


Рис. 25.24. Состав ильменита выражен в виде троичных молекулярных процентов $MnTiO_3$ - $FeTiO_3$ - $MgTiO_3$

карбонатитов (Prins, 1972; Haggerty, 1976; Bergstøl, 1972; Czamanske and Mihalik, 1972)

Цирконолит

Химическая формула: $(Ca, Y) Zr (Ti, Nb, Fe, Mg, Al)_2 O_7$.

Пирохлор часто сростается с тетраферрифлогопитом, вместе с ними характерно и наличие цирконолита (рис. 25.25 – 25.28).



Рис. 25.25. Сростание пирохлор + тетраферрифлогопит + цирконолит (тёмно коричневые пластинки). Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

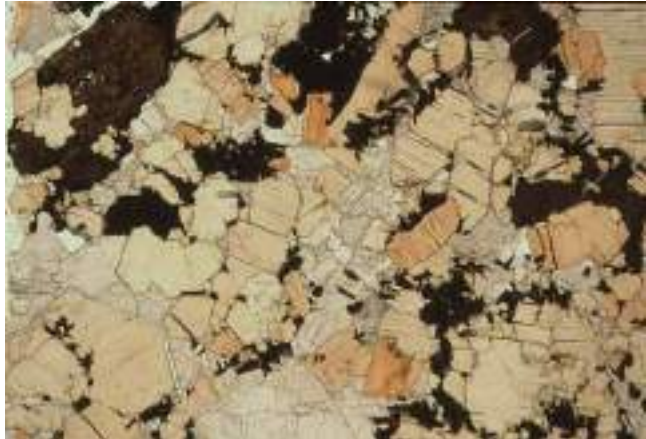


Рис. 25.26. Агрегат тетраферрифлогопит + уранпирохлор + цирконолит (тёмно коричневые пластинки). Интрузив Вуориярви, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

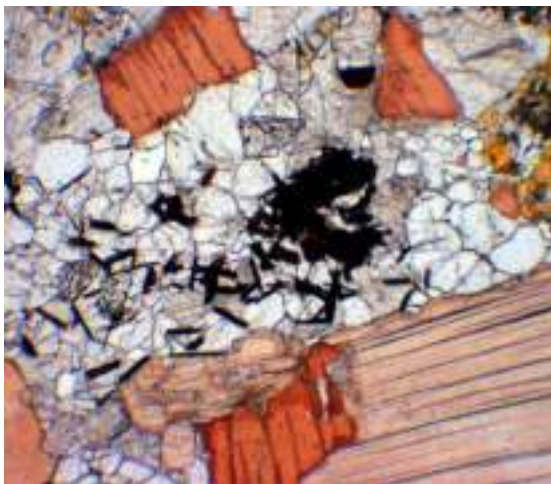


Рис. 25.27. Агрегат тетраферрифлогопит + цирконолит (тёмно коричневые пластинки). Интрузив Центральный, Турий мыс, Балтийский щит. Шлиф, при 1

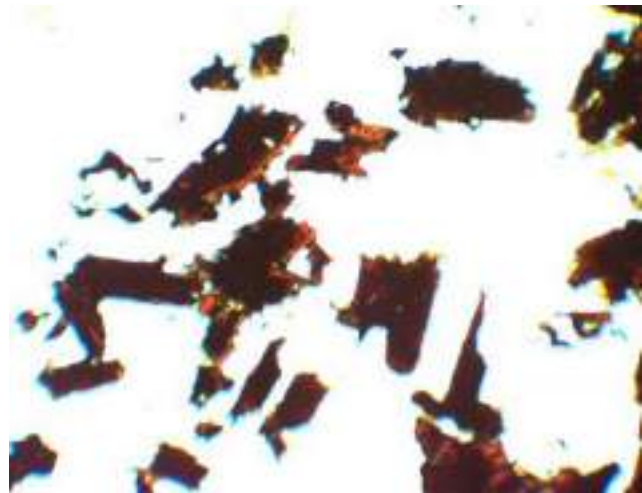


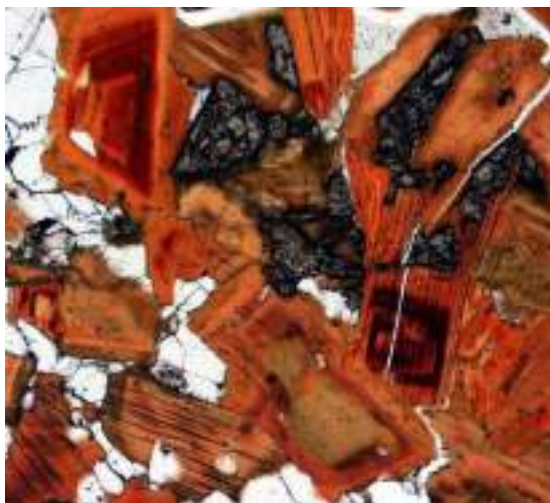
Рис. 25.28. Скопление цирконолита. Интрузив Центральный, Турий мыс, Балтийский щит. Колл. А.В. Латина. Фото Э.М. Спиридонова. Шлиф, при 1 николе. Освещение усиленное

*николе. Коллекция А. В. Лапина, фото
Э.М. Спиридонова*

Бадделеит

Химическая формула бадделеита: ZrO_2 .

Бадделеит (рис. 25.29, 25.30) – это индикатор низкой активности кремнезема. Кроме того, минерал является хорошим материалом для датировки, так как он всегда содержит небольшое количество урана. В обычных породах циркон переходит от более древних к более молодым породам (рис. 25.31, 25.32). В случае, если щелочная среда отсутствует, которая его растворяет, тогда циркон сохраняется и на него нарастают другие кристаллы циркона. Бадделеит не имеет такого свойства и вырастает прямо(рис. 25.33, 25.34).



*Рис. 25.29. Бадделеит +
тетраферрифлогопит. Турий мыс,
Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе.
Коллекция А. В. Лапина, фото Э.М.
Спиридонова*



*Рис. 25.30. Бадделеит +
тетраферрифлогопит. Турий мыс,
Балтийский щит. Шлиф, николи х.
Коллекция А. В. Лапина, фото Э.М.
Спиридонова*

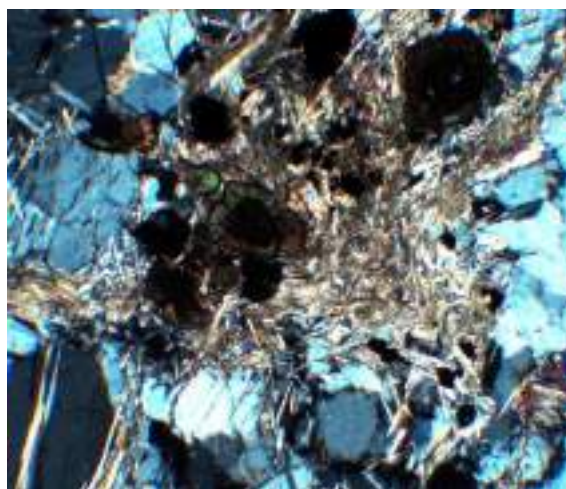
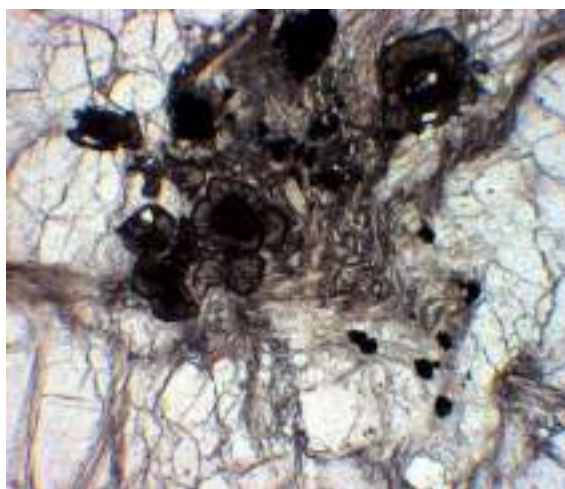


Рис. 25.31. Циркон по бадделеиту с рихтеритом. Ковдор, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

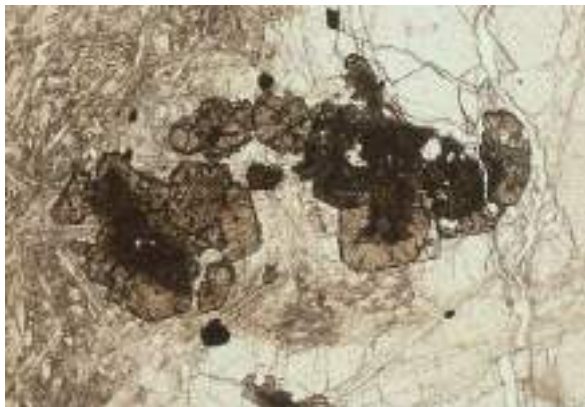


Рис. 25.32. Циркон по бадделеиту с рихтеритом. Ковдор, Балтийский щит. Шлиф, николи х. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

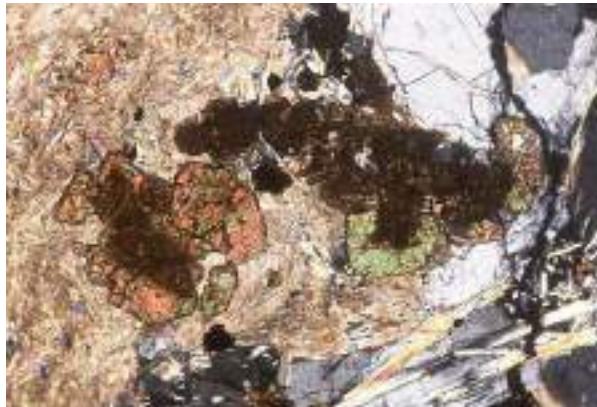


Рис. 25.33. Циркон по бадделеиту с рихтеритом. Ковдор, Балтийский щит. Шлиф, при 1 николе. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

Рис. 25.34. Циркон по бадделеиту с рихтеритом. Ковдор, Балтийский щит. Шлиф, николи х. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

Анкилит

Химическая формула: $Sr(Ce,La)[(OH)/(CO_3)_2] \cdot (H_2O)$.

Анкилит (рис. 25.35, 25.36) – характерный редкоземельный минерал в поздних кальцитовых карбонатитах.

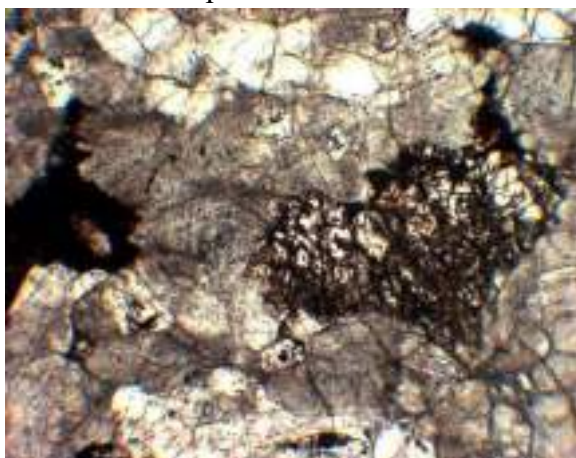


Рис. 25.35. Анкилит, Белая зима, Восточный Саян. Шлиф, при 1 николе. Коллекция Э.А. Багдасарова, фото Э.М. Спиридонова

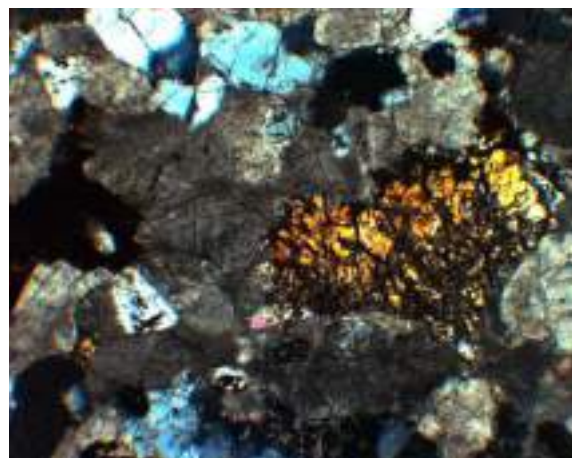


Рис. 25.36. Анкилит, Белая зима, Восточный Саян. Шлиф, николи х. Коллекция Э.А. Багдасарова, фото Э.М. Спиридонова

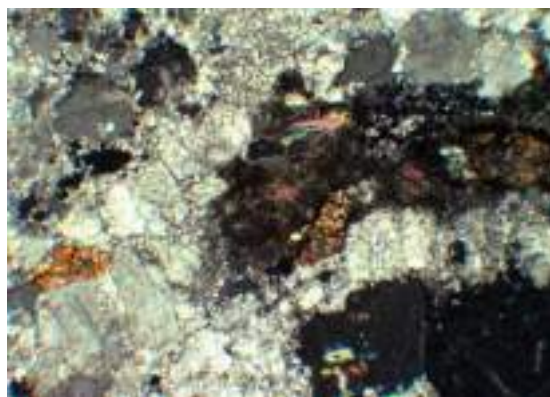
Бастнезит

Химическая формула: $(Ce,La)[F/CO_3]$.

Бастнезит замещает анкилит (рис. 25.37 – 25.42).



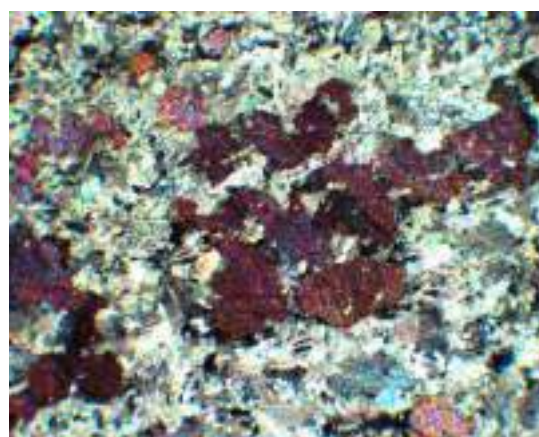
*Рис. 25.37. Бастнезит. Шлиф, при 1
николе. Белая зима, Восточный Саян.
Коллекция Э.А. Багдасарова, фото
Э.М. Спиридонова*



*Рис. 25.38. Бастнезит. Шлиф, николи х.
Белая зима, Восточный Саян. Коллекция
Э.А. Багдасарова, фото Э.М. Спиридонова*



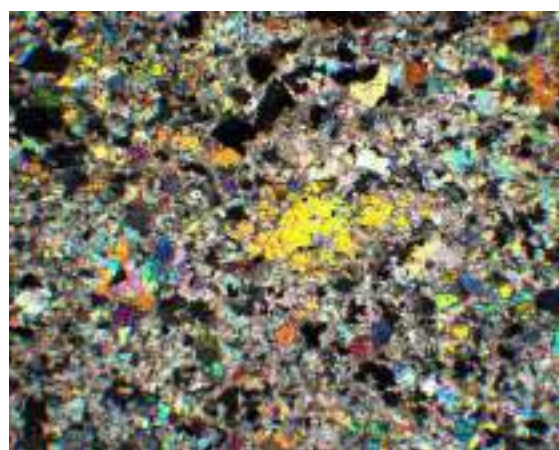
*Рис. 25.39. Бастнезит. Шлиф, при 1
николе. Белая зима, Восточный Саян.
Коллекция Э.А. Багдасарова, фото Э.М.
Спиридонова*



*Рис. 25.40. Бастнезит. Шлиф, николи х.
Белая зима, Восточный Саян. Коллекция
Э.А. Багдасарова, фото Э.М.
Спиридонова*



*Рис. 25.41. Бастнезит. Интрузив Горное
озеро. Алданский щит, Восточно-*



*Рис. 25.42. Бастнезит. Интрузив Горное
озеро. Алданский щит, Восточно-*

*Сибирская платформа. Шлиф, при 1
николе. Коллекция Э.А. Багдасарова,
фото Э.М. Спиридонова*

*Сибирская платформа. Шлиф, николи х.
Коллекция Э.А. Багдасарова, фото Э.М.
Спиридонова*

25.2. Карбонатиты доломитовые

Большое количество доломитовых карбонатитов находится на северо-востоке Сибирской платформы (рис. 25.43). Они часто имеют зернистую структуру. Из-за железистости доломиты имеют желтоватую окраску, но встречаются и доломиты белого цвета.

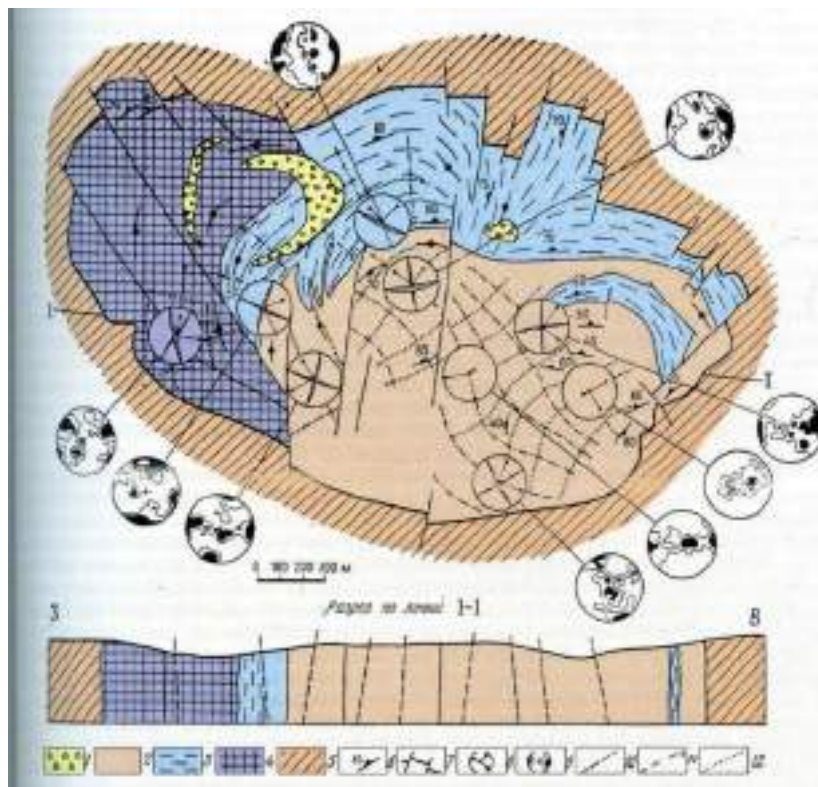


Рис. 25.43. Структурная схема Южного карбонатитового штока Гулинского вулcano-плутонического комплекса (составили А. А. Фролов и В.О. Вальков с использованием материалов Е.М. Эпштейна, А.С. Егорова) 1 – штаффелитовая брекчия; 2 – доломитовые карбонатиты; 3 – мелкозернистые кальцитовые карбонатиты; 4 – крупнозернистые кальцитовые карбонатиты; 5 – хатангиты, слюдоносные пироксениты, мельтейгиты и другие изменения породы; 6 – полосчатость; 7 – нарушения; 8 – ориентировка осей деформации (заштрихованы плоскости, отвечающие трещинам скалывания); 9 – круговые диаграммы трещиноватости карбонатитов; 10 – проекция направления лейсиитебраически максимальных главных нормальных напряжений; 11 – проекция направления действия алгебраических средних главных нормальных напряжений; 12 – проекция направления действия минимальных главных нормальных

С появлением стронцианита в доломитах появляются оранжевые окраски, а щелочные амфиболы придают синюю окраску (рис. 25.44). На рисунке 25.45 показан типичный доломитовый карбонатит.

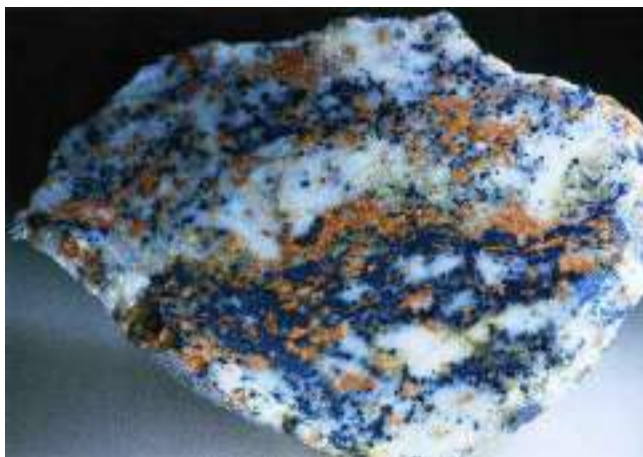


Рис. 25.44. Доломит (белый), стронцианит (медовый), щелочной амфибол (синий).
Намибия



Рис. 25.45. Гейкилит (коричневый), рихтерит, тетраферрифлогопит. Ковдорский интрузив. Балтийский щит. Колл. И.В. Пекова, фото Э.М. Спиридонова

25.3. Карбонатиты анкеритовые и сидеритовые

Для анкеритовых и сидеритовых карбонатитов характерно обилие сульфатов бария и стронция (рис. 25.46). В некоторых местах карбонатиты содержат много сульфидов (рис. 25.47).

Карбонаты достаточно легко выветриваются.

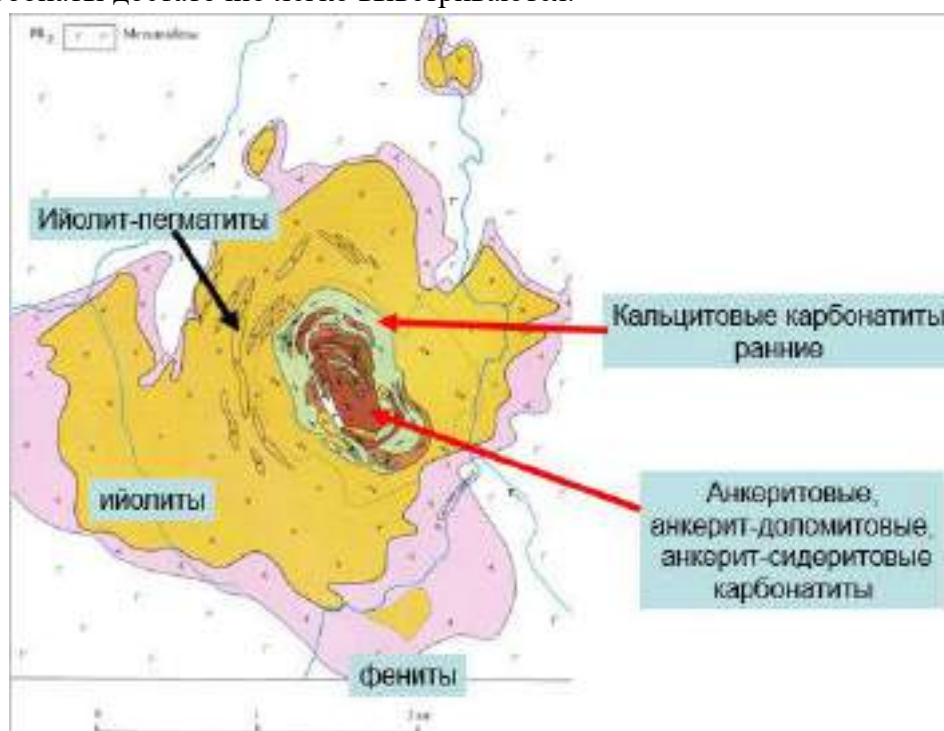


Рис. 25.46. Интрузив Саллантлатва, Балтийский щит

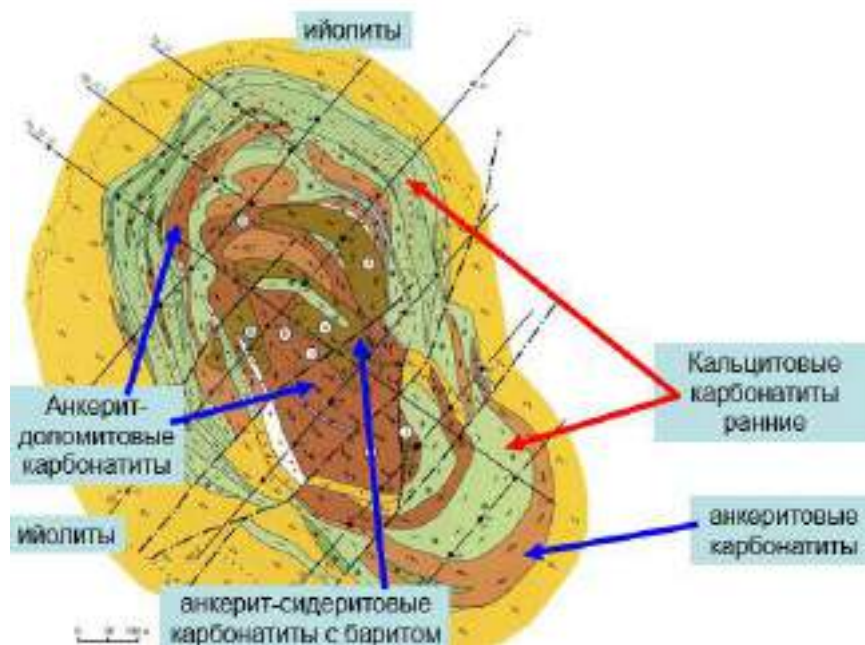


Рис. 25.47. Карбонатитовое ядро интрузива Саллантлатва, Балтийский щит

25.4. Sr-Ba карбонатиты – бенстатитовые

Бенстонит

Химическая формула: $(Ba, Sr)_6(Ca, Mn)_6(Mg, Fe)[CO_3]_{13}$.

Бенстонит (рис. 25.48, 25.49) – это барий-стронциевая руда.



Рис. 25.48. Пластины бенстонита.
Мурунский массив. Запад Алданского
щита Восточно-Сибирской платформы.
Колл. Н.В. Владыкина, фото Э.М.
Спиридонова



Рис. 25.49. Ксеноморфный тёмный
эгириин-авгит. Колл. Н.В. Владыкина,
фото Э.М. Спиридонова

Поздние образования плутонических карбонатитов

Частичные псевдоморфозы колумбита по пирохлору показаны на схемах (рис. 25.50, 25.51). Самыми поздними образованиями является, например, брукит.

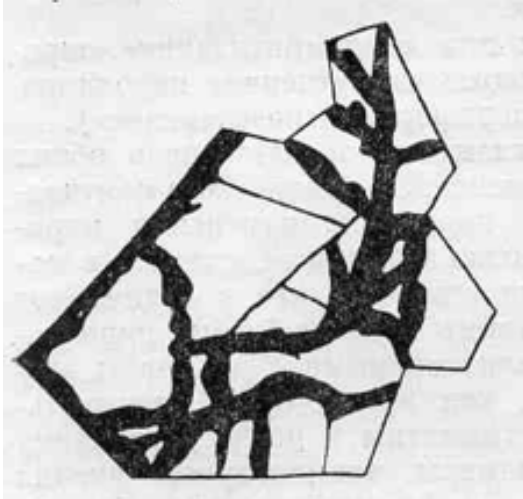


Рис. 25.50. Замещение пирохлора колумбитом: пирохлор (белое), колумбит (черное)



Рис. 25.51. Замещение пирохлора колумбитом: пирохлор (белое), колумбит (черное)

Лекция 26. Минералогенез гранитных пегматитов

26.1. Гранитные пегматиты

Гранитные пегматиты явились первым промышленным типом месторождений иттрия, скандия, редкоземельных элементов, циркония, гафния, тантала, ниобия, урана, тория. Большинство из этих химических элементов были установлены (открыты) в минералах гранитных пегматитов и до сих пор добываются из них. Значительный объём добычи лития, рубидия, цезия, тантала, бериллия в настоящее время осуществляется из пегматитовых месторождений (рис. 26.1, 26.2).

Гранитные пегматиты формируются в условиях закрытой системы в обстановке сжатия. Известны гранитные пегматиты двух петрогенетических типов. Их источники :

- 1) остаточные магматические дифференциаты малого объёма;
- 2) палингенные расплавы. Гранитные пегматиты возникают при давлении H_2O от 2.1 кбар и до 6-10 кбар, т.е. на глубинах более 2-3 км и до 25-30 км.

1 тип. Гранитные пегматиты – продукты кристаллизации остаточных анхиэвтектических магматических дифференциатов, насыщенных летучими (H_2O , CO_2 , HF , HCl , H_3BO_3 , H_3PO_4). Они тесно сопряжены с интрузивами гранитоидов - внутриинтрузивные (шлировые, камерные, жильные) обычно в верхней эндоконтактной зоне в куполах и иных выстпах кровли плутонов, часто в надинтрузивной зоне (жильные и трубообразные). Изотопный возраст пегматитов близок возрасту материнских гранитоидов: $U-Pb$ возраст пегматитоносных гранитов Колмозеро (Кольский п-ов) 2520 млн. лет, танталита гранитных пегматитов 2518 ± 9 млн. лет; для Выборгского плутона гранитов-рапакиви возраст гранитов 1631 млн. лет, пегматитов 1628 ± 3 млн. лет.

Для первого типа характерно зональное расположение и зональность состава тел пегматитов относительно материнского гранитного плутона (рис. 26.3, 26.4).

Гранитные пегматиты – не дифференцированные, наиболее распространены, состоят из графической зоны с или без оторочки жильных гранитов или аплитов, у более глубинных такие оторочки отсутствуют. Гранитные пегматиты дифференцированные состоят из аплитовой оторочки, графической зоны, блоковой зоны – зоны блоковых полевых шпатов, кварцевого ядра различные зоны замещений. обычно на границах блоковых полевошпатовых зон и кварцевого ядра.

Рассмотрим пегматитоносность различных гранитоидных формаций. Плагиогранитную, гранодиоритовую и монцонитовую формации сопровождают мелкие маломощные не дифференцированные гранитные пегматиты; дифференцированные пегматиты редки – в их ядрах немного розового или дымчатого кварца, шерл, мусковит, спессартин-альмандин, манганильменит, ортит, небольшое количество титанатов-ниобатов REE . Формацию стандартных гранитов сопровождают масса не дифференцированных и слабо дифференцированных гранитных пегматитов; дифференцированные пегматиты редки – хрусталеносные, с флюоритом, Li слюдами. Масса гранитных пегматитов, в том числе интенсивно дифференцированные

хрусталеносные, с оптическим флюоритом, редкометальные с *Sn, Ta, Be, Cs, Li, Rb* и/или с самоцветами, сопряжены с интрузивами лейкогранитов и двуполевошпатовых аляскитовых гранитов (рис. 26.5).



Рис. 26.1. Гранитные пегматиты (палингенные) в трещинах отрыва в крист. сланцах. Родопы, Болгария



Рис. 26.2. Гранитные пегматиты (палингенные) в трещинах отрыва в крист. сланцах. Родопы, Болгария



Рис. 26.3. Секущий интрузивный контакт гранитных пегматитов и кристаллических сланцев



Рис. 26.4. Секущий интрузивный контакт с апофизами гранитных пегматитов и амфиболитов

В ходе кристаллизации гранитных магм более 90% объёма твёрдых фаз представляют полевые шпаты и кварц, не содержащие летучие компоненты. По этой

причине, остаточный расплав обогащён H_2O , CO_2 , HF . Это одна из главных причин появления остаточных пегматитовых расплавов – растворов (рис. 26.6).



Рис. 26.5. Секущий интрузивный контакт гранитных пегматитов. Коллекция и фото Э.М. Спиридонова

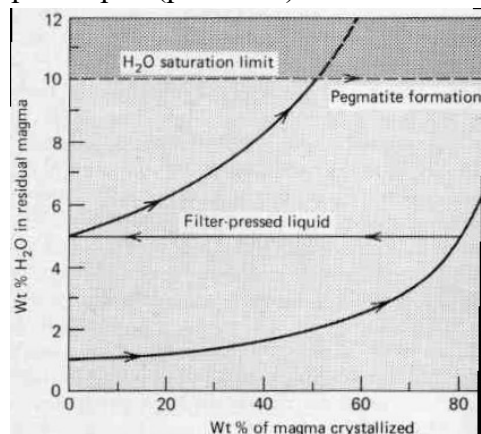


Рис. 26.6. Стандартная схема формирования гранитных пегматитов - остаточных дифференциалов малого объёма в гранитных плутонах

Другая причина появления пегматитовых расплавов - растворов - прогрессивное накопление воды и иных летучих компонентов и многих рассеянных элементов в прикровельной части магматических тел, которое обусловлено термогравитационной конвективной диффузией (так называемый эффект *Cope*).

Температура начала процесса кристаллизации гранитных пегматитов от 900-830°C (у наиболее глубинных пегматитов) до 640-580° и даже 500°C (у наименее глубинных пегматитов с массой фтора и лития, которые резко снижают температуру гранитных эвтектик – минимумов). Температура образования обычных гранитных пегматитов 690-540°.

Ведущая роль в пегматитовом процессе принадлежит водным и углекислотно-водным флюидам, содержащим фтор. Существенная роль фтора заключается в том, что:

1. Фтор замещает кислород в кремнекислородных тетраэдрах, резко повышая подвижность кремнекислых расплавов и возможности для их дифференциации.
2. HF , LiF снижают температуру гранитных солидусов на 50-150°.
3. Фтор (HF) главный экстрактор - растворитель и переносчик для Be , Sn , Li , W , Mo , Nb , Ta , U ; сходная роль у бора (борной кислоты) и фосфора (фосфорной кислоты).

Гранитные пегматиты - природные автоклавы

На магматической «автоклавной» стадии при формировании графической, блоковых зон и кварцевого ядра тела гранитных пегматитов - закрытые системы, в значительной степени термостатированные. Небольшой термический градиент всё же был, что создавало возможности для химических транспортных реакций с небольшим количеством вещества растворителя – переносчика. Наличие газовых пустот обеспечивало некоторый градиент давлений внутри пегматитового «автоклава», дополнительный фактор движения флюидов. Концентрация солей в H_2O и $H_2O - CO_2$

4. малоглубинные миароловые пегматиты = камерные пегматиты или секущие тела в материнских гранитах, интрузивные тела в сланцах, кристаллизующиеся при 1 кб.

5 типов редкоэлементных гранитных пегматитов :

1. Редкоземельный тип, ортитовый и гадолинитовый подтипы ($REE, Y, U, Th, Be, Nb > Ta, Ti, Zr, F$).

2. Берилловый тип, берилл - колумбитовый и берилл - колумбит - фосфатный подтипы ($Be, Nb - Ta, P \pm Sn, B, Li$).

3. Комплексный тип, сподуменовый, петалитовый, лепидолитовый, амблигонитовый, эльбаитовый подтипы ($Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta > Nb, P, B, F$).

4. Альбит – сподуменовые тип ($Li, Sn, Be, A - Nb, B$).

5. Альбитовый тип ($Ta - Nb, Be \pm Li, Sn, B$).

3 главных патогенетических семейства редкоэлементных гранитных пегматитов:

1. Литий – цезий – танталовые, генерируемые умеренно- до крайне высокоглинозёмистыми гранитами S-типа, синорогенные и позднеорогенные.

2. Ниобий – иттрий – фтористые, производные умеренно до сильно агпаитовыми щелочными гранитами A-типа, обычно построенные - андрогенные.

3. Смешанные $Nb - Y - F - Li - Cs - Ta$, связанные с обеими типами гранитоидов и обусловленные несколькими процессами.

Процессы формирования гранитных пегматитов расшифрованы далеко не полностью.

Некоторые из проблем:

1) Где те огромные массы флюидов, количество которых по оценке А.А. Маракушева и Е.Н. Граменицкого достигает 80% пегматитообразующего расплава.

2) Как и когда возникли около пегматитовые геохимические и минеральные ореолы, нередко значительных размеров.

3) Существуют ли гранитные пегматиты скрещения, иначе гибридные ? На каком этапе развития гранитных пегматитов формируются чуждые для них геохимические и минеральные особенности.

26.2. Глубинные гранитные пегматиты

Глубинные гранитные пегматиты анатектического происхождения формируются в условиях повышенного общего давления и повышенного давления бедного фтором водно-углекислотного флюида со значительной долей CO_2 (до 50 %). Такой флюид рано отделяется от расплава, поэтому пегматиты кристаллизуются близко к местам зарождения расплава. При высоком давлении паров воды состав гранитоидной эвтектики сдвинут к составу плагиоклаза, что объясняет повышенную роль олигоклаза в глубинных пегматитах (рис. 26.8, 26.9). Начальные температуры кристаллизации таких плагиопегматитов достигали $850-820^0$ С. Наиболее глубинные из них содержат в графических срастаниях не более 20 % кварца, – это типичные керамические пегматиты

олигоклазовые и олигоклаз-микроклиновые. В таких пегматитах мусковит – первичный магматический минерал. Типичны его синтаксические срастания с биотитом – крупные зональные пластины слюд с неоднократным чередованием зон биотита и мусковита.

Уран-редкоземельные гранитные пегматиты богаты ортитом, содержат богатый иттрием и редкоземельными элементами титанит-сфен, апатит, бетафит, уранинит, ураноторит, существенно цериевый монацит, ксенотим, циркон, чевкинит, гадолинит, эшинит, эвксенит, иттротанталлит, таленит, тортвейтит. Эти пегматиты нередко залегают среди метаморфитов гранулитовой или высокотемпературной части амфиболитовой фаций.



Рис. 26.8. Бедные кварцем графические срастания с олигоклазом. Кольский п-ов



Рис. 26.9. Бедные кварцем графические срастания с олигоклазом. Кольский п-ов

Кварц содержит магматические (раскристаллизованные расплавные) включения (рис. 26.10 – 26.13) с параметрами образования $T = 700-650^{\circ} \text{C}$, $P = 9.7 - 5.7$ кбар. Кроме того, кварц содержит до 0.2 масс. % алюминия.



Рис. 26.10. Бедные кварцем графические срастания



Рис. 26.11. Бедные кварцем графические срастания



Рис. 26.12. Бедные кварцем графические сращения с микроклином



Рис. 26.13. Бедные кварцем графические сращения с микроклином

Беломорит

Беломорит – перистеритовый альбит-олигоклаз. Просвечивающий и прозрачный беломорит (продукт отжига и распада твердого раствора $Ca-Na$ плагиоклаза) с приятной голубой или желтовато-голубой иризацией слагает блоки до 20x20x5 см в пегматитах Хетоламбина, Кузнечного Бора (Северная Карелия) и небольшие выделения в экзоконтактовых гнейсах. Особенно эффектен водяно-розрачный беломорит с сильным «огнем» нежно синего цвета (рис. 26.14, 26.15).



Рис. 26.14. Перистерит – беломорит



Рис. 26.15. Перистерит – беломорит

Кальциевый альбит великолепного голубого цвета, а также молочно-голубой и зелено-ватый слагает метакристаллы в блоковой зоне пегматитов *Kioo Hill* (Кения), богатых кианитом. Валовый состав плагиоклаза $Na_{93}Ca_6K_1$, он содержит ламелли распада состава $Na_{88}Ca_{10}K_2$, т.е. это перистерит. Кроме того, кальциевый альбит содержит мельчайшие включения синеватого вермикулита и кварца.

К-Na полевые шпат – микроклин – и ортоклаз – макропертит

Размеры монокристаллов К-Na полевого шпата глубинных гранитных пегматитов поражают – до 100 м в керамических пегматитах Цейлона (наблюдение Д.В. Лисицына),

до 55 м в Мамских слюдоносных пегматитах, СВ Забайкалье (наблюдение М.Н. Мурашко).

На Урале когда-то целым карьером обрабатывали один кристалл щелочного полевого шпата.

Крупнейший точно измеренный в *De Vils Hole Kerye mine, Fremont county, Колорадо, США* – 49.4 x 36.0 x 13.7 м, объёмом 6214 м³, массой 15.900 т.

Ортоклаз относительно редок, обычно это ранние генерации *K-Na* полевого шпата, которые содержат 1-1.3 масс. % Ва и около 200 г/т *Rb*. Соотношение *Rb/Ba* в *K-Na* полевых шпатах – хороший индикатор степени дифференциации гранитных пегматитов (и гранитоидов). На фотографиях ниже (рис. 26.26, 26.17) показаны образцы микроклина из Карелии.



Рис. 26.16. Микроклин. Медвежска, Карелия



Рис. 26.17. Микроклин, кварц графических вростков выщелочен. Река Дунду-Баин

K-Na полевые шпаты - лунные камни

Щелочной полевой шпат – лунный камень водно прозрачный существенно калиевый и дымчатый раух-калиевонатровый (рис. 26.18, 26.19) со следами Fe^{2+} и Fe^{3+} , – широко распространены в гранитных пегматитах Цейлона – Шри Ланки.



Рис. 26.18. «Играющие» ламеллы альбита в калишпате

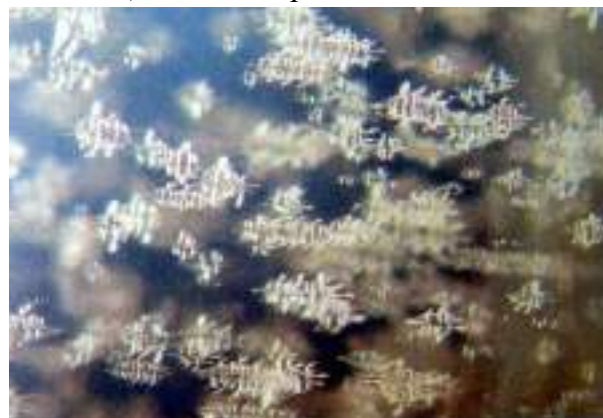


Рис. 26.19. «Играющие» ламеллы альбита в калишпате

Биотит

Химическая формула: $K(Mg,Fe,Al)_3[(OH,F)_2(Si,Al,Fe)_4O_{10}]$

Биотит глубинных гранитных пегматитов (рис. 26.20, 26.21) по составу близок к биотиту обычных гранитоидов: низкофтористый, содержит до 4 масс. % TiO_2 , железистость от ранних зарождений к поздним заметно снижается $f = 60 \rightarrow 45$, содержания бария от ранних зарождений к поздним резко снижаются от 4000 до 500 г/т Ва, как и содержания цинка от 1500 до 200 г/т Zn, содержит немного Li около 500 г/т и Rb около 500 г/т.



Рис. 26.20. В глубинных гранитных пегматитах (Everland, Южная Норвегия) развиты кристаллы биотита до 3 м. Barth T.F.W., 1931. Norg. Undersokelse.



Рис. 26.21. Биотит. Риколатва. Архей. Кольский полуостров

Кварц

Розовый кварц характерен для ядерных зон глубинных пегматитов (Бразилия; Панфилова варака, Лисий Бор, Никонова варака, Северная Карелия; Приднестровье; Мадагаскар, США). У части розового кварца проявлен берлинитовый тип изоморфизма $Si^{4+} + Si^{4+} \leftarrow Al^{3+} + P^{5+}$; концентрации P составляют 0,0n %; будучи облечены, фосфорные центры вызывают розовую окраску кварца различной интенсивности (рис. 26.22, 26.23).



Рис. 26.22. Кварц, Бразилия



Рис. 26.23. Кварц, Бразилия

Торит

Химическая формула: $(Th, Zr, U, Y)[SiO_4, PO_4]$

В торите (рис. 26.28) глубинных гранитных пегматитов обычно много минала циркона – от 15 до 27 % содержание минала ксенотима – от 5 до 10 %, минала коффинита (силиката урана) нередко опускается до 0.5 – 3 %.

Вместе с торитом в глубинных гранитных пегматитах иногда развит коффинит, точнее твёрдый раствор коффинит (50 %) – торит (30 %) – ксенотим (15 %) – циркон (5 %).

Циркон

Химическая формула: $(Zr, Th, U, Y)[SiO_4, PO_4]$

В цирконе (рис. 26.29) глубинных гранитных пегматитов содержание ментола циркона редко превышает 90 %, нередко опускается до 70%, содержания минала торита варьирует от 6 до 22 %, минала ксенотима - от 2 до 6%. Урана обычно немного, как и гафния.



Рис. 26.28. Торит –оранжит. Sor
Audnedal, Норвегия



Рис. 26.29. Циркон, Ратнапура, Цейлон

На фотографиях (рис. 26.30, 26.31) показаны кристаллы ксенотима и эвксенита (Норвегия). На фотографиях (рис. 26.32, 26.33) показаны кристаллы млонацита.



Рис. 26.30. Ксенотим и эвксенит. Tuftane,
Iveland, Норвегия



Рис. 26.31. Ксенотим и эвксенит. Tuftane,
Iveland, Норвегия



Рис. 26.32. Монацит, Мадагаскар



Рис. 26.33. Монацит на эшините.
Landsverk, Еује, Норвегия

Иттротанталлит

Химическая формула: $(Y, Yb, U, Fe^{2+}) (Ta, Nb, Ti) O_4$

В Иттерби (Швеция) при изучении минерала (рис. 26.35) было открыто 6 химических элементов – *Nb, Ta, Y, Yb, Er, Dy*.



Рис. 26.34. Эвксенит



Рис. 26.35. Иттротанталлит

Мусковит

Промышленные мусковитовые гранитные пегматиты существенно олигоклазовые и чаще двуполевошпатовые постоянно залегают среди метаморфитов амфиболитовой фации повышенных давлений – кианитовой серии. Строение тел мусковитовых пегматитов – оторочка медкозернистых жильных гранитов и аплитов, графическая зона, зона с апографической структурой, пегматоидная (блоковая) зона, в центре кварцевой ядро, около которого часто развиты участки существенно альбитового состава. Мусковитовые пегматиты (рис. 26.36, 26.37) бедны фтором, литием, рубидием, цезием. Крупнолистоватый мусковит входит в состав кварц-мусковитового комплекса, – продукта высокотемпературного 580-420°C при $P = 3.9-2.6$ кбар гидролиза полевых

шпатов (легче замещается олигоклаз) (таковы же параметры формирования кварцевых ядер этих пегматитов). Размер кристаллов мусковита определяется размером замещаемого кристалла полевого шпата и достигает 1-3, изредка 5-6 и даже 8-10 м в поперечнике, обычно не превышает 30 см. Известные месторождения в Карелии, Мамские (СВ Забайкалье), в Индии. В кварц-мусковитовом комплексе обычен апатит, турмалин, *Mg-Mn* альмандин до спессартина, монацит. Турмалин и гранат образуют как огранённые кристаллы, так и субграфические сростания с кварцем, реже с мусковитом. В этой ассоциации нередок низко щелочной берилл в довольно крупных кристаллах светлой окраски.



Рис. 26.36. Псевдопересечение «жилой» пегматитов мусковитового гранитного пегматита. Средний Урал



Рис. 26.37. Псевдопересечение «жилой» пегматитов мусковитового гранитного пегматита. Средний Урал

Для глубинных пегматитов характерны синтаксические сростания мусковита и биотита (рис. 26.38 – 26.41).



Рис. 26.38. Синтаксические сростания мусковита и биотита. Северо-Восточное Забайкалье



Рис. 26.39. Биотит – кинжалы в графите. Метасомы мусковита с гранатом



Рис. 26.40. Мусковит с реликтами биотита. Кольский п-ов



Рис. 26.41. Мусковит без реликтов биотита. Ёна, Кольский п-ов

Зачастую встречается мусковит низкофтористый до крайне низко фтористого. Содержит 0.5-1 масс. % Na_2O , ранние зарождения 3000 г/т Ba и 300 г/т Rb , поздние зарождения 200 г/т Ba и 2000 г/т Rb (рис. 26.42). Характерен изоморфизм $Al \leftrightarrow Fe^{3+}$. Содержание Fe_2O_3 0.5-4 масс. %. Богатый железом – зеленый (рис. 26.43).



Рис. 26.42. Часть большого кристалла. Еује, Норвегия



Рис. 26.43. Мусковит. Jose Pinto Mine. Минас Жерайс, Бразилия

Альмандин

Химическая формула: $(Fe^{2+}, Mn, Mg)_3 (Al, Fe^{3+})_2 [SiO_4]_3$

Пегматит обычно содержит 40-75 % минала альмандин (рис. 26.44, 26.45), 15-50 % минала спессартина, 3-17 % (чаще < 7%) минала пиропы, 5-10 % минала андрадита, 0.2-0.6 масс. % Y , 0.1-0.2 масс. % $LREE$, > 30 г/т Yb и Sc .



Рис. 26.44. Альмандин. Прибайкалье



Рис. 26.45. Плоские кристаллы в мусковите. Прибайкалье

Альмандин в прелестных прозрачных густо-красных кристаллах («аделаид-рубин») развит в пегматитах Кительского месторождения в Прионежье, Южная Карелия.

На фотографиях (рис. 26.46, 26.47) показаны кристаллы альмандина из Бразилии и с Кольского полуострова.



Рис. 26.46. Альмандин. 8 мм. Минас-Жерайс, Бразилия



Рис. 26.47. Альмандин и спессартин - альмандин. Риколатва. Кольский полуостров

В шлифе при 1 никеле альмандин имеет светло-розовые оттенки, а при скрещенных николях – темнеет (рис. 26.48, 26.49).

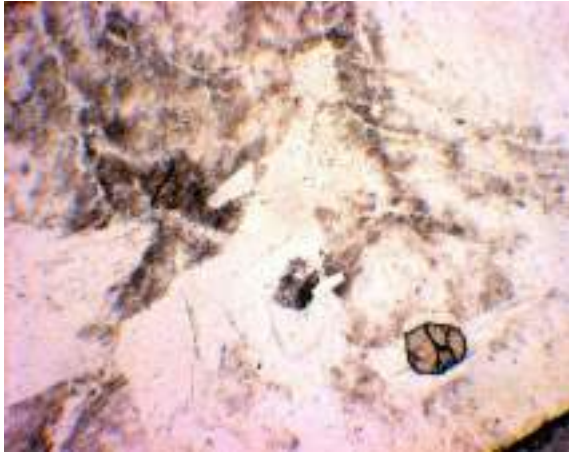


Рис. 26.48. Альмандин с альбитом и мусковитом. При 1 николе

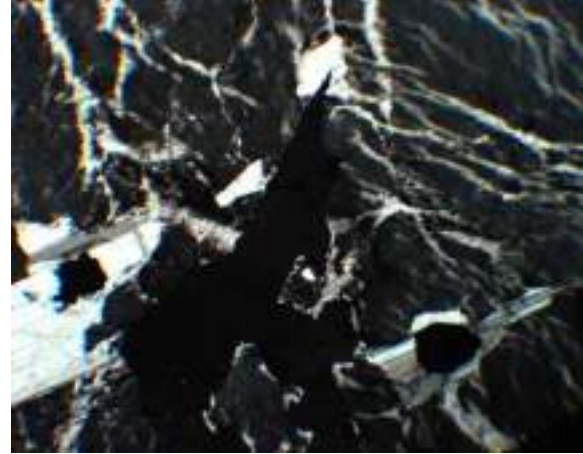


Рис. 26.49. Альмандин с альбитом и мусковитом. Николи х

Минералы группы турмалина

Турмалин (рис. 26.50, 26.51) керамических, мусковитовых и редкоземельных пегматитов выделяется повышенными содержаниями магния 3-10 масс. % MgO , кальция 0.5 - 1.5 масс. % CaO , титана 0.3-1.6 % TiO_2 , низкими содержаниями марганца и лития - до 0.1 масс. % MnO и Li_2O , обычно низко фтористый. Во многих кристаллах турмалина трёхвалентное железо преобладает над двухвалентным. Турмалин представлен железистым дравитом (до дравита) и магнезиальным шерлом (25-50 % минала дравита, 40-60 % минала шерла) (до шерла), дравитом – бюргеритом, шерлом – бюргеритом, магнезиофойтитом. Цвет большинства образцов чёрный (поэтому, как правило, используют название – шерл), бурый с коричневым и зелёным оттенком, изредка синеголубой ((у некоторых дравитов). Данный турмалин беден Ga , Sn , Ta .



Рис. 26.50. Турмалин – Mg-шерл с розовым кварцем. Болгария



Рис. 26.51. Псевдографическое срастание шерл + кварц. Чупа, Северная Карелия

Поскольку основной объём гранитных пегматитов слагают полевые шпаты и кварц, постольку в ходе кристаллизации гранит-пегматитового расплава увеличивалось

флюидное давление, которое в ряде случаев возросло до величин, превышающих литостатическое давление и прочность вмещающих пород. Обычно переход к пневмато-гидротермальному этапу фиксирован α - β инверсией кварца (Ферсман, 1940) с большим объёмным эффектом. При этом, пегматитовый «автоклав» приоткрывался и флюиды мигрировали в около пегматитовое пространство. Для глубинных пегматитов это характерно на стадии развития метасоматического «кварц-мусковитового комплекса».

а) около мусковитовых пегматитов возникали ореолы привноса *Ba*, значительно менее *Rb*, *Li*;

б) остаточные «отходящие воды», сопутствовавшие «рождению» пегматитов, которые были насыщены хлоридами натрия, кальция, калия и железа, углекислотой и борной кислотой, покинули пегматитовые залежи. Около пегматитовых тел местами развиты ореолы с метасомами андезина или олигоклаза (беломорита) и/или микроклина (в гнейсах и кристаллических сланцах) и флогопита – биотита в метабазитах. Неподальёку от пегматитовых залежей из этих вод образовались жилы гематит-шерл-скаполит-кальцитового состава. Такие жилы, например, широко развиты около керамических и слюдяных гранитных пегматитов Чуны, Северная Карелия. Более поздние около пегматитовые образования – метасомы мусковита и кварца.

Продукты кристаллизации из «отходящих вод» при «рождении» глубинных гранитных пегматитов – расположенные рядом обильные жилы гематит – шерл – скаполит (дипир – мицзонит) – кальцитового состава показаны на рисунках 26.52, 26.53.



Рис. 26.52. Глубинные - керамические и мусковитовые гранитные пегматиты. Чуна, северная Карелия

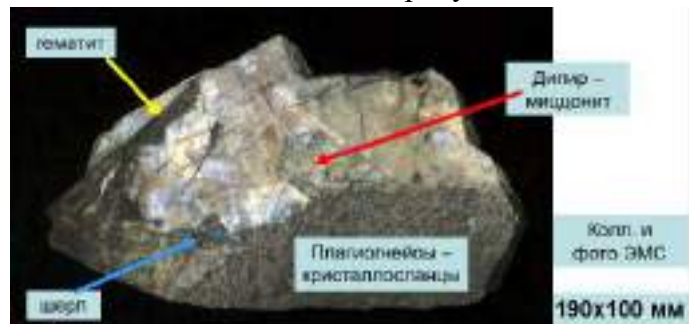


Рис. 26.53. Глубинные - керамические и мусковитовые гранитные пегматиты. Чуна, северная Карелия

Лекция 27. Минералогенез гранитных пегматитов. Редкометалльные гранитные пегматиты. Часть 1

27.1. Общая информация

Все типы гранитных пегматитов – остаточные дифференциалы малого объема в гранитоидных плутонах, камерные в верхней части гранитных тел или жильные в материнском плутоне и в их кровле в породах рамы, или палингенные, не связанные с массивами гранитоидов, – суть пегматиты по А.Е. Ферсману, т.е. продукты кристаллизации флюидонасыщенного магматического расплава гранитного или лейкогранитного состава

Гранитные пегматиты формируются в условиях закрытой системы в обстановке сжатия. Известны гранитные пегматиты двух петрогенетических типов. Их источники:

- 1) остаточные магматические дифференциаты малого объема;
- 2) палингенные расплавы.

Гранитные пегматиты возникают при $P_{H_2O} \geq 1$ кбар и до 6-10 кбар, т.е. на глубинах более 2-3 км и до 25-30 км.

Гранитные пегматиты – продукты кристаллизации остаточных анхизэвктических магматических дифференциатов, насыщенных летучими (H_2O , CO_2 , HF , HCl , H_3BO_3 , H_3PO_4). Они тесно сопряжены с интрузивами гранитоидов – внутриинтрузивные (шлировые, камерные, жильные) обычно в верхней эндоконтактной зоне в куполах и иных выступах кровли плутонов, часто в надинтрузивной зоне (жильные и трубообразные). Изотопный возраст пегматитов близок возрасту материнских гранитоидов: $U-Pb$ возраст пегматитоносных гранитов Колмозеро (Кольский п-ов) 2520 млн. лет, танталита гранитных пегматитов 2518 ± 9 млн. лет; для Выборгского плутона гранитов-рапакиви гранитов 1631-1634 млн. лет, пегматитов 1628 ± 3 млн. лет.

Характерно зональное расположение и зональность состава тел пегматитов относительно материнского гранитного плутона.

Гранитные пегматиты не дифференцированные, наиболее распространены, состоят из графической зоны с или без оторочки жильных гранитов или аплитов, у более глубоких таких оторочек нет.

Гранитные пегматиты дифференцированные состоят из аплитовой оторочки и зон графической, блоковой – блоковых полевых шпатов, кварцевого ядра различные зоны замещений, обычно на границах блоковых полевошпатовых зон и кварцевого ядра.

На схемах (рис. 27.1, 27.2) показаны схемы зональности пегматитовых пучков. Доля альбита в составе гранитных пегматитов выше, чем дальше от материнского интрузива. Соответственно, возрастает их рудоносность. Ближе к материнским плутонам пустые микроклиновые гранитные пегматиты.

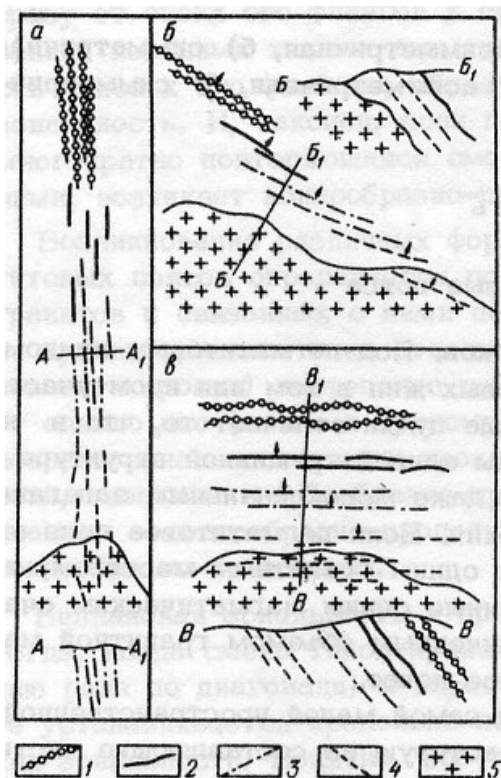


Рис. 27.1. Схема продольной (а), диагональной (б) и поперечной (в) зональности пегматитовых пучков. Пегматиты: 1 – альбит сподуменовые, 2 – альбитовые, 3 – микроклин-альбитовые и сподумен-микроклин-альбитовые, 4 – микроклиновые и безрудные; 5 – материнские граниты

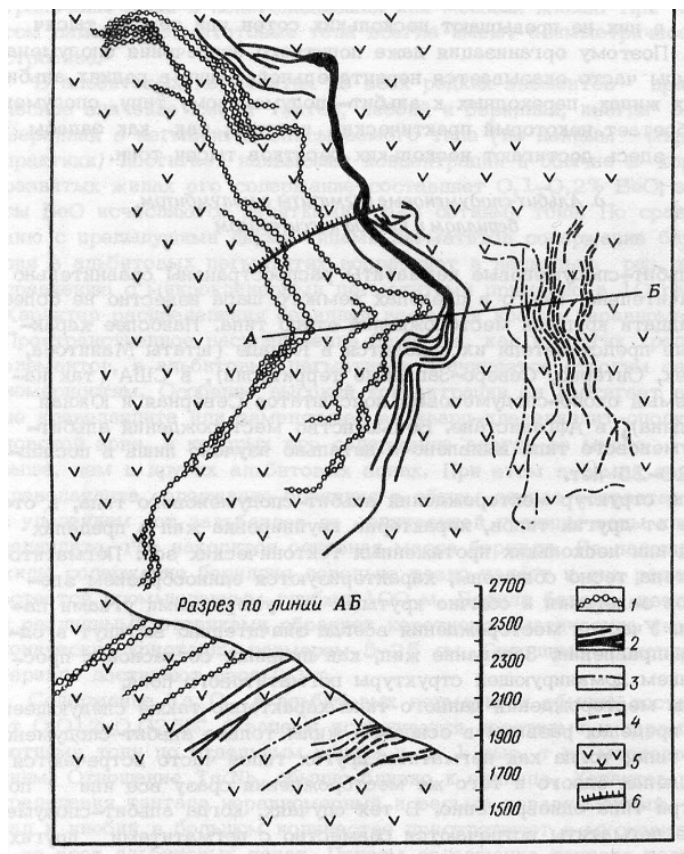


Рис. 27.2. Схема зональности пегматитового пучка (месторождение Дара е-Пич, Афганистан). По В. М. Народному, Н. А. Солодову А. В. Трифонову [1964 г.]. Пегматиты: 1 – альбит-сподуменовые с большим количеством микроклина и убогой примесью касситерита, берилла, колумбита, 2 – существенно альбитовые с редким сподуменом, мелкокрапленным бериллом и танталит колумбитом, 3 – микроклин-альбитовые с рудоразборным бериллом и танталит-колумбитом, 4 – существенно микроклиновые с редким бериллом; 5 – биотит-амфиболовые диориты; 6 – тектонические нарушения

На схеме (рис. 27.3) показаны разные типы зональности.

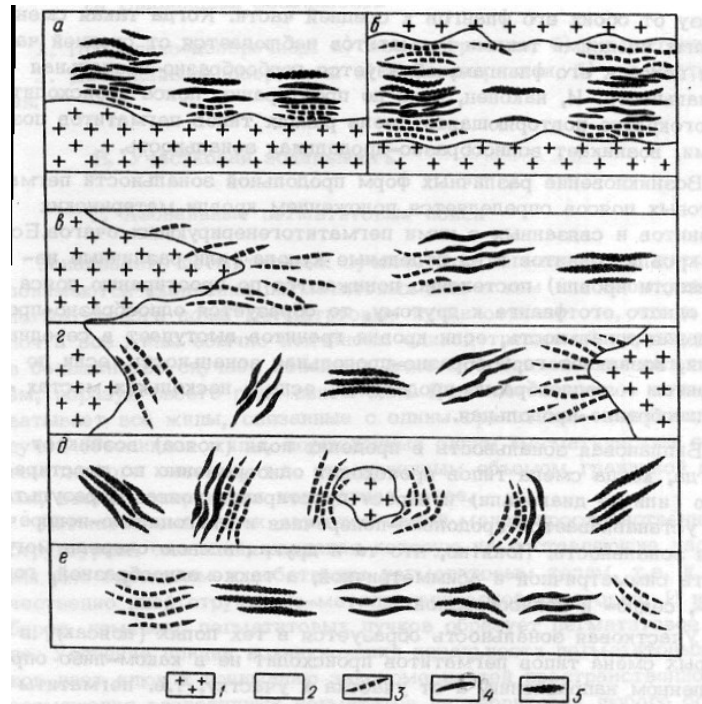


Рис. 27.3. Типы зональности пегматитовых поясов и полей:

а – асимметрично-поперечная, *б* – симметрично-поперечная, *в* – однообразно-продольная, *г* – седлообразно-продольная, *д* – горбообразно-продольная, *е* – волнообразно-продольная. 1 – материнские граниты; 2 – вмещающие породы; 3 – безрудные и микроклиновые пегматиты; 4 – микроклин-альбитовые и сподумен-микроклин-альбитовые 5 – пегматиты; 6 – альбит-сподуменовые пегматиты

Классификация гранитных пегматитов

Поскольку главное в генезисе пегматитов – поведение летучих, постольку ведущий параметр их классификации – давление (глубинность формирования).

- I. Гранитные пегматиты относительно низких давлений при начальном минералообразовании – 1-2 кбар, – миароловые или кристаллоносные.
- II. Гранитные пегматиты умеренных давлений при начальном минералообразовании – 2-4 кбар, – редкометальные.
- III. Гранитные пегматиты повышенных давлений при начальном минералообразовании – 4-6 кбар, – редкометалльно-мусковитовые.
- IV. Гранитные пегматиты высоких давлений при начальном минералообразовании – 6-10 кбар, – мусковитовые, уран-редкоземельные, керамические.

С ростом давления заметно меняется состав кварц-полевошпатовых котектик: кварц – *K-Na* полевой шпат – 1 кб ~ 40 % кварца, 2 кб ~ 35 % кварца, 4 кб ~ 30 % кварца; кварц – олигоклаз – 1 кб ~ 47 % кварца, 2 кб ~ 43 % кварца, 5 кб ~ 40 % кварца, 10 кб ~ 25 % кварца.

Классификация гранитных пегматитов (Сена, 2002)

Геологический класс: умеренных глубин редкометальные пегматиты, квазиконформные до секущих тела среди метаморфитов андалузит - силлиманитового типа;

$$T \sim 550 - 650^\circ \text{C}, P \sim 2-4 \text{ кб.}$$

Главное патогенетическое семейство редкоэлементных гранитных пегматитов:

Литий – цезий – танталовые, генерируемые умеренноглиноземистыми до крайне высокоглинозёмистыми гранитами S-типа. Граниты синорогенные и позднеорогенные. В составе их флюидной фазы масса фтора, бора, фосфора, лития, рубидия, цезия... Флюидные включения в минералах редкометальных пегматитов содержат микрокристаллы сассолина (борной кислоты) H_3BO_3 , раманита – $(Rb) RbB_5O_8 \cdot 4H_2O$, раманита – $(Cs) CsB_5O_8 \cdot 4H_2O$

5 типов редкоэлементных гранитных пегматитов:

1. Редкоземельный тип, ортитовый и гадолинитовый подтипы ($REE, Y, U, Th, Be, Nb > Ta, Ti, Zr, F$).

2. Берилловый тип, берилл - колумбитовый и берилл - колумбит - фосфатный подтипы ($Be, Nb \sim Ta, P \pm Sn, B, Li$).

3. Комплексный тип, сподуменовый, петалитовый, лепидолитовый, амблигонитовый, эльбаитовый подтипы ($Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta > Nb, P, B, F$).

4. Альбит - сподуменовые тип ($Li, Sn, Li, Ta \sim Nb, B$).

5. Альбитовый тип ($Ta \sim Nb, Be \pm Li, Sn, B$).

Гранитные пегматиты – природные автоклавы

На магматической «автоклавной» стадии при формировании графической, блоковых зон и кварцевого ядра тела гранитных пегматитов – закрытые системы, в значительной степени термостатированные. Небольшой термический градиент всё же был, что создавало возможности для химических транспортных реакций с небольшим количеством вещества растворителя – переносчика. Наличие газовых пустот обеспечивало некоторый градиент давлений внутри пегматитового «автоклава», – дополнительный фактор движения флюидов. Концентрация солей в H_2O и $H_2O - CO_2$ флюидах составляла 40 и более масс. %, это – хлориды K, Na, Fe, Ca , фториды и алюмофториды K и Na , бораты K, Na, Li , борофториды K и Cs . Крупные до огромных размеры кристаллов полевых шпатов (до 55 м), кварца (до 15 м), сподумена (до 12 м), берилла (до 18 м), мусковита (до 6 м), топаза (до 1.5 м) и их исключительные качества свидетельствуют о чрезвычайно медленной скорости их кристаллизации. Термостатирование и фракционная кристаллизация пегматитовых расплавов-растворов обеспечили поразительную степень дифференциации вещества. Собственные минералы образуют даже те химические элементы, которые в стандартных процессах полностью маскированы в минералах распространённых элементов: гафнон $Hf[SiO_4]$, поллуцит $Cs[AlSi_2O_6]$, рубиклин $Rb[AlSi_3O_8]$, черниит Cu_2CdSnS_4 . Яркий пример – аммониевый полевой шпат баддингтонит в пегматитах. Кларк азота в гранитах первые г/т. Азот (NH_4^+) должен был рассеяться в калишпатах и слюдах.

На фотографиях (рис. 27.4 – 27.7) показаны редкометальные гранитные пегматиты. В составе наблюдается значительно большее количество кварца.



Рис. 27.4. Гранитные пегматиты. Урал



Рис. 27.5. Гранитные пегматиты. Урал



Рис. 27.6. Гранитные пегматиты. Средний Урал. Колл. О.К. Иванова. Фото Н.Н. Жукова



Рис. 27.7. Гранитные пегматиты. Ильменские горы. Южный Урал

27.2. Редкометальные гранитные пегматиты

Амазонит

Амазонит – щелочной полевой шпат зелёного цвета.

Редкометалльные пегматиты содержат поделочный амазонит (Россия, Бразилия, Индия, США, Канада). Амазонит образуется только в кислой среде, когда практически нет Fe^{3+} , – причины стандартной красной окраски *K-Na* полевых шпатов.

Самое крупное в России месторождение амазонита – Западно-Кейвское расположено в центре Кольского п-ова (рис. 27.8). Это серия мощных крутопадающих жил пегматитов зонального строения (г. Парус, г. Плоская). Полевошпатовая зона этих пегматитов сложена ярким зелёным и синевато-зелёным амазонитом. Нередки большие $> 1 \text{ м}^3$ кристаллы амазонита с крупными блестками снежно-белого альбита (структуры распада твёрдого раствора и продукты их переотложения).

Замечательным синеватым амазонитом (рис. 27.9) богаты некоторые тела пегматитов Ильменских гор; из этого камня изготовлены вазы, он широко использован при создании "каменной" карты Советского Союза в Эрмитаже.

Особый интерес представляет содержание в щелочных полевых шпатах свинца. Эти минералы – главные носители свинца в земной коре, его среднее содержание в полевых шпатах около 30 г/т. Поздние полевые шпаты гранитов и гранитных пегматитов – амазониты содержат от 100 до 500 г/т свинца и более. Именно свинец – причина амазонитовой окраски. Интенсивно окрашенные амазониты – всегда образования эпигенетические, – продукты процесса амазонитизации.

Это впервые установил акад. А.Н. Заварицкий по наблюдениям в Ильменском заповеднике. Мне представляется, что амазонит возникает путем высокотемпературного ионного обмена, внедрения ионов свинца в структуру полевого шпата.

Тонкие физические исследования показали, что голубая – синеватая окраска амазонита обусловлена наличием ионов трёхвалентного свинца, а зелёная окраска амазонита обусловлена наличием ионов одновалентного свинца (*Julg, 1998*). Таким образом, зелёный амазонит – индикатор высокой кислотности / восстановленности среды минералообразования. Минералогические наблюдения хорошо коррелируются с этим, – с зелёным амазонитом часто ассоциируют топаз или фенакит.



Рис. 27.8. Пегматиты с гигантскими до первых м^3 кристаллами амазонита. Гора Парус, Кейвы, Кольский полуостров

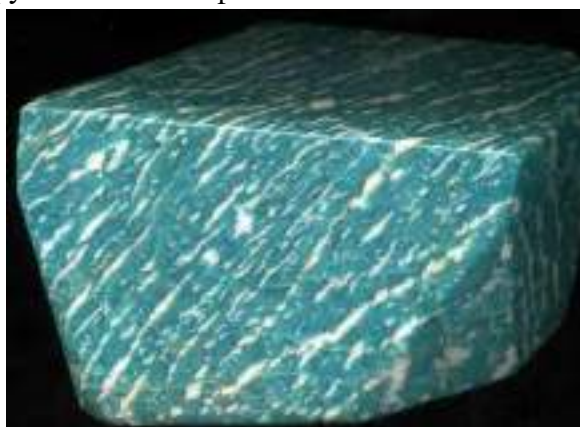


Рис. 27.9. Амазонит. Кольский п-ов

На фотографиях (рис. 27.10 – 27.13) показаны образцы микроклина, гнейсов и гранитных пегматитов, которые локально амазонитизированы.



Рис. 27.10. Микроклин локально амазонитизирован. Мадагаскар

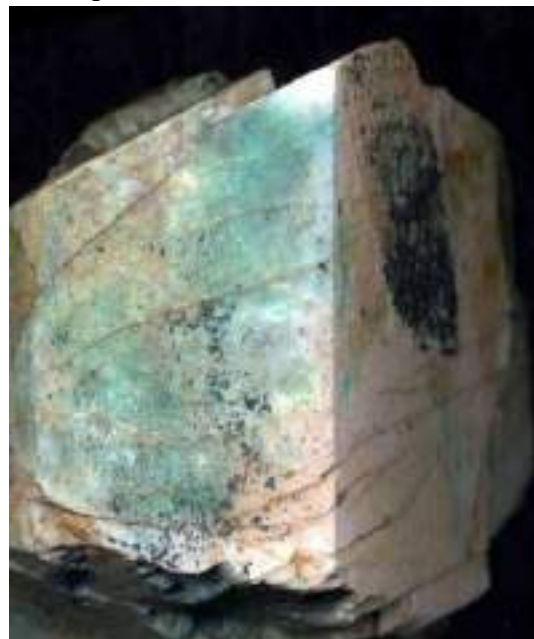


Рис. 27.11. Микроклин частично амазонитизирован. Ильмены, Блюмовская копь. Колл. и фото Э.М. Спиридонова



Рис. 27.12. Графические пегматиты. Микроклин частично амазонитизирован. Ильмены



Рис. 27.13. Амазонитизированные гнейсы на контакте с пегматитами. Кейвы

На фотографиях (рис. 27.14 – 27.17) показаны образцы голубого амазонита из США и Бразилии.

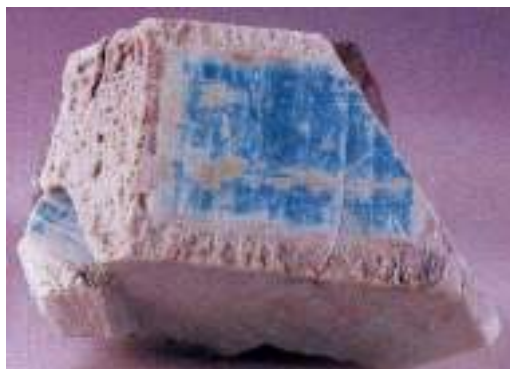


Рис. 27.14. Гранитные пегматиты в батолите Pikes Peak, Колорадо, США



Рис. 27.15. Гранитные пегматиты в батолите Pikes Peak, Колорадо, США



Рис. 27.16. Голубой амазонит.
Montana area, Минас Жерайс,
Бразилия



Рис. 27.17. Амазонит, раухкварц и альбит.
140 мм. Lake George, Колорадо

Зелёная окраска амазонита обусловлена ионом Pb^{2+} , что фиксирует высокую кислотность минералообразующего флюида (рис. 27.18 – 27.21).



Рис. 27.18. Кристалл амазонита
450 мм - 64 кг. Масарони, Бахия,
Бразилия

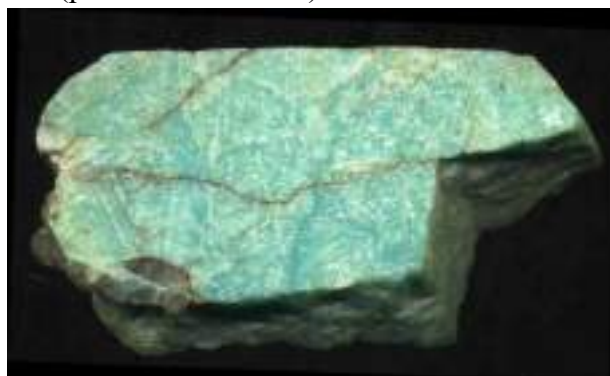
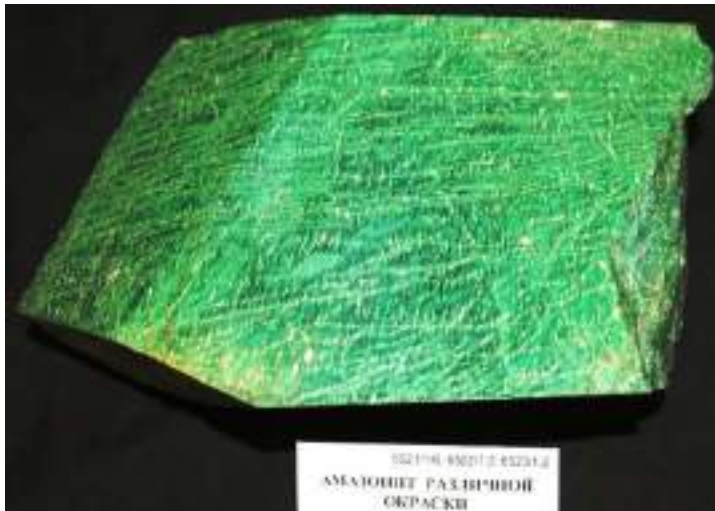


Рис. 27.19. Амазонит-микроклин-пертит
67x33 мм. Ильмены. Колл. и фото ЭМС



*Рис. 27.20. Амазонитовый микроклин-пертит.
Гранитные пегматиты горы Парус. Кейвы.
Кольский полуостров. Фото Н.Н. Жукова и Э.М.
Спиридонова*



*Рис. 27.21. Амазонитовый
микроклин-пертит.
Гранитные пегматиты горы
Парус. Кейвы. Кольский
полуостров. Фото Н.Н.
Жукова и Э.М. Спиридонова*

История формирования и зональность

Гранитные пегматиты отличаются сложным минеральным составом. Однако 90-95% их массы составляют пертит (ортоклаз и микроклин), кварц, олигоклаз, сподумен, в отдельных случаях биотит, мусковит, лепидолит. По мере развития пегматитового процесса закономерно меняется состав пегматитообразующих минералов: олигоклаз (+ кварц, биотит) → пертит (+ кварц, биотит) → кварц (\pm сподумен) (магматическая стадия). Хороший геохимический индикатор для щелочных полевых шпатов - величина Rb/Ba, обычно в ходе кристаллизации она заметно возрастает. В щелочных полевых шпатах магматитов с повышенной агпаитностью, включая некоторые типы гранитных пегматитов, проявлено изоморфное замещение берлинитового типа $Si^{4+} + Si^{3+} \leftrightarrow Al^{3+} + P^{5+}$. Такие полевые шпаты могут содержать до 1 масс. % фосфора и более. Щелочные полевые шпаты редкометальных гранитных пегматитов содержат > 1-3 и до 26 масс. % Rb, до рубиклина.

Позже образуются пневмато-гидротермальные образования. Ранний замещающий комплекс – кварц-мусковитовый, нередко развит локально или по ослабленным зонам. Этот «калиевый» метасоматоз высвободил заметное количество Na, Ca, менее Fe. Мусковит содержит масс до 4% масс рубидия и 0.2% цезия.

Редкометальные пегматиты: сподумен – калишпат – альбитовые, альбит – сподуменовые, существенно альбитовые с танталит – колумбитом, бериллом и минералами лития; калишпат – альбитовые с бериллом и танталитом; существенно калишпатовые (микроклиновые) с бериллом и колумбитом и иные. Рассмотрим два типа.

Наиболее важный тип промышленных редкометальных пегматитов: сподумен – калишпат-альбитовые с минералами *Li*, поллуцитом, танталитом и бериллом. Это единичные мощные жилы и линзы, залегающие полого – Бикита (Центр. Африка), Карибид (Намибия), Танко и Монтгари (Канада), Варутреск (Швеция), Вольта Гранде (Минас Жераис, Бразилия), Вишняковское – Елаш (Саяны), Калбинские (ЮЗ Алтай). Их размеры впечатляют – до 1500 x 1000 x 100-150 м. Весьма сложный минеральный состав. Очень высокая степень дифференциации. Нередко строение пегматитов от зальбандов к центру таково:

- 1) неравномерно-зернистые жильные граниты;
- 2) графическая зона калишпат+кварц;
- 3) зона зернистого альбита с бериллом и колумбитом;
- 4) зона блокового кашпата;
- 5) зона кварц-мусковитовая с бериллом и танталит колумбитом;
- 6) зона сахаровидного альбита с танталит-колумбитом;
- 7) кварц-клевеландит-сподуменовая зона с амблигонитом, петалитом, литиофиллитом, танталатами, бериллом;
- 8) зона мелкопластинчатого альбита с *Li-Rb*-мусковитом, воджинитом, микролитом и другими танталатами, бериллом, поллуцитом;
- 9) зона лепидолита с поллуцитом и микролифтом;
- 10) зона блокового микроклина;
- 11) зона блокового кварца.

Иногда соседние зоны сливаются до 3 – 7 зон. В ряде пегматитовых тел развиты небольшие скопления сульфидов (пирротин, халькопирит, станноидит, теннантит, тетраэдрит, висмутин) и самородного висмута. В этих пегматитах величина $Ta/Nb > 1$ и до 5-10. По падению жил сподумен – калишпат – альбитовых пегматитов промышленное оруденение прослеживается на глубину в несколько сот метров. На глубину наиболее выдержанны содержания *Nb*, *Be*, менее *Ta* и *Sn*, резко снижаются концентрации *Rb* и особо *Cs*.

Рассмотрим строение Вишняковского месторождения (рис. 27.22).

- 1) 13 жильных тел пегматитов:
 - длина 300 – 2500 м, в среднем 1500 м;
 - длина по падению 70 – 1600 м, в среднем 1100 м;
 - мощность 2 – 33 м, в среднем 14 м.
- 2) Сподумен – воджинит – танталитовый тип руд.
- 3) Средние содержания :
 - *Ta* – 200 ppm, *Nb* – 70 ppm,
 - *Sn* – 100 ppm, *Be* – 200 ppm,
 - *Rb* – 4000 ppm, *Cs* – 350 ppm,
 - *Li* – 400 ppm.

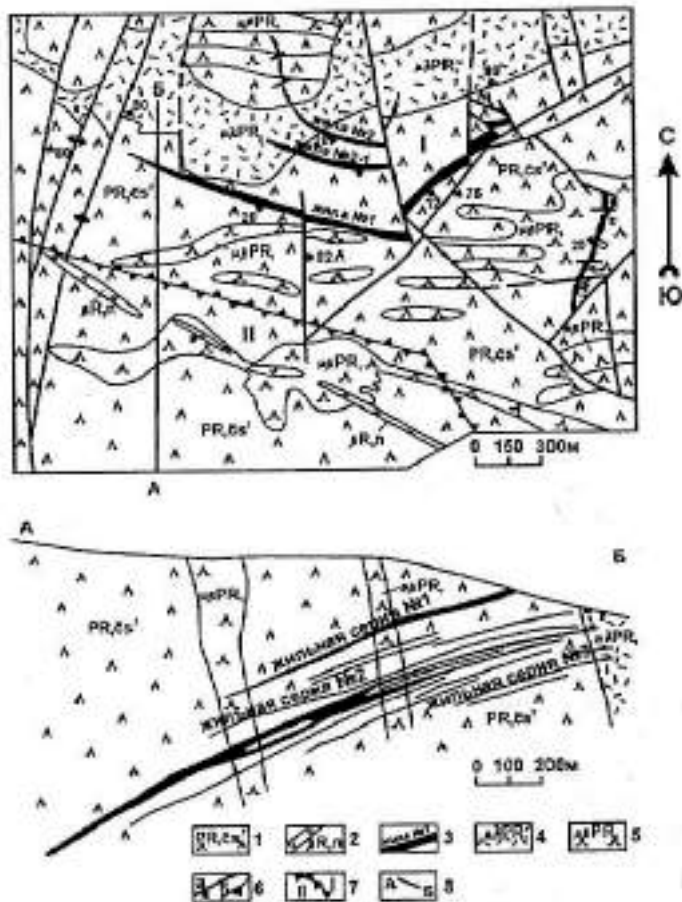


Рис. 27.22. Схематические геологические карта и разрез Вишняковского месторождения (по Г.М. Ерёмину и др., 1980). 1 – нижний протерозой: сублукская серия, часовенская свита (метадиабазь метапорфириты, ортоамфиболиты); 2-3 – интрузивные породы: 2 – верхний протерозой, Нерчинский интрузивный комплекс, (дайки диабазов), 3 – нижняя протерозой, Саянский интрузивный комплекс, (редкометалльные пегматиты 4-5 – субвулканические образования нижнего протерозоя: 4 – фельзиты, гранит-порфиры, 5 – метадиабазы, метагаббро диабазы; 6 – разрывные нарушения геологические контакты (6); 7 – границы между участками месторождения: I – участок Рябиновый, II – участок Юго-Западный; 8 – линия разреза по А-В

Рассмотрим одно из самых знаменитых пегматитовых тел на Земле – Танко (Манитоба, Канада) (рис. 27.23). Данное пегматитовое тело – огромное, сложно дифференцированное. Оно изучено самым детальным образом: черное – полуцитовая зона. На рисунке 27.24 показана упрощенная схема. Длина тела составляет около 100 м, мощность: до 30 м. В каждой зоне проведена полная минеральная, химическая характеристика.

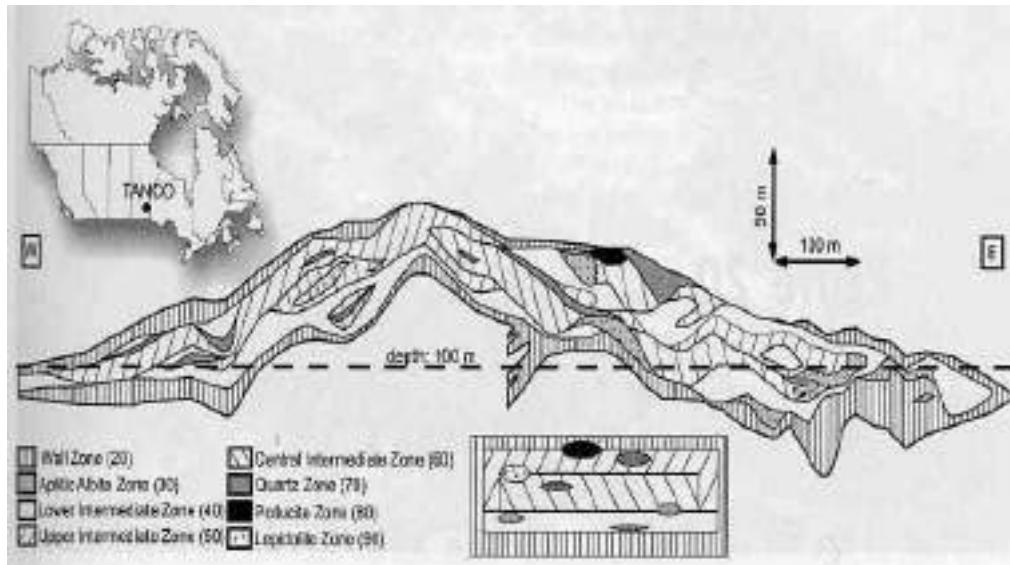


Рис. 27.23. Поперечный разрез с востока на запад через пегматит Танко (по данным геологов компании Tapco). Очень схематичный и упрощенный вид его зонального распределения показан рядом с легендой. Обратите внимание, что вертикальный масштаб увеличен вдвое, чтобы лучше рассмотреть зональность

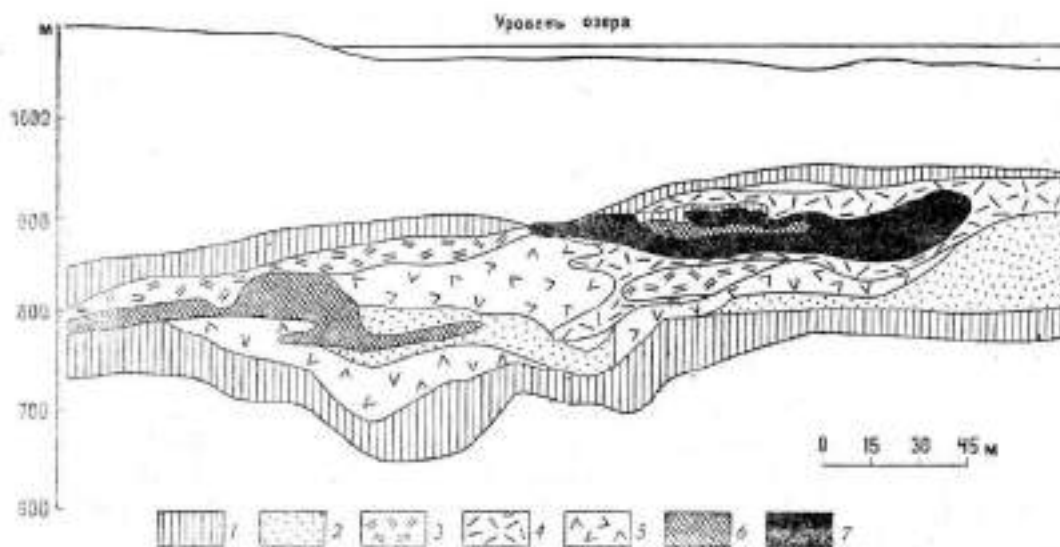


Рис. 27.24. Рис. 100. Вертикальный разрез пегматитового тела Танко (месторождения Берник-Лейк, Канада). По П. Черный и Р. Фергюсону. 1 – альбит-кварц-микроклиновная зона; 2 – мелкозернистая кварц-альбитовая зона; 3 – микроклин-альбит-кварц-сподуменовая зона; 4 – сподумен-кварц-амблигонитовая зона (с петалитом); 5 – микроклин-альбит-кварцевая зона (с танталовой минерализацией); 6 – кварцевая зона; 7 – поллуцитовая зона

На рисунках 27.25, 27.26 показаны схемы других крупных пегматитовых тел.

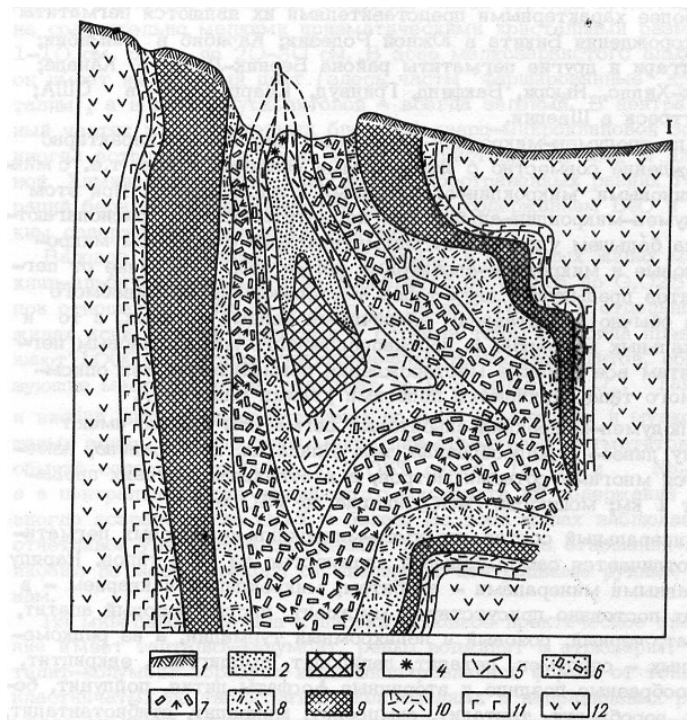


Рис. 27.25. Геологический разрез по сподумен-микроклин-альбитовому пегматиту. 1 – почвенный слой и наносы; зоны: 2 – блокового кварца, 3 – блокового микроклина II, 4 – чешуйчатого лепидолита, 5 – мелкопластинчатого альбита, 6 – кварц-сподуменовая, 7 – клевеландит-сподуменовая, 8 – кварц-мусковитовых гнезд, 9 – блокового микроклина I, 10 – гнезд мелкозернистого альбита с бериллом, 11 – графическая кварц-микроклиновая: 12 – габбро

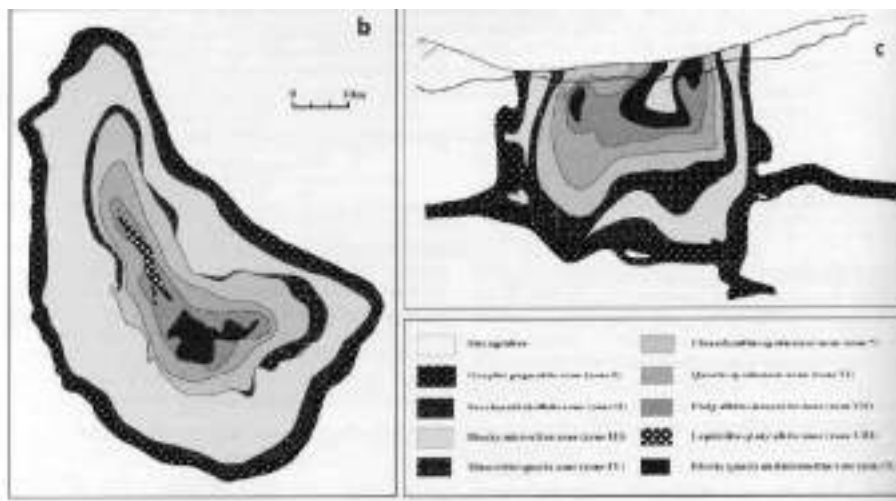


Рис. 27.26. (а) Геологическая карта, (б) внутренняя текстурная зональность и (д) эрозионный разрез гранитного пегматита Коктокау № 3 гранитного пегматита, Алтай, Северо-Западный Китай

Существуют гранитные пегматиты близкого состава в виде крутопадающих пластообразных слабозональных тел. В них отсутствуют кварцевое ядро, зона лепидолита, краевые зоны гранитной и графической структуры; все остальные зоны имеются, но размещены не строго закономерно; парагенезы минералов точно те же. Для пегматитов данного типа особо характерен клевеландит - голубоватый, зеленоватый, сероватый альбит в несколько расщеплённых пластинчатых кристаллах. Характерны разноцветные турмалины - от чёрного и густо коричневого шерла до эльбаита синеватого (индиголита с Fe^{2+}), светло окрашенного полихромного и до чисто розового и бесцветного – ахроита (только с $Li-Al$).

Другой сравнительно редкий, но весьма важный промышленный тип редкометалльных гранитных пегматитов – альбит-сподуменовые с колумбитом, бериллом, касситеритом. Представлен плитообразными жилами, часто круто падающими, длиной до 3 км, с вертикальной протяжённостью до 2 – 6 км и более, при мощности от 1-10 до 40-60 м. Главные минералы – кварц, альбит и сподумен, калишпата до 10-15 %. Второстепенные – зелёный чешуйчатый мусковит (лепидолита нет), сине-зелёный турмалин, гранат, апатит (рис. 27.27). Зональность мало отчётливая, дифференциация слабая. Обычно развиты две-три зоны: краевая мелкозернистая кварц-альбитовая; главная кварц-альбит-сподуменовая; ± зона блокового микроклина. Главные редкометалльные минералы – серо-зеленоватый сподумен (кристаллы до многих м), берилл, колумбит. Это крупнейшие месторождения лития – отдельные тела содержат до 1 млн. т лития. Кроме того, это довольно крупные месторождения бериллия, а также тантала (но $Ta/Nb < 1$!) и олова, с запасами каждого до десятков тысяч тонн. Нуристан (Афганистан и частью соседние страны) – крупнейшая литиевая провинция мира.

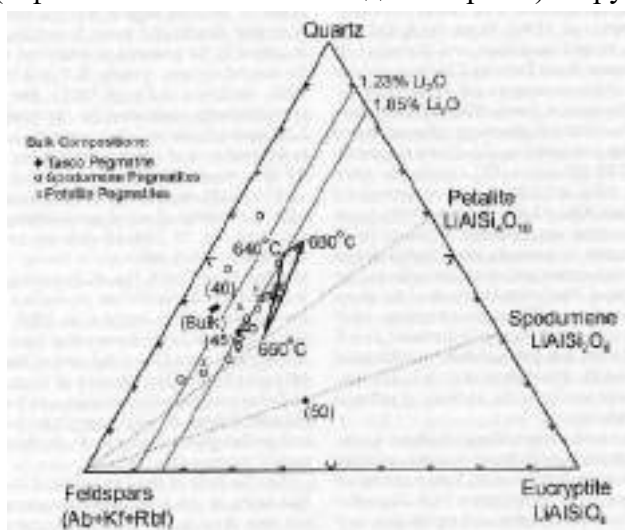


Рис. 27.27. Сравнение реального состава редкометалльных гранитных пегматитов с составами синтетических расплавов



Рис. 27.28. Пластинки биотита в графическом пегматите

Крупнейшие пегматитовые поля:

- Перуанское,
- Ишкашимское,
- Нилау-Куламское,
- Дара-и-Пичское.

Именно для этих литиеносных гранитных пегматитов предполагается палингенное происхождение (за счёт материала глубоко погруженных и метаморфизованных литиеносных соленосно-глинистых толщ типа отложений современных бессточных озёр на западе Северной Америки).

На фотографиях (рис. 27.29 – 27.32) показаны пластины биотита и монацита, циннвальдита в амазонит-кварцевом агрегате.



Рис. 27.29. Пластины биотита и монацита в блоковом агрегате К-На полевого шпата



Рис. 27.30. Монацит – агрегат 24x21мм. Виенорполис. Минас Жерайс

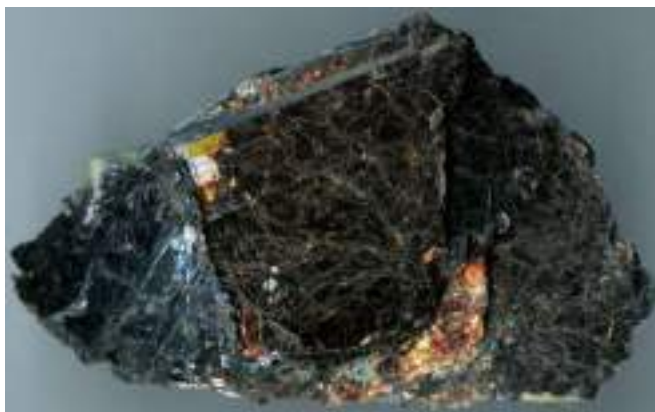


Рис. 27.31. Циннвальдит в амазонит-кварцевом агрегате. Гора Плоская, Кейвы, Кольский полуостров



Рис. 27.32. Циннвальдит в амазонит-кварцевом агрегате. Гора Плоская, Кейвы, Кольский полуостров

Кордиерит – секанинаит

Химическая формула: $(Fe, Mg)_2 Al_3 [AlSi_5 O_{18}]$.

Кордиерит и феррокордиерит (рис. 27.33, 27.34) – типичные минералы редкометальных пегматитов, сопряжённых с высокоглинозёмистыми гранитами (S-тип гранитов). Эти минералы очень легко гидратируются и замещаются мелкозернистыми агрегатами хлорита и светлых слюд. Поэтому сравнительно редко описываются в редкометальных пегматитах.



Рис. 27.33. Кордиерит – секанинаит.
Чехия



Рис. 27.34. Кордиерит с раухкварцем и альбитом. Средний Урал

Апатит

Апатит – фторапатит этих пегматитов беден REE (< 0.1 %) и Sr (< 0.1 %) и обогащён марганцем (1-11 масс. % MnO) (рис. 27.35, 27.36)



Рис. 27.35. Иттрофлюорит в амазонит-кварцевом агрегате. Гора Плоская, Кейвы, Кольский п-ов



Рис. 27.36. Иттрофлюорит в амазонит-кварцевом агрегате. Гора Плоская, Кейвы, Кольский п-ов

Циркон – гафнон

Химическая формула циркона (рис. 27.37): $Zr [SiO_4]$

Химическая формула гафнона (рис. 27.38): $Hf [SiO_4]$



Рис. 27.37. Циркон из амазонитовых пегматитов. Прибайкалье



Рис. 27.38. Гафнон и квелеландит. Nairatine, Мозамбик

Монацит

Химическая формула: $(Ce, La, Nd, Ca, Th, U)[PO_4, SiO_4, SO_4]$

Монацит (рис. 27.39) – член изоморфных серий моноклинных $(Ce, La, Nd...Sm)[PO_4]$ (собственно монацит) – $CaTh[PO_4]_2$ (чералит) – $Th[SiO_4]$ (хаттонит) – гаспарит $(Ce, La, Nd)[AsO_4]$, с небольшой примесью минала ксенотим $Y[PO_4]$. В составе монацита обычно $Ce: La: Nd \sim 2:1:1$, изредка преобладает La, ещё реже Nd. Монацит – типичен для гранит-пегматитов, бедных Ca, в них это основной минерал-концентратор и носитель лёгких REE и Th, Th до 20 масс. % и более (Phosphates..., 2003 и мн. др.). В монаците ряда гранитных пегматитов столь же высоки содержания U (Gramaccioli, Segalstad, 1978). В присутствии ксенотима состав монацита – индикатор T: при 2 кб с ростом T от 300 до 1000°C мольная доля $Y[PO_4]$ растёт от 3 до 16% (Gratz, Heinrich, 1997).

Преимущественно хаттонитовый тип изоморфных замещений в монаците (рис. 27.40):

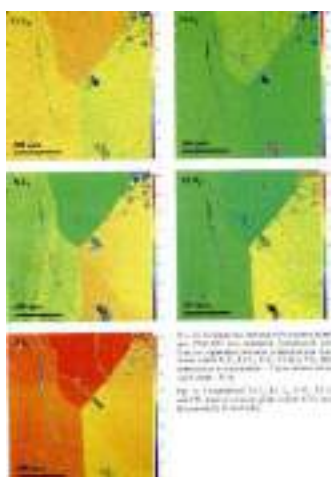


Рис. 27.39. Секториально-зональный кристалл монацита

$REE [PO_4] \leftrightarrow Th [SiO_4]$

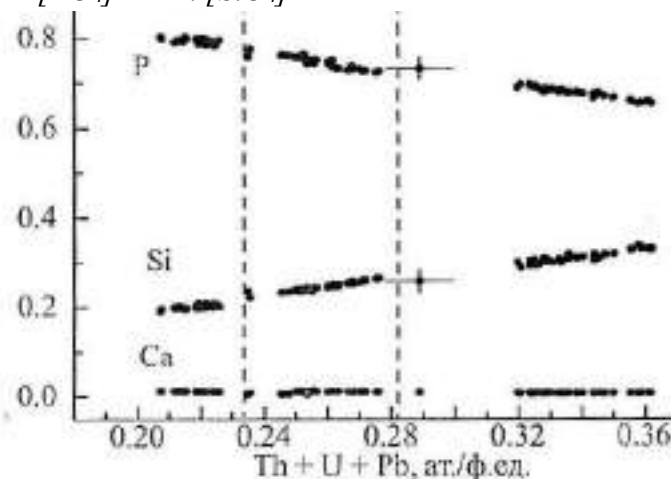


Рис. 27.40. Изоморфные замещения

гранитных пегматитов

Блюмовской копи Ильменских гор

(Вотяков и др., 2012).

Химический состав гранитных пегматитов

Состав монацита – сложный (рис. 27.41). Монацит содержит большое количество тория и незначительную долю кальция.

Оксид	Химический состав*									
	2	10	17	25	31	37	64	78	84	104
ThO ₂	14.81	16.09	15.70	18.03	18.73	20.18	14.73	15.28	12.94	13.15
UO ₂	0.66	0.77	0.76	1.20	1.11	1.06	0.74	0.94	0.59	0.65
PbO	0.20	0.21	0.21	0.25	0.26	0.27	0.20	0.20	0.17	0.17
P ₂ O ₅	25.78	25.35	25.72	23.14	22.81	22.48	24.72	24.39	26.96	26.51
La ₂ O ₃	12.91	12.39	12.28	11.25	11.92	11.64	12.86	12.67	12.93	13.42
Ce ₂ O ₃	25.89	24.84	25.16	24.95	24.80	24.66	26.58	25.90	26.68	26.28
Pr ₂ O ₃	2.66	2.51	2.58	2.62	2.62	2.68	2.82	2.71	2.67	2.66
Nd ₂ O ₃	9.56	9.38	9.51	10.10	9.27	9.36	10.10	9.45	9.82	9.30
Sm ₂ O ₃	1.46	1.43	1.41	1.55	1.38	1.24	1.28	1.37	1.47	1.37
Gd ₂ O ₃	1.05	1.14	1.16	0.99	0.83	0.81	1.00	1.00	0.92	1.13
Dy ₂ O ₃	0.20	0.26	0.32	0.12	0.22	0.13	0.16	0.27	0.24	0.22
Eu ₂ O ₃	0.02	0.07	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tb ₂ O ₃	0.06	0.04	0.04	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.08
Y ₂ O ₃	0.77	0.90	0.89	0.45	0.56	0.36	0.50	0.81	0.81	0.83
SiO ₂	2.57	2.81	2.75	4.29	4.37	4.67	3.22	3.34	2.31	2.24
CaO	0.87	1.00	0.95	0.23	0.25	0.23	0.34	0.40	0.77	0.95
Сумма	99.47	99.19	99.46	99.22	99.13	99.77	99.30	98.94	99.28	98.97

Рис. 27.41. Химический состав гранитных пегматитов

Мусковит

На фотографиях (рис. 27.42 – 27.47) показаны образцы мусковита с альбитом и кварц-мусковитовый комплекс с гранатом.



Рис. 27.42. Мусковит с альбитом. 95x80 мм. Linopolis, Divino das



Рис. 27.43. Мусковит с альбитом. 91 мм. Mina Ire, Governador Valadares, Минас Жерайс, Бразилия

*Laranjeiras, Минас Жерайс,
Бразилия*



Рис. 27.44. Кварц – мусковитовый замещающий комплекс с гранатом (Mn-альмандин)

Рис. 27.45. Кварц – мусковитовый замещающий комплекс с гранатом (Mn-альмандин)

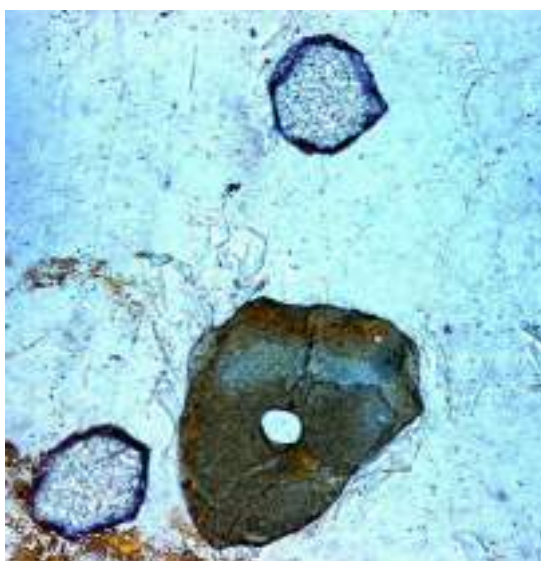


Рис. 27.46. Кварц – мусковитовый замещающий комплекс + альбит + гранат (Mn-альмандин, спессартин) + шерл. Калба. При 1 николе

Рис. 27.47. Кварц – мусковитовый замещающий комплекс + альбит + гранат (Mn-альмандин, спессартин) + шерл. Калба. При 1 николе

Спессартин

Химическая формула: $(Mn, Fe^{2+}, Mg)_3 (Al, Fe^{3+})_2 [SiO_4]_3$

Спессартин и альмандин-спессартин (рис. 27.48, 27.49) (постоянно более 50 % минала спессартина) редкометальных гранитных пегматитов отличаются от граната безрудных гранитных пегматитов на порядок более низкими концентрациями иттрия и иттербия, а также скандия (менее 5 г/т), повышенными концентрациями тантала (более 30 и до 250 г/т), ниобия (более 30 и до 80 г/т) и гафния (более 10 г/т).



Рис. 27.48. Спессартин на кристалле сподумена. Афганистан



Рис. 27.49. Спессартин в кварце. Сай Пуштиру, ущ. Тро, Туркестанский хр

Турмалин

Химическая формула: $W X_3 Y_6 (BO_3)_3 [Si_6O_{18}] (OH, F, O)_4$

$W = Na, K, Ca, ;$

$X = Mg, Fe, Mn, Al, Li, Zn...;$

$Y = Al, Fe, Cr, Ti...$

Турмалин – характерный минерал редкометальных гранитных пегматитов. Наиболее ранний – шерл, сопутствует мусковиту, альмандину, бериллу ранней генерации. Наиболее поздний – эльбаит от розового до практически бесцветного – белого (ахроит) – сопровождает редкометальную минерализацию – лепидолит, поллуцит, минералы *Ta*.

Другие минералы:

Дравит $Na Mg_3 Al_6 (BO_3)_3 [Si_6O_{18}] (OH, F, O)_4$

Шерл $Na Fe^{2+}_3 Al_6 (BO_3)_3 [Si_6O_{18}] (OH, F, O)_4$

Эльбаит $Na Li_{1.5} Al_{1.5} Al_6 (BO_3)_3 [Si_6O_{18}] (OH, F, O)_4$

Шерл редкометальных пегматитов содержит 0.1-0.4 % Li_2O и 0.3-1.4 % MnO . Эльбаит и близкого состава розовый и бесцветный турмалин – типоморфные образования редкометальных пегматитов. Они содержат 200-700 г/т галлия, 300-400 г/т цезия, 70-200 г/т рубидия, 10-40 г/т олова.

На схеме (рис. 27.50) показана структура турмалина. Турмалин – эльбаит при 1 никеле бесцветен и не плеохроирует (рис. 27.52, 27.53). На фотографиях (рис. 27.51, 27.54, 27.55) показаны образцы турмалина-эльбаита и турмалина-шерла.

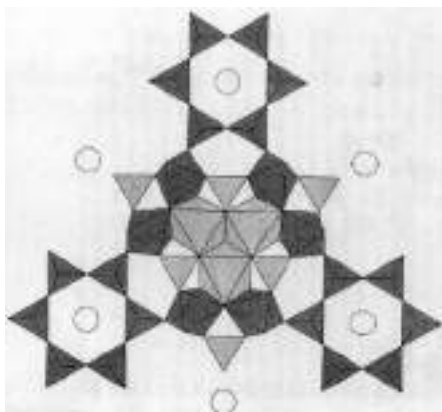


Рис. 27.50. Структура турмалина, спроецированная на (0001); темные тетраэдры = SiO_4 ; светлые треугольники = VO_3 ; светлые октаэдры = YO_6 ; темные октаэдры = ZO_6 ; круги = атомы



Рис. 27.51. Турмалин – шерл на мусковите, Намибия



Рис. 27.52. Турмалин – эльбаит. При I николе

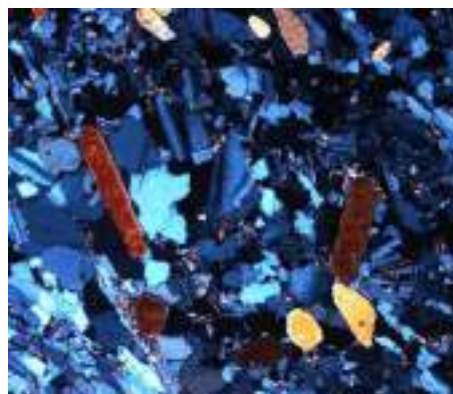


Рис. 27.53. Турмалин – эльбаит. Николи х



Рис. 27.54. Турмалин – эльбаит с лепидолитом и альбитом. Калифорния



Рис. 27.55. Турмалин – эльбаит, Восточный Саян

Лекция 28. Минералогенез гранитных пегматитов. Редкометалльные гранитные пегматиты. Часть 2

Рассмотрим кристаллические структуры рутила и рутило-подобных колумбита, иксиолита, воджинита (рис. 28.1):

- в колумбите – ниобий и железо;
- в иксиолите – железо и тантал;
- в воджините – марганец и олово.

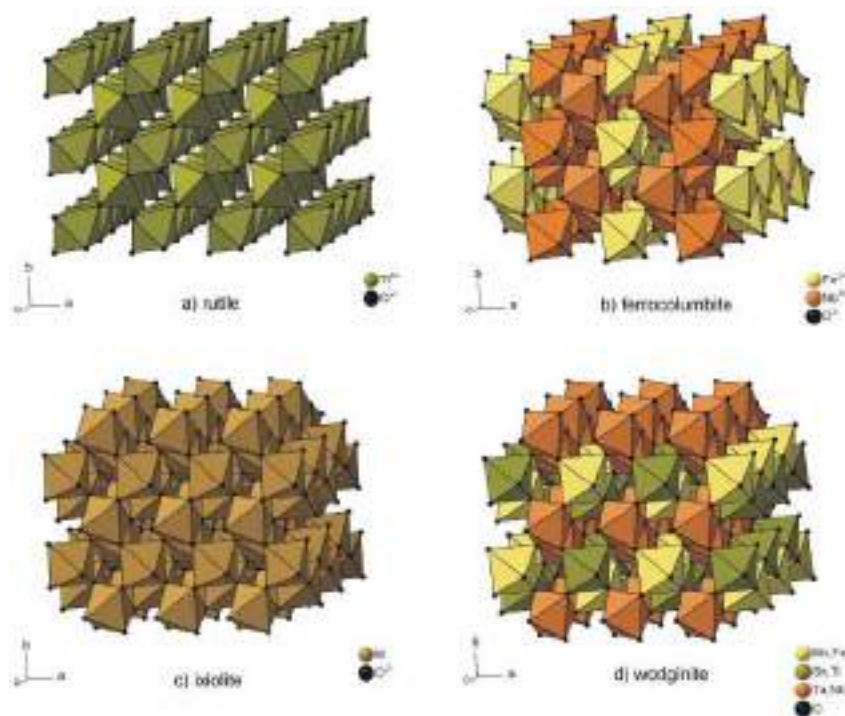


Рис. 28.1. Кристаллические структуры рутила и рутило-подобных колумбита, иксиолита, воджинита

28.1. Колумбит и танталит

Колумбит и танталит – важные промышленные минералы. В них заключена половина общих ресурсов *Ta*. Крупнейшее в мире пегматитовое месторождение танталита – Гринбуш в Австралии содержит около 40.000 тонн *Ta*.

Это типоморфные минералы гранитных пегматитов. Общий тренд эволюции их состава – ферроколумбит (ранние колумбиты иногда содержат *Mg*) → манганколумбит (в различной степени танталистый) → ферротанталит → мангантанталит. Состав данных минералов – хороший индикатор хода дифференциации гранитных пегматитов. Минералы группы колумбита гранитных пегматитов образуют широкие серии твёрдых растворов с касситеритом, ильменорутилом (ниоборутилом), стрюверитом (танталрутилом), вольфрамитом. Поэтому колумбиты и танталиты обычно содержат несколько процентов *Sn*, *Ti*, *W*, *Fe*. Характерная примесь – скандий, до 2 масс. % Sc_2O_3 .

Рассмотрим серии колумбит – танталит (рис. 28.2, 28.3). Минералы серии колумбит-танталит заключают ~ 85 % мировых ресурсов пегматитового *Ta*. Пегматиты Аргентины имеют разнообразные вариации:

- тренд с накоплением марганца;
- тренд параллельного накопления марганца и тантала.

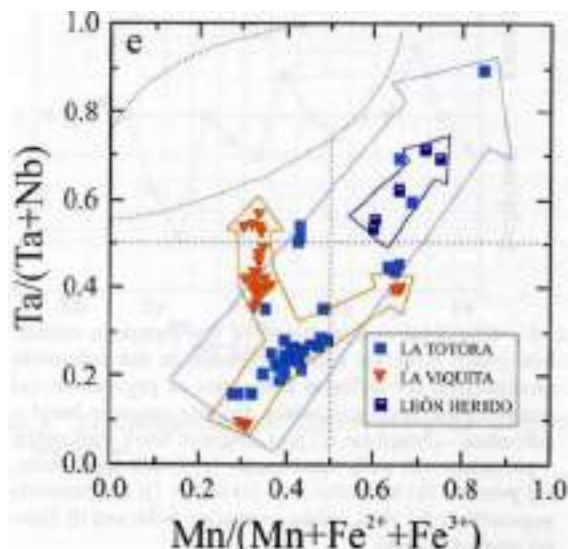


Рис. 28.2. Эволюция состава колумбита - танталита в пегматитах Аргентины

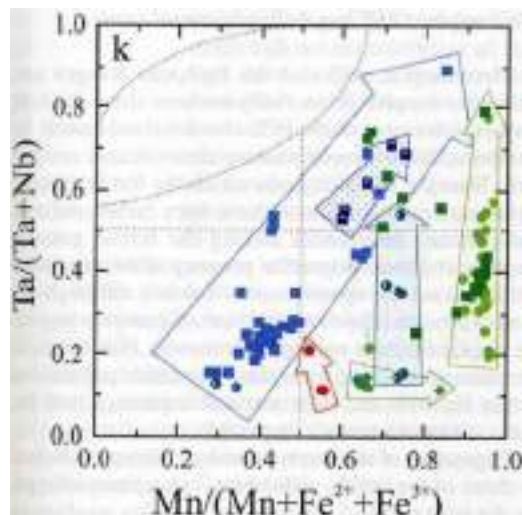


Рис. 28.3. Генеральный тренд от ферроколумбита к марганцотанталиту

Размер кристаллов ферроколумбита (рис. 28.4, 28.5) может достигать более 0.5 м и до 800 кг. Месторождение Зеленая могила в Приазовье (Украина) – это огромные выделения колумбита.



Рис. 28.4. Ферроколумбит. Монгольский Алтай, Синьцзян, Китай



Рис. 28.5. Ферроколумбит. Зеленая Могила, Елисеевка, Приазовье, Украина

Ферроколумбит встречается на кристаллах клевеландита (рис. 28.6). На фотографии (рис. 28.7) показаны кристаллы ферроколумбита из Бразилии, на фотографиях (рис. 28.8, 28.9) показаны кристаллы ферроколумбита из Австралии.



Рис. 28.6. Ферроколумбит. На клевеландите. Минас-Жерайс, Бразилия



Рис. 28.7. Ферроколумбит. На клевеландите. Минас-Жерайс, Бразилия

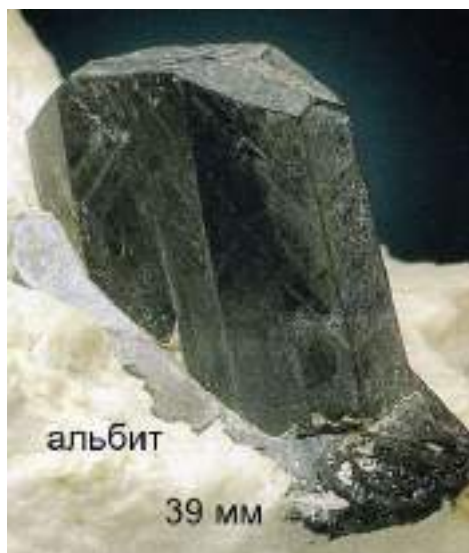


Рис. 28.8. Ферроколумбит. Spargoville, Западная Австралия



Рис. 28.9. Ферроколумбит. Spargoville, Западная Австралия

Манганколумбит

Химическая формула: $(Mn, Fe)Nb_2O_6$.

Появление манганколумбита связано с замещением железа марганцем. В результате характерна красная окраска.



Рис. 28.10. Манганколумбит.
Пиртима, северная Карелия



Рис. 28.11. Манганколумбит в кварце.
Центральная Азия

Колумбит и колумбит – танталит

В интенсивно альбитизированных пегматитах среди участков, состоящих из пластинчатого альбита - клевеландита или зернистого альбита, постоянно развиты пластины колумбита и колумбита - танталита. Их величина зависит от размера пластин альбита. Среди клевеландита длина пластин колумбита до 760 мм при ширине до 610 мм и толщине 6 мм, среди зернистого альбита длина до 10 мм, среди сахаровидного альбита ещё меньше. Толщина пластин колумбита – танталита по (010) менее 1 мм. В клевеландите нередки сферолитовые срастания пластинчатого колумбита-танталита, - «солнца». Пластины колумбита (рис. 28.12, 28.13) – танталита зональны по содержанию и $Nb - Ta$, и $Fe - Mn$: центральные зоны сложены колумбитом (чаще ферроколумбитом), внешние зоны – марганцовистым колумбитом до мангантанталита. С пластинчатыми колумбитом-танталитом ассоциируют циртолит, зелёный турмалин, касситерит, спессартин, манганпатит, трифилин, мелко кристаллический $Na-Li$ берилл, зелёный литийсодержащий мусковит.

Листоватые – пластинчатые колумбит – танталиты связаны всеми постепенными переходами с толсто таблитчатыми, размер которых достигает 610x510x510 мм и вес 630 кг в гранитных пегматитах Black Hills, Южная Дакота, США (Jahns R.H., 1953. Amer. Mineral. Vol. 38. P. 563-598).



Рис. 28.12. Пластинчатый колумбит.
Елаи, Востояный Саян



Рис. 28.13. Пластинчатый колумбит.
Елаи, Востояный Саян

На фотографиях (рис. 28.14 – 28.16) показаны кристаллы колумбита в шлифах.



Рис. 28.14. Два кристалла колумбита (тёмно-серое) включены в манганотанталит (белое). Шлиф при 1 николе



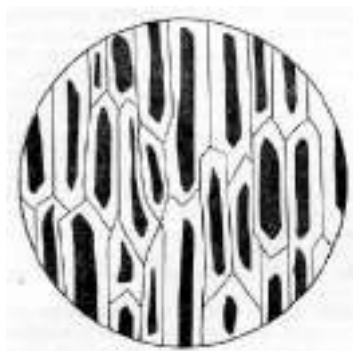
Рис. 28.15. Реликты колумбита (чёрно-тёмно-серое) в манганотанталит (белое). Шлиф при 1 николе. 1.5 мм

Танталит (рис. 28.17) – пластинчатые большие агрегаты. Кристаллы часто формируются вместе с альбитом. Нередко в парагенезе добавляется синий фтористый апатит.

Мангантанталит

Химическая формула: $(Mn, Fe) Ta_2 O_6$.

Некоторые образцы мангантанталита (рис. 28.18) – интересные и дорогие самоцветы (рис. 28.19).



*Рис. 28.16. Игольчатый Та-
колумбит (чёрное) с каймами
мангантанталита (светлое).
Зарисовка шлифа. По А.И.
Гинзбургу (1956)*



*Рис. 28.17. Танталит. 120x150x60мм.
Калбинский хребет, Юго-Западный Алтай*



Рис. 28.18. Мангантанталит



Рис. 28.19. Мангантанталит. Мозамбик



*Рис. 28.20. Мангантанталит в альбите,
Афганистан*



*Рис. 28.21. Мангантанталит в альбите,
Пакистан*

Явление порядок-беспорядок

Отметим, что для минералов характерно явление: порядок-беспорядок. Параметры решетки у малоупорядоченных – больше (рис. 28.22), более рыхлая упаковка. Параметры решетки у упорядоченных – более аккуратная упаковка.

Иксиолит является полным аналогом мангантанталита (рис. 28.23). Иксиолит (Mn, Fe, Sn, Sc) (Ta, Nb, Ti, W) O_4 содержит от следов до 5 – 15 масс. Sc_2O_3 .

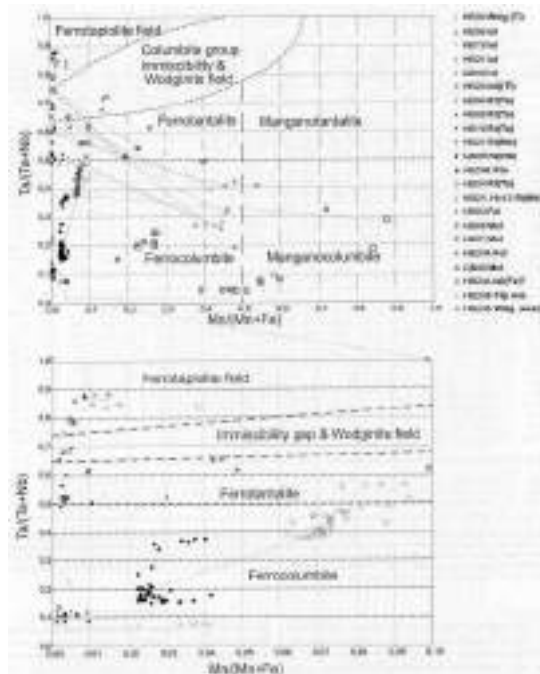
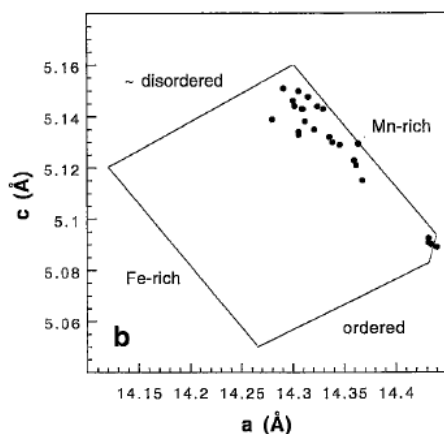


Рис. 28.22. Средние составы и параметры элементарных ячеек колумбита - танталита из пегматита Хардинг. а) Составы, нанесенные на четырехугольник колумбита. Обратите внимание на примерную тенденцию фракционирования от Nb-богатых к Ta-богатым составам. б) Параметры элементарной ячейки, нанесенные на диаграмму а с по Wise et al. (1985).

Неупорядоченные и частично упорядоченные образцы взяты из верхней и нижней зон берилла (стенки). Упорядоченные образцы - из внутренних блоков

Рис. 28.23. Данные о составе групп рутила и иксиолита и других сосуществующих оксидов Ti-Ta-Nb

28.2. Минералы группы пирохлор – микролит – бетафит

Сложные оксиды Nb-Ta-Ti: группа пирохлора – микролита – бетафита

Минералы группы пирохлора – микролита – бетафита:

$A_2(Nb, Ta, Ti), O, X$; $X = F, OH, O$; $A = Ca, Na, Ba, U, Bi, Sb, K$.

$Nb > Ta, Ti$ – пироклор
 $Ta > Nb, Ti$ – микролит
 $2 Ti > Nb+Ta$ – бетафит.

Богатый танталом пироклор и микролит с заметным содержанием U и бедные $Ti, GREE$ и Y , – одни из характерных минералов гранитных пегматитов. В позиции A в составе микролита обычны $Na+Ca$, но и $Pb, U, Ba, Bi, Sb, Sr, Sn$. Бедный ураном микролит светло окрашен, прозрачный. Богатый ураном микролит (джалмаит) в различной степени метамиктный, тёмный до чёрного, вероподобный, непрозрачный.

Микролит (рис. 28.24 – 28.29) заключает около 5 % мировых ресурсов пегматитового. С микролитом часто ассоциирует воджинит.



Рис. 28.24. Касситерит, микролит, лепидолит на микроклине. 70x60 мм.
Липовка, Средний Урал



Рис. 28.25. Микролит на поверхности пластин сподумена. Вороньи тундры, Кольский полуостров



Рис. 28.26. Микролит 11 мм на аквамарине. Кунар, Нуристан. Афганистан



Рис. 28.27. Микролит. 32x30 мм. Масос, Alto Ligonha, Мозамбик



Рис. 28.28. Микролит 17 мм в агрегате лепидолит+альбит. Parrook, Афганистан



Рис. 28.29. Микролит 8 мм в клевеландите. Peach, Афганистан

28.3. Минералы группы воджинита

Минералы группы воджинита – это моноклинные упорядоченные сложные оксиды на основе структуры рутила TiO_2 , богатые танталом:

- Воджинит $Mn^{2+} Sn Ta_2 O_8$
- Литиоводжинит $Li Ta Ta_2 O_8$
- Тантал воджинит $Mn^{2+} Ta Ta_2 O_8$
- Титан воджинит $Mn^{2+} Ti Ta_2 O_8$
- Ферроводжинит $Fe^{2+} Sn Ta_2 O_8$
- Ферротитановоджинит $Fe^{2+} Ti Ta_2 O_8$

Минералы группы воджинита со структурой $\alpha-PbO_2$ – моноклинные упорядоченные сложные оксиды на основе структуры рутила TiO_2 , богатые танталом, - характерные поздние минералы гранитных пегматитов. Это – воджинит $Mn Sn Ta_2 O_8$, ферроводжинит $Fe Sn Ta_2 O_8$, танталводжинит $(Mn, Ta) Sn Ta_2 O_8$, титанводжинит $Mn Ti Ta_2 O_8$, литиоводжинит $Li Ta Ta_2 O_8$. Воджинит обычно содержит 50-70 масс. % Ta , с соотношением $Ta:Mn:Fe \sim 3:2:1$. Воджинит (рис. 28.30 – 28.33) включает около 5 % мировых ресурсов пегматитового Ta .



Рис. 28.30. Воджинит. Калбинский хребет, юго-западный Алтай



Рис. 28.31. На контакте двух разновидностей альбита



Рис. 28.32. Воджинит в агрегатах Li-Rb-мусковита. Восточный Саян



Рис. 28.33. Воджинит в агрегатах Li-Rb-мусковита. Восточный Саян

Самарскит

На рисунке 28.34 показана классификация минералов группы самарскита.

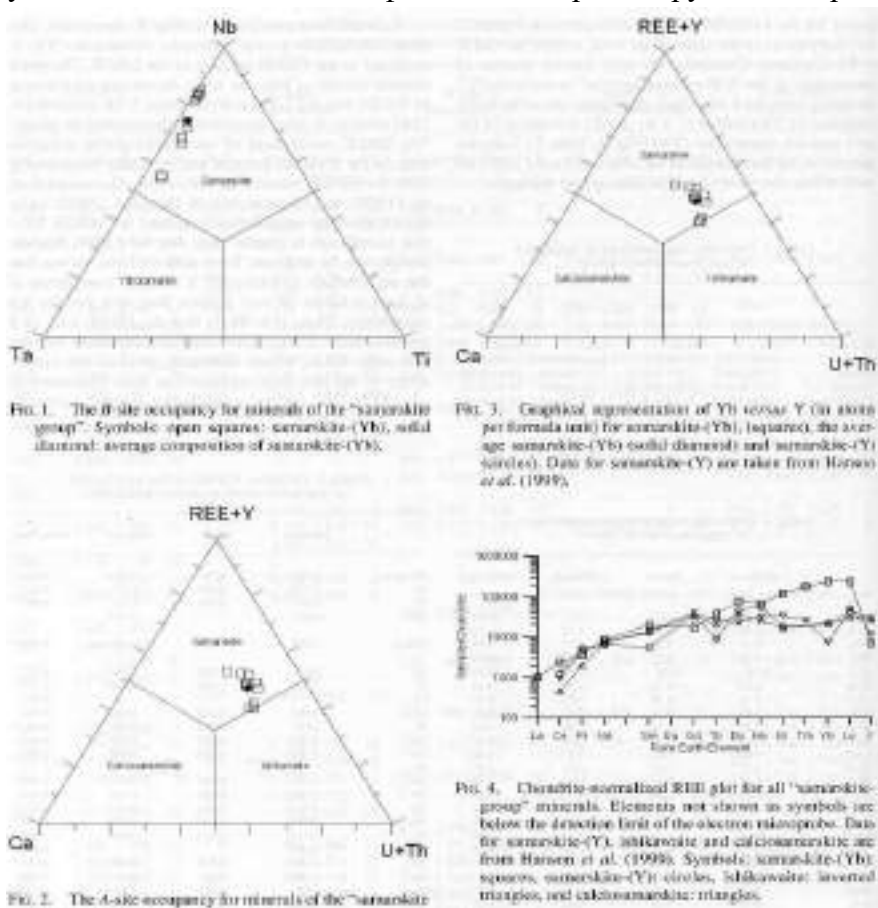


Рис. 28.34. Классификация минералов группы самарскита

В шлифах самарскит имеет темные окраски (рис. 28.35, 28.36).

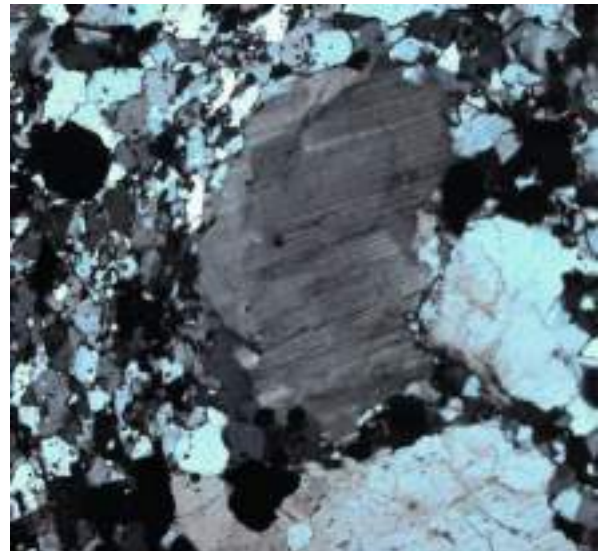
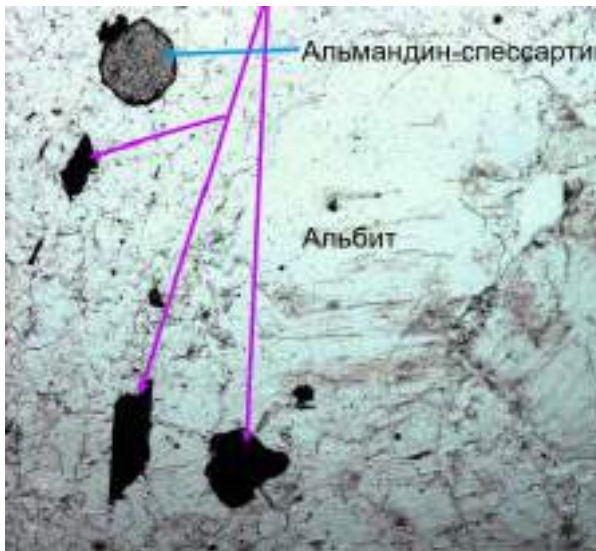


Рис. 28.35. Самарскит. Ильмены. При 1
николе

Рис. 28.36. Самарскит. Ильмены. Николи
х

Стибиотанталит

Химическая формула: $SbTaO_4$.

Появление сурьмы в колумбите и танталите предполагает формирование стибьотанталита (рис. 28.37, 28.39, 28.40). Он часто имеет прозрачные окраски. При увеличении концентрации висмута оттенок стибьотанталита становится металловидным (рис. 28.38).

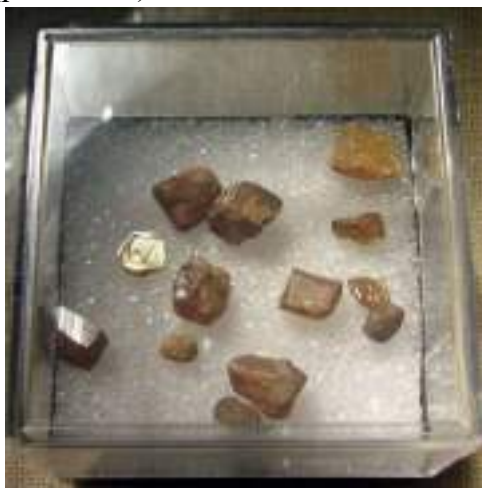


Рис. 28.37. Стибиотанталит.
Мозамбик



Рис. 28.38. Стибиотанталит. Вороньи тундры,
Кольский п-ов



Рис. 28.39. Стибиотанталит замещает ферротанталит. CryoGenie mine, San Diego, Калифорния



Рис. 28.40. Стибиотанталит. 10 мм на шерле + альбит. Стак Нала, Пакистан

При поздних процессах изменения пегматитов стибитотанталит замещается агрегатом микролита и самородной сурьмы (рис. 28.41).



Рис. 28.41. Стибиотанталит (светло-серые ядра), окруженный микролифтом (темно серый) и прожилки самородной сурьмы (белая) из Варутреска. Анилиф (по Кенселю)

Ганит

Химическая формула ганита: $ZnAl_2O_4$.

Ганит (рис. 28.42) – соединение алюминия и цинка. Цинка появляется за счет биотита. Так как флюид богат фтором – алюминий подвижен.



Рис. 28.42. Ганит. 12x11 мм. Carnauba dos Santos, Rio Grande do Norte, Бразилия

28.4. Минералы бериллия

Берилл

Берилл весьма разнообразен. В ранних зонах редкометалльных пегматитов это обычный зеленоватый берилл низко щелочной (с 0.5-1.5 масс. % Na_2O и 30-500 г/т Cs) и берилл, обогащённый Na (+ Fe , Mg).

В поздних центральных зонах пегматитов развит белый коротко столбчатый существенно $Na-Li$ берилл – ростерит (обычно с 0.2 масс. % Cs) и розовый коротко призматический до уплощённого $Li-Cs$ берилл – воробьевит (морганит). В этих бериллах происходит изоморфное замещение Be^{2+} на Li^+ с добавлением щелочного катиона:

- ростерит – $Be_2 Li Na Al_3 [Si_6O_{18}]$
- воробьевит – $Be_2 Li Cs Al_3 [Si_6O_{18}]$.

Размеры монокристаллов берилла в некоторых редкометалльных гранитных пегматитах поражают – до 18 x 3.5 x 3.5 м, объёмом 143 м³, массой 380 т; м-ние Malakialina, Малагасийская Республика (Rickwood P. C., 1981. Amer. Mineral. Vol. 66. P. 885-907).

Ресурсы Be в альбит-сподуменовых пегматитах иногда превышают 10.000 т, в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах до 1000 т Be , в альбитовых пегматитах до нескольких сот тонн Be , в микроклиновых пегматитах до нескольких десятков тонн Be .



Рис. 28.43. Берилл. Кристаллы до 1400 мм, Норвегия



Рис. 28.44. Берилл. Кристалл 900 мм в кварце. Бразилия



Рис. 28.45. Берилл. Кондаковское месторождение



Рис. 28.46. Берилл. Удрас, Чехия

На фотографиях (рис. 28.47, 28.48) показаны кристаллы ростерита.



Рис. 28.47. Ростерит до 5 мм на лепидолите. Средний Урал



Рис. 28.48. Ростерит. 46 мм. Минас Жераис

На фотографиях (рис. 28.49, 28.50) показаны кристаллы берилла-воробьевита.



Рис. 28.49. Воробьевит (3-5 % Cs) 15x10 мм с альбитом. Нуристан, Пакистан

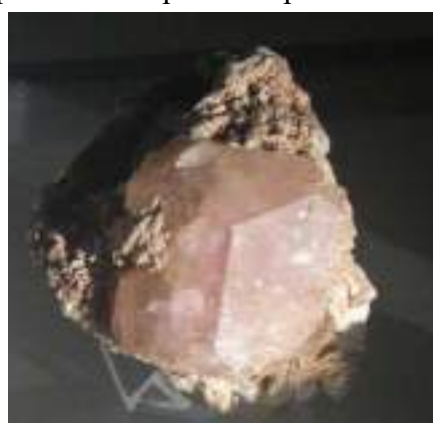


Рис. 28.50. Берилл – воробьевит. Забайкалье

Рассмотрим диаграмму (рис. 28.51): тренд проходит вниз и направо. Т.е. происходит накопление лития и цезия.

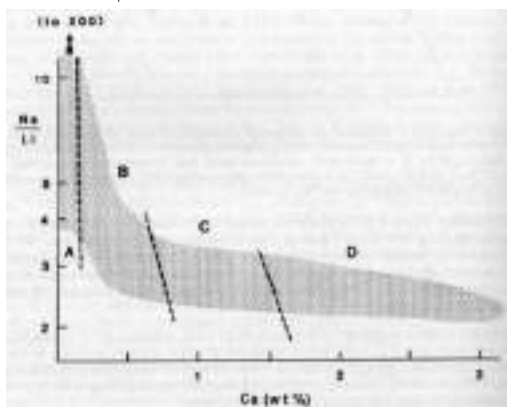


Рис. 28.51. Цезий в берилле в ходе дифференциации гранитных пегматитов

28.5. Минералы группы гельвин

Гельвин

Химическая формула: $(Mn, Fe, Zn)_8 [BeSiO_4]_6 S_2$

Бериллосиликат-сульфид марганца-железа-цинка – гельвин (рис. 28.52, 28.53) нередок в гранитных пегматитах, но не образует в них существенные скопления.



Рис. 28.52. Железистый гельвин.
Амазонитовые пегматиты
Ильменских гор



Рис. 28.53. Железистый гельвин (слева) и
цинкистый гельвин (справа). Амазонитовые
пегматиты Ильменских гор

Даналит

Химическая формула даналита (рис. 28.54, 28.55) : $(Fe, Mn, Zn)_8 [BeSiO_4]_6 S_2$.



Рис. 28.54. Даналит. Колл. музея
Института Геологии Кольского Филиала
РАН



Рис. 28.55. Гельвин. Китай

Лекция 29. Минералогенез гранитных пегматитов. Редкометалльные гранитные пегматиты. Часть 3

29.1. Пегматитовые минералы лития и цезия

Нуристан (Пакистан) – крупнейшая в мире литиеносная пегматитовая провинция. Крупнейшие пегматитовые поля: Парумское, Ишкашимское, Нилау-Куламское, Дара и-Эпическое. Пегматиты - плитообразные тела от пологих до вертикальных, длиной до 2-6 км, по вертикали – до 3 км, мощностью от 1 до 60 м, обычно до 20 м. Также – жилы и линзы.

Сподумен

Химическая формула: $Li Al [Si_2O_6]$

Сподумен слагает досковидные кристаллы, с продольной штриховкой, пластинчатые, шестоватые. Цвет серовато-белый, зеленовато-белый, розоватый. Сподумен слагает до 25-50 % объема гранитных пегматитов. Длина его кристаллов достигает 20 м, вес 10-15 т.

Сподумен кристаллизуется главным образом самостоятельно, ранний сподумен в пегматитах содержит расплавные включения. Некоторая часть сподумена возникла при распаде петалита :



Такие кварц-сподуменные агрегаты (обычно мелко-среднезернистые) американские горняки называют «сквай», в Австралии их именуют «greenbushes». Они используются как поделочный камень приятного розового цвета.

Сподумен – продукт прямой кристаллизации и сподумен «сквая» кристаллизовались из высокоплотного 1.8-2.0 г/см³ флюида с T гом. 540° с и ниже и P 2.1-2.6 кбар. Сподумен содержит массу флюидных и минеральных включений – кварц, альбит, Cs-анальцим, поллуцит, фаза $Li_2B_4O_7$. Такие же включения содержат иные литиевые минералы – петалит, эвкрипит, лепидолит. Характерная примесь в сподумене – железо. Содержание оксидов железа в сподумене редкометалльных пегматитов менее 1 масс. % (рис. 29.1). В составе сподумена (рис. 29.2) $Ta-Li-Cs$ пегматитов $Cs > Rb$.

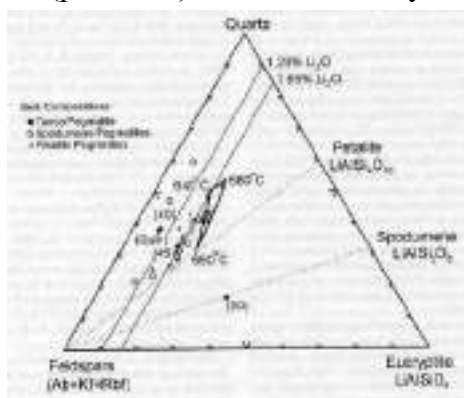


Рис. 29.1. Объемные составы пегматитов петалит-подтипа,



Рис. 29.2. Сподумен, лепидолит, амблигонит. Якутия

сподуменового подтипа и альбит-сподуменового типа из Stewart (1978), в сравнении с графиками зоны (40), зоны (50), средневзвешенного состава этих зон (45) и основной массы пегматита (Bulk).

На фотографиях (рис. 29.3 – 29.5) показаны кристаллы сподумена.



Рис. 29.3. Сподумен в агрегатах лепидолита. Вороньи тундры, Кольский полуостров



Рис. 29.4. Сподумен. Norwich, Массачусетс, США



Рис. 29.4. Сподумен 118x81мм. Завитая. Восточное Забайкалье

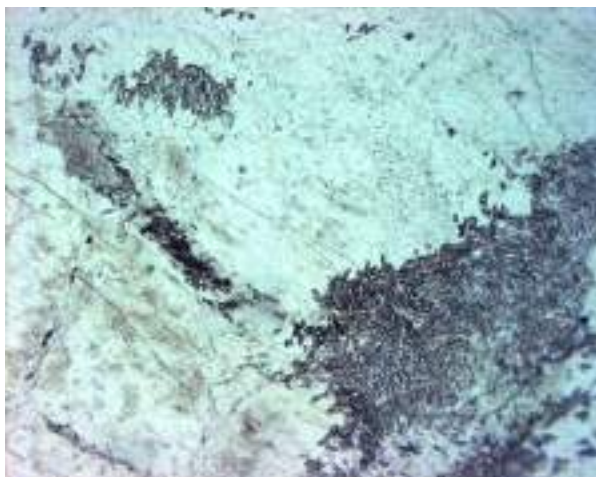


Рис. 29.5. Сподумен с лепидолитом и альбитом. Калбинский хребет, ЮЗ Алтай

«Сквай» – продукт распада петалита – мелкозернистые сростания сподумен+кварц:



На фотографиях (рис. 29.6 – 29.13) показаны сквай и нормальные сподумены.



*Рис. 29.6. Сподумен рельефный. При 1
николе*

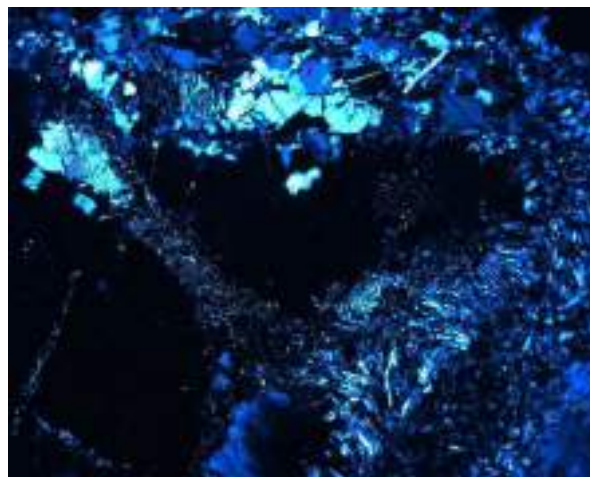
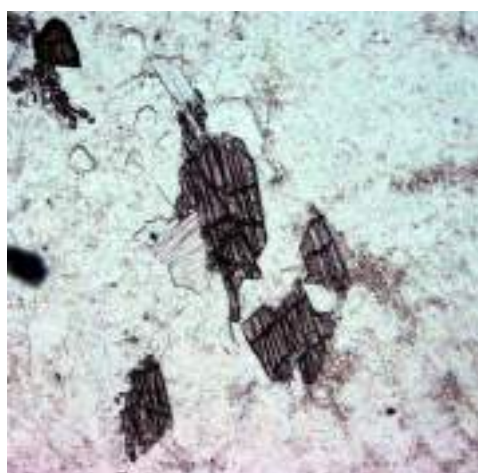


Рис. 29.7. «Сквай»



*Рис. 29.8. Сподумен (рельефный) –
двойник, касситерит, лепидолит*

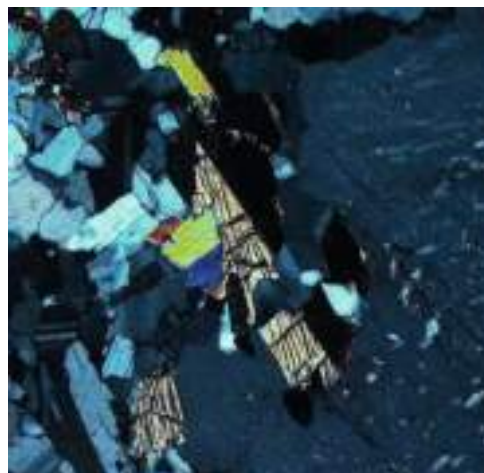


Рис. 29.9. «Сквай»

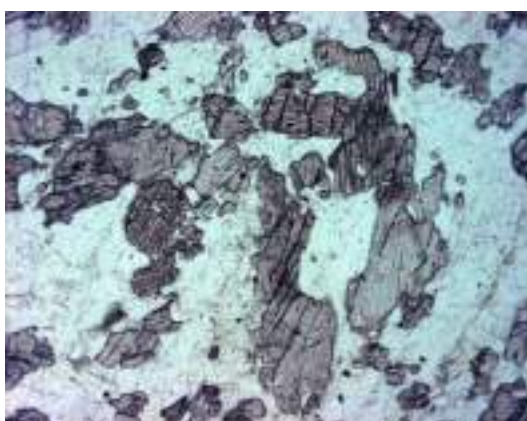


Рис. 29.10. Сподумен. При 1 николе

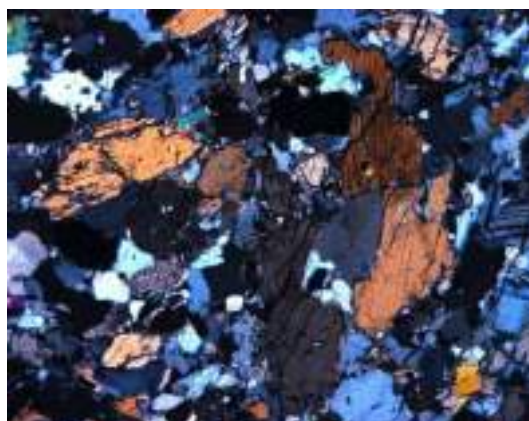


Рис. 29.11. Сподумен. Николи х



Рис. 29.12. Сподумен (рельефный) и тонко чешуйчатый лепидолит. При 1 николе

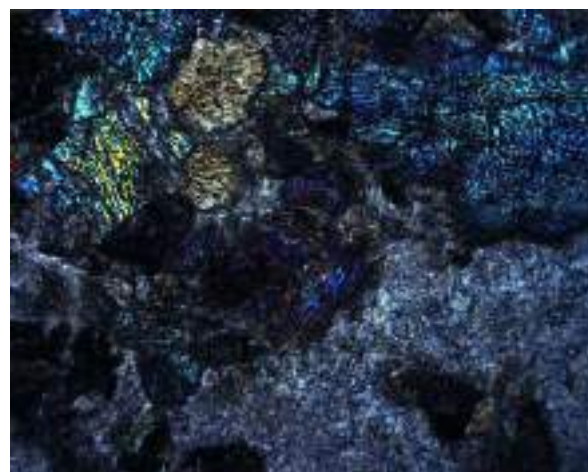


Рис. 29.13. Сподумен (рельефный) и тонко чешуйчатый лепидолит. Николи х

Эвкрипит

Химическая формула: $LiAl[SiO_4]$.

Эвкрипит (рис. 29.14, 29.15) распадается на сподумен и избыточный кварц.



Рис. 29.14. Эвкрипит превращен в мелкозернистый кварц-сподуменовый агрегат



Рис. 29.15. Эвкрипит превращен в мелкозернистый кварц-сподуменовый агрегат

Петалит

Химическая формула: $Li Al [Si_4O_{10}]$.

Петалит (*касторит*, *кастор*) – название дано за листоватую отдельность по совершенной спайности. Обычно массивный, листоватый, нередко в короткопризматических кристаллах. Полупрозрачный до прозрачного. Бесцветный, серый, белый, розовый, зеленый.

Нередко образует скопления крупных кристаллов размером до многих метров. Петалит (рис. 29.16 – 29.19) содержит около 3 % мировых запасов пегматитового *Li*.



Рис. 29.16. Петалит, Завитая, Восточное Забайкалье



Рис. 29.17. Петалит. Булгарди, Западная Австралия



Рис. 29.18. Петалит, Минас-Жераис, Бразилия



Рис. 29.19. Петалит. Минас-Жераис, Бразилия

Li - Rb мусковит

Обогащённый *Li* мусковит не столь уж редкий минерал редкометальных гранитных пегматитов. Цвет минерала от серого, зеленовато-серого, серо-белого с сильным блеском, до сиреневого и фиолетового. Такой мусковит очень похож на лепидолит. Но, почти всегда мусковит образует правильные пластинки, а не чешуйки, как лепидолит. От

лепидолита сравнительно легко отличим по рентгенограммам, поскольку мусковит слюда диоктаэдрическая, а лепидолит - триоктаэдрическая. *Li* мусковит (рис. 29.20, 29.21) нередко обогащён *Rb* (до 3 масс. %).

С ним часто ассоциируют воджинит и иные минералы олова и тантала.



Рис. 29.20. *Li* – *Rb* мусковит, Коктокай, ЮВ Алтай



Рис. 29.21. *Li* – *Rb* мусковит, Virgem da Lapa, Минас Жерайс

Лепидолит

Химическая формула: $K(Li, Mn^{2+}, Fe^{2+})1.5(Al, Mn^{3+}, Fe^{3+})1.5[F_2/AlSi_3O_{10}]$.

Лепидолит слагает агрегаты чешуйчатых кристаллов, часто расщеплённых, от мелкозернистых до крупнозернистых.

Название минерала произошло от слова «чешуя». Ассоциирует с альбитом-клевеландитом, кварцем, сподуменом, розовым турмалином.

Практический интерес представляют почти моно минеральные скопления лепидолита (рис. 29.22 – 29.27). Их размеры до 100 и более метров в длину при мощности до 5-10 м и протяжённости на глубину до 150 м. Лепидолит содержит 3-5 масс. % *Li*, 1-3 % *Cs*, до 1 % *Rb*. Лепидолит включает около 5 % мировых запасов пегматитового *Li*, около 25 % мировых запасов пегматитового *Cs*. В некоторых типах пегматитов (Volta Grande, Минас Жерайс, Бразилия) лепидолит обогащён рубидием – 5.5 - 7.9 масс. % Rb_2O при 0.3 - 0.5 масс. % Cs_2O .



Рис. 29.22. Лепидолит + альбит выросли на агрегат сподумена.



Рис. 29.23. Лепидолит + альбит выросли на агрегат сподумена.



Рис. 29.24. Лепидолит. Воронье тундры,
Кольский полуостров

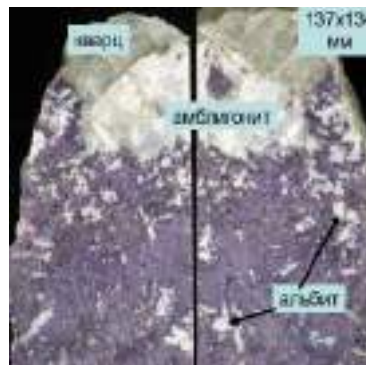


Рис. 29.25. Лепидолит. Калбинский
хребет, ЮЗ Алтай



Рис. 29.26. Лепидолит. Калбинский
хребет, ЮЗ Алтай



Рис. 29.27. Лепидолит. Бижита

В шлифах часто наблюдаются псевдоморфозы по сподумену (рис. 29.28, 29.29).

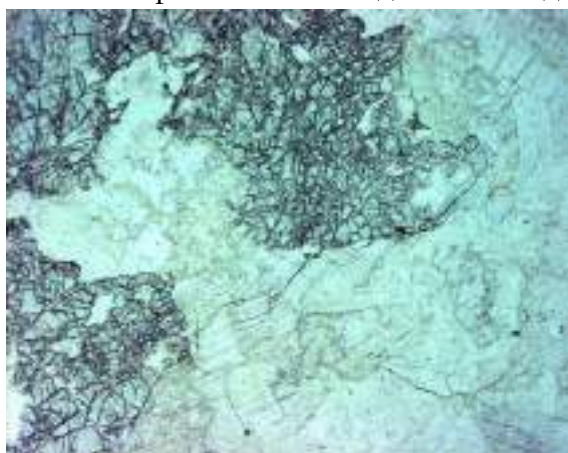


Рис. 29.28. Лепидолит. Калбинский
хребет, ЮЗ Алтай. При 1 николе

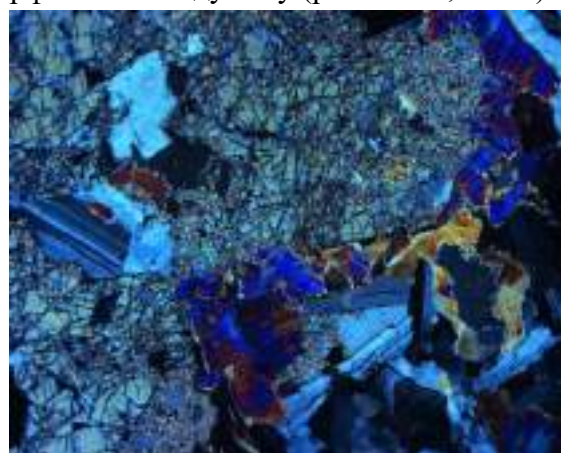


Рис. 29.29. Лепидолит. Калбинский
хребет, ЮЗ Алтай. Никולי x

Амблигонит и монтебразит

Химическая формула: $LiAl[F/PO_4] - LiAl[OH/PO_4]$

Амблигонит – монтебразит (рис. 29.30, 29.31) обычно слагают массивные агрегаты белого, бледно зелёного, голубого, коричневатого цвета. Облик кристаллов пластинчатый, совершенная спайность по (100), хорошая по (110). Часто в грубозернистых агрегатах, раскалывающихся по спайности. Полупрозрачные до прозрачных. Самоцветные прозрачные кристаллы золотисто-жёлтого цвета. Ассоциируют со сподуменом, лепидолитом, розовым турмалином, розовым апатитом. В наиболее крупных дифференцированных пегматитах образуют скопления в сотни тонн. Размер кристаллов до 7.6х2.4х1.8 м, объём до 34 м³, вес до 102 т (Южная Дакота, США). Амблигонит – третий по значимости после сподумена и лепидолита источник лития, в нём заключено более 3 % запасов лития гранитных пегматитов. Амблигонит и монтебразит часто замещены вторичными фосфатами типа пурпурита.



Рис. 29.30. Амблигонит



Рис. 29.31. Амблигонит

Для амблигонита характерен положительный рельеф, полисинтетические двойники (рис. 29.32, 29.33).

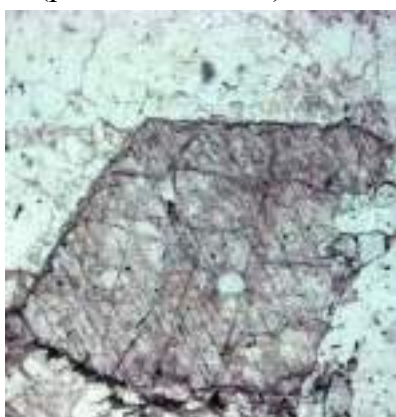


Рис. 29.32. Амблигонит. Шлиф, при 1
николе

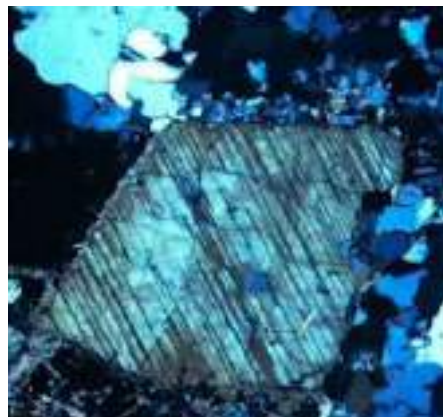


Рис. 29.33. Амблигонит. Шлиф, николи x

Литиофиллит и трифилин

Химическая формула: $LiMn^{2+}[PO_4] - LiFe^{2+}[PO_4]$

Литиофиллит – массивный розоватого, желтоватого, коричневатого до зеленоватого цвета, с жирноватым блеском, спайность в 1 направлении до совершенной, в другом хорошая.

Трифиллин – зеленовато-серый, коричневый, голубоватый, тёмно-серый до чёрного (нередко замещён вторичным ярко окрашенными пурпуром). В зональных выделениях литиофиллит слагает центральные участки, трифиллин – оторочки (рис. 29.34 – 29.37). Оба минерала обычно развиты совместно, тесно ассоциируют с другими минералами *Li* и *P*.

Размер кристаллов от долей мм до нескольких м, крупнейшие 3.7x0.6x0.6 м и весом 5 т, 2.4x1.8x1.2 м и весом 19.5 т из пегматитов Нью Хемпшира, США (Rickwood P. C., 1981. *Amur. Mineral. Vol. 66. P. 885-907*).



Рис. 29.34. Литиофиллит и трифиллин.
Елаш, Восточный Саян



Рис. 29.35. Литиофиллит и трифиллин.
Усть-Тальское, Енисейский край



Рис. 29.36. Литиофиллит и трифиллин.
Елаш, Восточный Саян



Рис. 29.37. Литиофиллит и трифиллин
(показан синей стрелкой). Усть-Тальское,
Енисейский край

Диагностика минералов лития заключается в том, что все минералы лития окрашивают пламя в малиновый цвет.

Поллуцит

Химическая формула: $Cs[AlSi_2O_6] \cdot x Na[AlSi_2O_6] \cdot x (H_2O)$.

Поллуцит – главный минерал-концентратор и носитель цезия, кубический твёрдый раствор $Cs[AlSi_2O_6]$ и анальцима. Содержания *Cs* 25-42 %, обычно 30-35 %, *Rb* до 3%, *P* до 1.5 %. Большинство поллуцитов не полностью упорядоченные, иногда локально двупреломляющие. *Cs* в структуре поллуцита удерживается слабо, относительно легко выщелачивается (рис. 29.38). Поллуцит бесцветный, серый, розовый, синеватый, голубоватый (из-за тончайших включений альбита – клевеландита и лепидолита), иногда прозрачный. От кварца отличается более низкой твёрдостью и развитием характерных белёсых, слегка желтоватых и розоватых вторичных продуктов. Поллуцит часто пересечен сетью макро- и микропрожилков лепидолита, это один из надёжных признаков поллуцита.

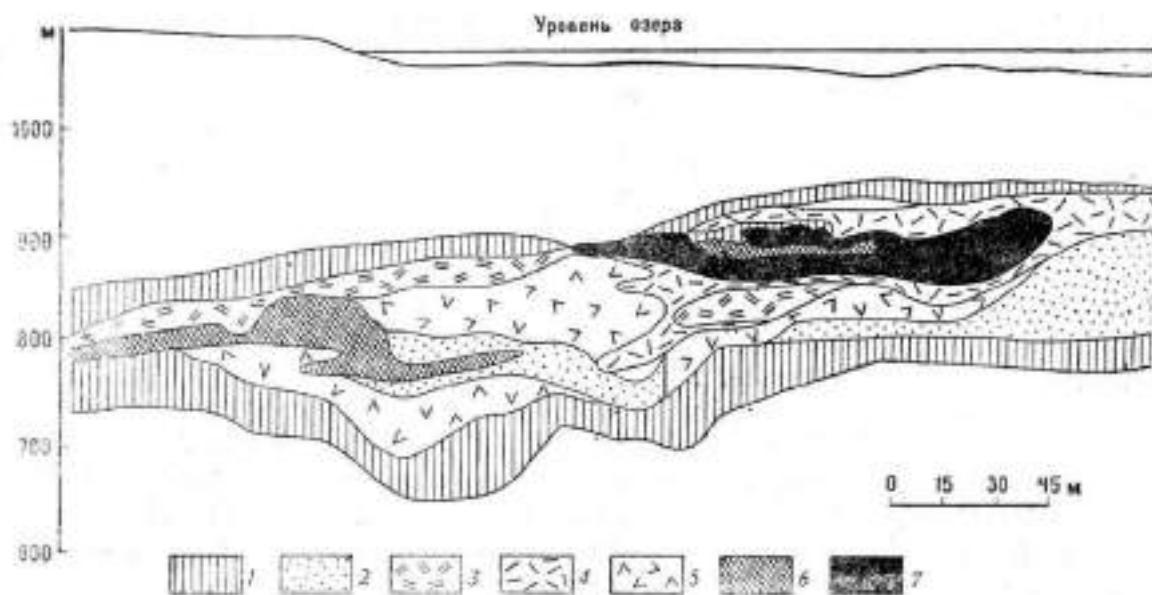


Рис. 29. 38. Вертикальный разрез пегматитового тела Танко (месторождения Берник-Лейк, Канада). По П. Черный и Р. Фергюсону. 1 – альбит-кварц-микроклиноватая зона; 2 – мелкозернистая кварц-альбитовая зона; 3 – микроклин-альбит-кварц-сподуменовая зона; 4 – сподумен-кварц-амблигонитовая зона (с петалитом); 5 – микроклин-альбит-кварцевая зона (с танталовой минерализацией); 6 – кварцевая зона; 7 – поллуцитовая зона

Простая операция отличия кварца и поллуцита – поместить мелкие зёрна на стекле под микроскоп, поллуцит – изотропный, кварц – нет. Поллуцит слагает выделения от долей мм до многих метров, в промышленных пегматитовых телах (Карибид и Бикита, Центр. Африка) – гиганто ксеноморфные скопления длиной до десятков м при мощности 5-7 м, псевдоморфозы по петалиту и сподумену. Развиваются в раздувах пегматитов,

распределён крайне не равномерно (рис. 29.39 – 20.42). Замещается сахаровидным альбитом, тонко чешуйчатым лепидолитом, анальцитом.



Рис. 29.39. Поллуцит. Красный кордон, Калбинский хребет, ЮЗ Алтай



Рис. 29.40. Поллуцит. Хибинский хребет, ЮЗ Алтай



Рис. 29.41. Поллуцит. Васин Мылк, Кольский п-ов



Рис. 29.42. Поллуцит. Калбинский хребет, ЮЗ Алтай

Рассмотрим поллуцит Коктокая на юго-востоке Алтай:

- слева (рис. 29.43) – зональность ростовая, антагонизм (изоморфизм) Cs и Na;
- справа (рис. 29.44) – перекристаллизация раннего поллуцита и образование конечного члена $Cs[AlSi_2O_6]$ и богатого Cs лепидолита.

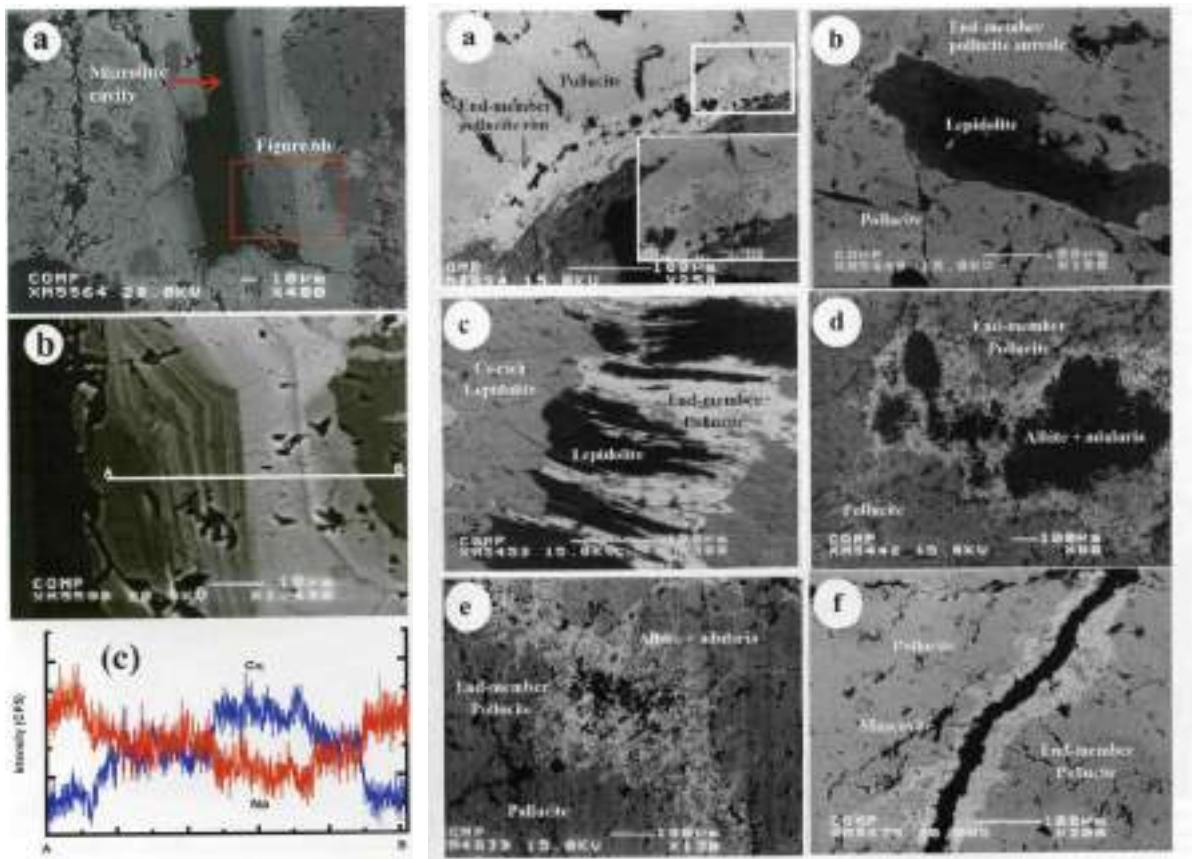


Рис. 29.43. Колебательная зональная текстура поллуцита, развитая на его краю в контакте с миаролитовой полостью. (a и b) Обратные рассеянные электронные изображения; (c) Распределения Na и Cs вдоль линии АВ на b, указывающие на обратные вариации этих двух элементов.

Рис. 29.44. Обратнорассеянные электронные изображения поллуцита из пегматита Коктокай № 3. (a) Более яркая зона вдоль края первичного поллуцита; на вставке показана симплектическая текстура поллуцита и кварца в ауреоле конечного поллуцита; (b) Конечный поллуцит (яркий, указан стрелкой) на контакте первичного поллуцита с вкрапленным лепидолитом; (e) Конечный поллуцит, следующий вдоль спайности лепидолита; (d) Конечный поллуцит на контакте первичного поллуцита с агрегатами альбита + адулярия; (e) Похожая на птичий глаз форма конечного поллуцита и агрегаты полевого шпата; (f) Конечный поллуцит (яркий), развитый на контакте после мусковитовой жилы

На фотографиях (рис. 29.45, 29.46) показан поллуцит с тонкочешуйчатым лепидолитом.

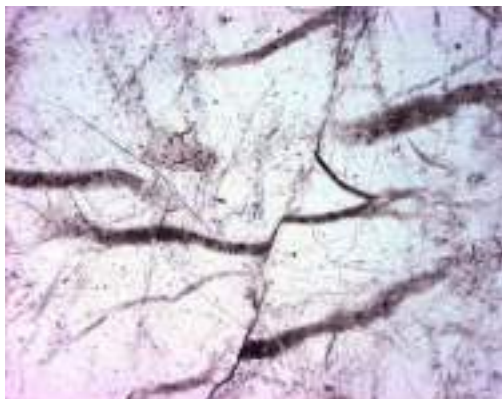


Рис. 29.45. Поллуцит с тонкочешуйчатым лепидолитом. Шлиф, при 1 николе

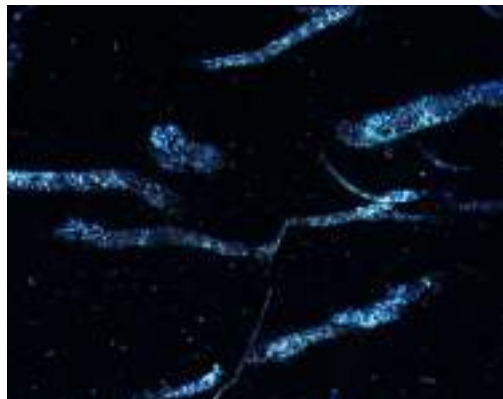


Рис. 29.46. Поллуцит с тонкочешуйчатым лепидолитом. Глиф, николи х

ХОЛТИТ

Химическая формула холтита: $Al_6(Al, Ta, Sb)[(O, OH)_3/(BO_3)/(SiO_4)_3]$

Холтит имеет свойство люминесценции (рис. 29.47, 29.48).



Рис. 29.47. Холтит



Рис. 29.48. Холтит. Воронья тундры, Кольский п-ов

На схеме (рис. 29.49) показан химический состав минералов ряда родицит-лондонит.

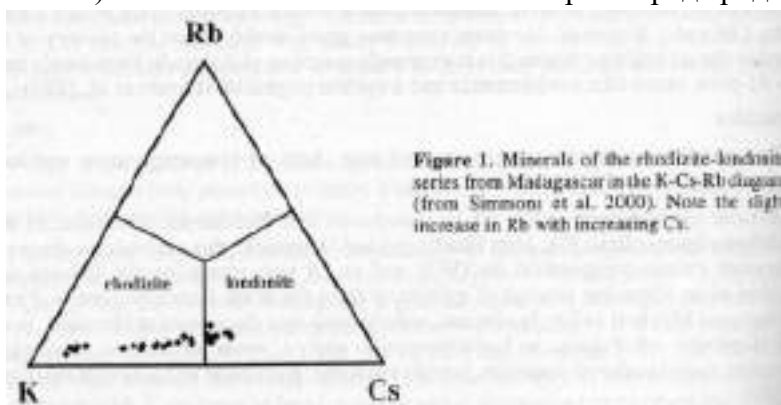
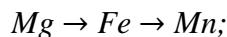


Рис. 29.49. Химический состав минералов ряда родицит – лондонит

Сульфиды

В наиболее дифференцированных гранитных пегматитах (Танко, Манитоба, Канада) имеется рассеянная вкрапленность и небольшие скопления сульфидов. Это пирротин (нередок и в обычных пегматитах), сфалерит, халькопирит, галенит, сульфиды меди-олова-железа: станноидит $Cu_9Fe_3Sn_2S_{12}$, моусонит $Cu_6Fe_2SnS_2$, станнин Cu_2FeSnS_4 , кёстерит Cu_2ZnSnS_4 и даже черниит Cu_2CdSnS_4 – в ассоциации с самородным висмутом, сульфидами, сульфотеллуридами и теллуридами висмута, хоулитом CdS .

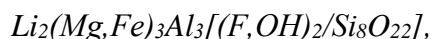
Последовательности накопления химических элементов в ходе дифференциации стандартные



29. 2. Около пегматитовые ореолы и инверсионные образования

Поскольку основной объём гранитных пегматитов составляют полевые шпаты и кварц, постольку в ходе кристаллизации гранит-пегматитовой расплава увеличивалось флюидное давление, которое в ряде случаев возрастало до величин, превышающих литостатическое давление и прочность вмещающих пород. Обычно переход к пневмато-гидротермальному этапу фиксирован $\alpha - \beta$ инверсией кварца (Ферсман, 1940) с большим объёмным эффектом.

При этом пегматитовый «автоклав» приоткрывался и флюиды мигрировали в около пегматитовое пространство. Это характерно на стадии развития метасоматических «кварц-мусковитового комплекса», «клевеландитового комплекса», «альбит-лепидолитового комплекса». Около редкометальных пегматитов во вмещающих амфиболитах, кристаллических сланцах, габброидах возникли ореолы привноса F, Li, Rb, Cs с обильным образованием холмквистита (литиевый амфибол)



аннита-биотита-флогопита (богат цезием до 18-25 масс. %, обычно 1-2 %, рубидием до 1-8 %, литием 0.5 %). В некоторых пегматитовых полях это явление принимало грандиозный масштаб – в гранитных пегматитах осталось всего 20 % ресурсов цезия, 35 % рубидия, 50 % лития (80 % Cs , 65 % Rb , 50 % Li в около пегматитовых ореолах). В месторождениях

Бразилии в таких ореолах совместно с холмквиститом нередко развит циннвальдит с 4-6 % рубидия и 0.5-1 % цезия (у контакта) и с 2-4 % рубидия и 0.4 % цезия (на удалении от контакта). Запасы Cs, Rb, Li в таких ореолах достигают многих десятков тысяч тонн. Руды весьма технологичны.

Около многочисленных пегматитовых жил в амфиболитах развиты широкие ореолы привноса Cs, Li, Rb, F . В этих ореолах обильны цезийбиотит и холмквистит (рис. 29.50 – 29.52).

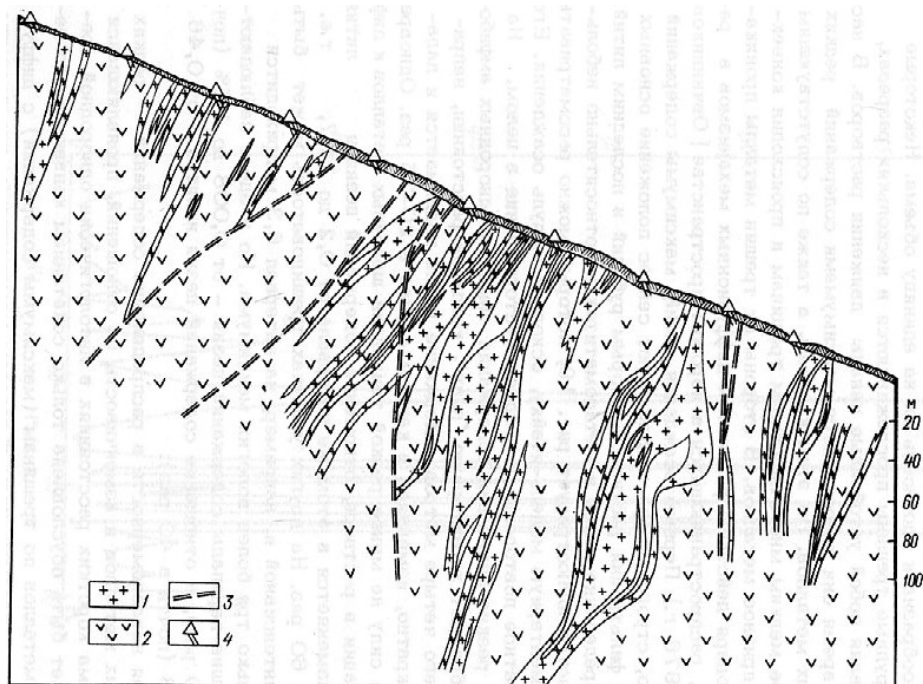


Рис. 29.50. Поперечный геологический разрез пегматитового поля с цезийбиотитовыми метасоматитами. 1 – пегматитовые жилы, 2 – измененные рудоносные амфиболиты и кварц-биотитовые сланцы; 3 – тектонические нарушения; 4 – буровые скважины



Рис. 29.51. Холмквистит - цезий биотитовые метасоматиты. Гольцовое, Восточный Саян

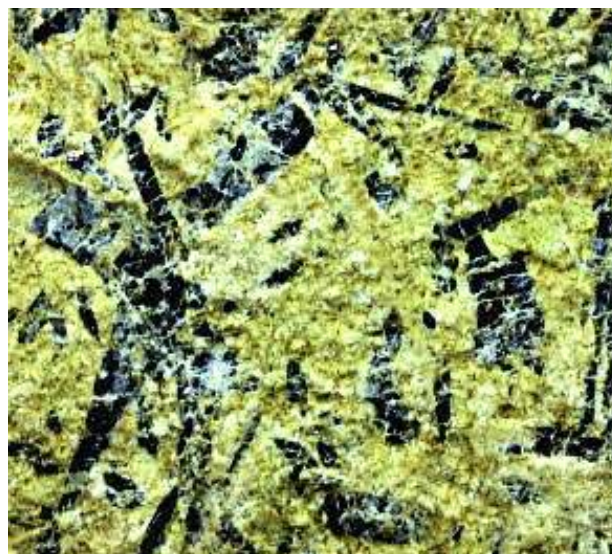


Рис. 29.52. Холмквистит + циннвальдит. GreenBushes, Австралия

Инверсионные образования

Остаточные флюиды, выброшенные из пегматитов во вмещающую среду, активно с ней реагировали. При этом флюиды разбавлялись, их кислотность снижалась. Часть вещества, заимствованного из вмещающих пород, мигрировала в пегматитовые полости.

В гранитных пегматитах, залегающих среди магнетитовых мраморов (Кухи-лал) (рис. 29.53), появились минералы, обогащённые магнием, – кордиерит, магнезиальный турмалин давит и магноколумбит; в гранитных пегматитах, залегающих среди гипербазитов (Липовка) – магнотанталит (рис. 29.54).

Из вмещающей среды базитового состава в гранитные пегматиты мигрировал титан и вместо пирохлора (ниобиевого минерала) и микролита (богатого танталом минералы группы пирохлора) возник бетафит (богатый титаном минерал групп пирохлора).



Рис. 29.53. Магнезиоколумбит в пегматитах среди магнетитовых мраморов. КухиЛал, Памир



Рис. 29.54. Магнезиотанталит в пегматитах среди гипербазитов. Липовка, Средний Урал

На рисунке 29.55 показан тренд «чистой линии»: от пирохлора к пенталиту; тренд контаминации: от пирохлора к бетафиту.

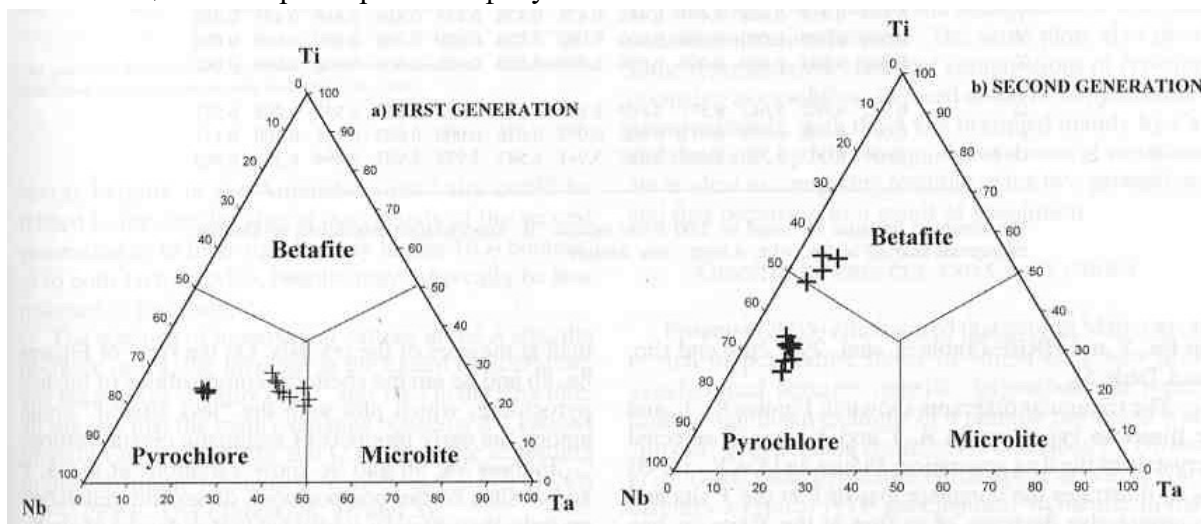


Рис. 29.55. Тренд «чистой линии» и тренд контаминации

Лекция 30. Минералогенез гранитных пегматитов. Миароловые – кристаллоносные гранитные пегматиты. Пегматиты «чистой линии»

30.1. Общая характеристика гранитных пегматитов

Все типы гранитных пегматитов – остаточные дифференциаты малого объема в гранитоидных плутонах, камерные в верхней части гранитных тел или жильные в материнском плутоне и в их кровле в породах рамы, или палингенные, не связанные с массивами гранитоидов – суть пегматиты по А.Е. Ферсману, т.е. продукты кристаллизации флюидонасыщенного магматического расплава гранитного или лейкогранитного состава.

На карте (рис. 30.1) показаны знаменитые поля гранитных пегматитов с самоцветами на востоке штата Минас Жерайс (Бразилия).

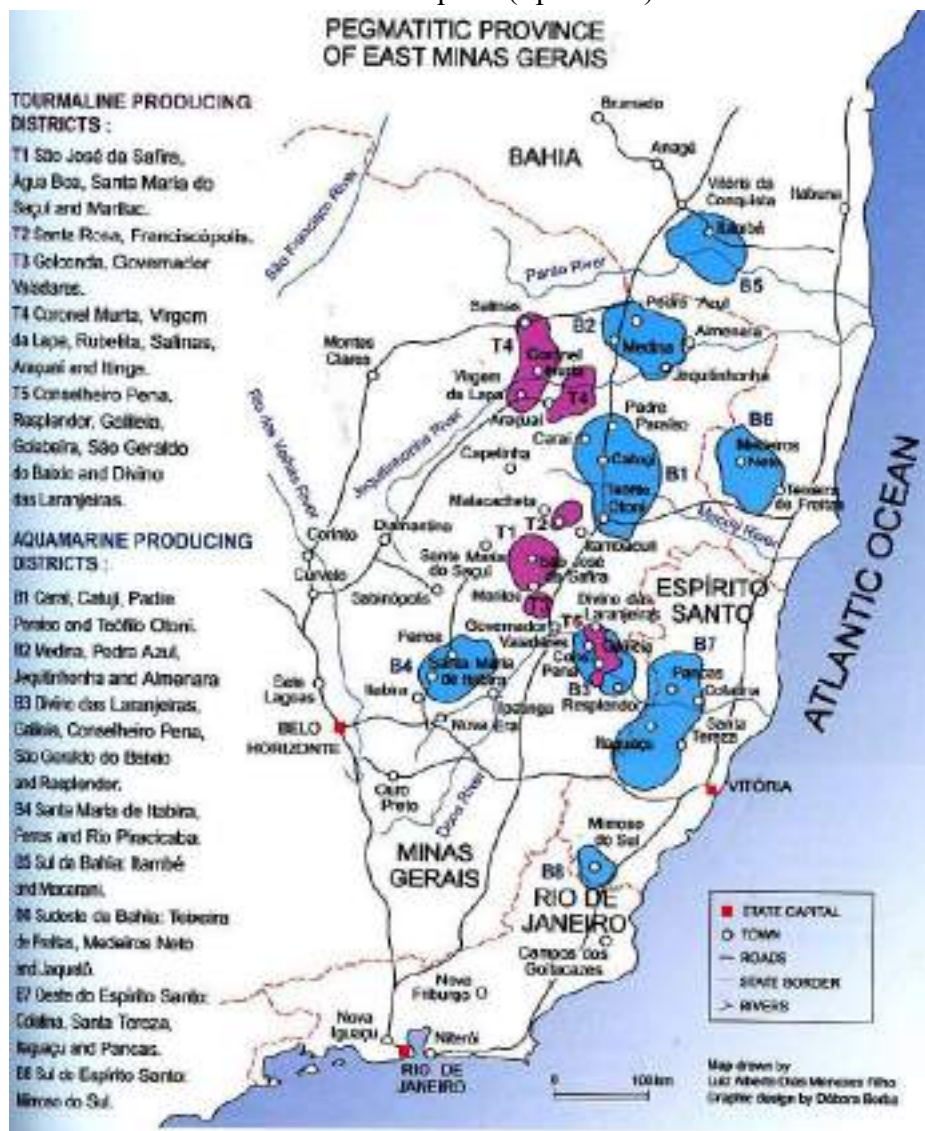


Рис. 30.1. Знаменитые поля гранитных пегматитов с самоцветами на востоке штата Минас Жерайс, Бразилия

Гранитные пегматиты формируются в условиях закрытой системы в обстановке сжатия. Известны гранитные пегматиты двух петрогенетических типов. Их источники:

- 1) остаточные магматические дифференциаты малого объёма;
- 2) палингенные расплавы.

Гранитные пегматиты возникают при $P_{H_2O} \geq 1$ кбар и до 6-10 кбар, т.е. на глубинах более 2-3 км и до 25-30 км.

Характерно зональное расположение и зональность состава тел пегматитов относительно материнского гранитного плутона.

Гранитные пегматиты не дифференцированные, наиболее распространены, состоят из графической зоны с или без оторочки жильных гранитов или аплитов, у более глубоких таких оторочек нет.

Гранитные пегматиты дифференцированные состоят из аплитовой оторочки и зон графической, блоковой - блоковых полевых шпатов, кварцевого ядра различные зоны замещений, обычно на границах блоковых полевошпатовых зон и кварцевого ядра.

Раскристаллизованные расплавные включения в кварце гранитных пегматитов (Бакуменко, 1983) показаны на рисунках 30.2, 30.3.



Рис. 30.2. Расположение раскристаллизованных включений по зонам роста пегматоидного кварца. Камерные пегматиты гранитного массива Бектау-ата (Прибалхашье)

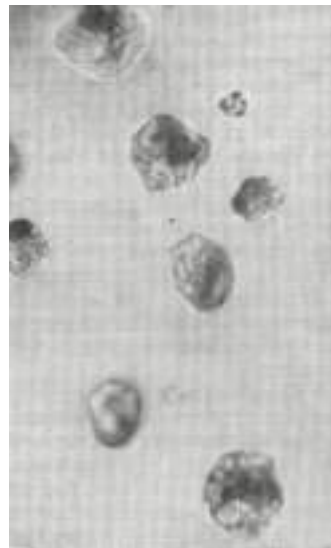


Рис. 30.3. Зонально расположенная группа раскристаллизованные включения в ихтноглипте кварца. Зона графических агрегатов в камерных пегматитах Қыринского гранитного массива (Читинская обл.).

Классификация гранитных пегматитов

Поскольку главное в генезисе пегматитов - поведение летучих, постольку ведущий параметр их классификации – давление (глубинность формирования).

- I. Гранитные пегматиты относительно низких давлений при начальном минералообразовании – 1-2 кбар, - миароловые или кристаллоносные.

II. Гранитные пегматиты умеренных давлений при начальном минералообразовании – 2-4 кбар, - редкометальные.

III. Гранитные пегматиты повышенных давлений при начальном минералообразовании – 4-6 кбар, - редкометально-мусковитовые.

IV. Гранитные пегматиты высоких давлений при начальном минералообразовании - 6-10 кбар, - мусковитовые, уран-редкоземельные, керамические.

С ростом давления заметно меняется состав кварц-полевошпатовых котектик: кварц – *K-Na* полевой шпат – 1 кб ~ 40 % кварца, 2 кб ~ 35 % кварца, 4 кб ~ 30 % кварца; кварц – олигоклаз – 1 кб ~ 47 % кварца, 2 кб ~ 43 % кварца, 5 кб ~ 40 % кварца, 10 кб ~ 25 % кварца.

30.2. Кристаллоносные гранитные пегматиты

В ходе кристаллизации гранит-пегматитового расплава увеличивалась кислотность флюида и возникали мусковит, гранаты, колумбит-танталит, касситерит, воджинит, микролит, берилл, топаз, андалузит, шерл, тсилазит, эльбаит, фойтит, россманит, лепидолит, масутомилит, воробьевит, пезоттаит, родицит, лондонит, гамбергит, еремеевит; истощались *Mg, Fe, Ti, Ca, Sr, Ba, Zn*; накапливались *F, B, Sn, Pb, Nb, Ta, Be, Li, Rb, Cs*.

Малоглубинные (*P* при начальном минералообразовании 1-3 кб) – миароловые гранитные пегматиты Бразилии, Урала, Украины, США, Забайкалья, Памира, в максимальной степени насыщенные флюидами с *F, Li* и *B*, нередко содержат кристаллы самоцветов. Это кварц, берилл, топаз, андалузит, флюорит, апатит, турмалины, спессартин, сподумен, лепидолит, данбурит, еремеевит, гамбергит, родицит и иные.

Графические кварц – полевошпатовые (*K-Na* полевой шпат, реже олигоклаз) срастания – «еврейский камень», «рунические письмена», - популярный поделочный материал (рис. 30.4 – 30.11).



Рис. 30.4. Кнжаловидные кристаллы биотита в графических срастаний кварц – полевые шпаты.



Рис. 30.5. Кристаллоносные гранитные пегматиты. Относительно богатые кварцем графические срастания

28x24мм. Блюмовская копь.
Ильменские горы. Южный Урал

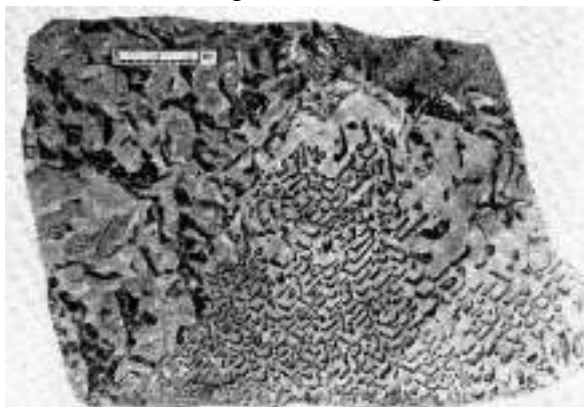


Рис. 30.6. Кристаллоносные гранитные пегматиты. Графические срастания К-На полевого шпата и кварца. Золотая гора, Забайкалье



Рис. 30.7. Кристаллоносные гранитные пегматиты. Графические срастания К-На полевого шпата и кварца. Золотая гора, Забайкалье

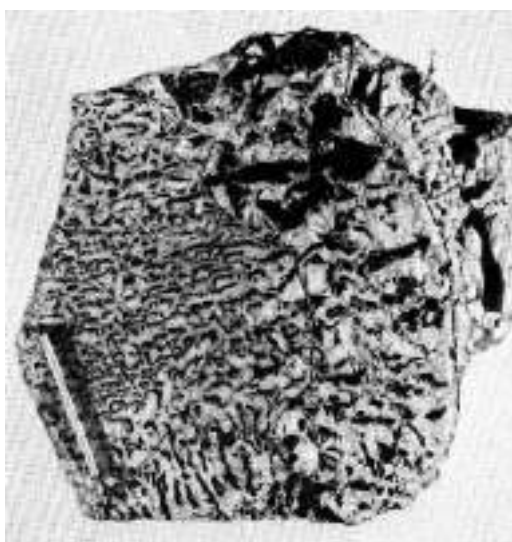


Рис. 30.8. Кристаллоносные гранитные пегматиты. Графические срастания К-На полевого шпата и кварца. Золотая гора, Забайкалье



Рис. 30.9. Кристаллоносные гранитные пегматиты. Графические срастания К-На полевого шпата и кварца. Золотая гора, Забайкалье

На фотографиях (рис. 30.12, 30.14) показаны агрегаты альбита и лепидолита на микроклин-пертита, из которого выщелочена часть пластин распада альбита (Мокруша, Средний Урал).

На фотографии (рис. 30.13) показан кристалл амазонита (Бразилия).

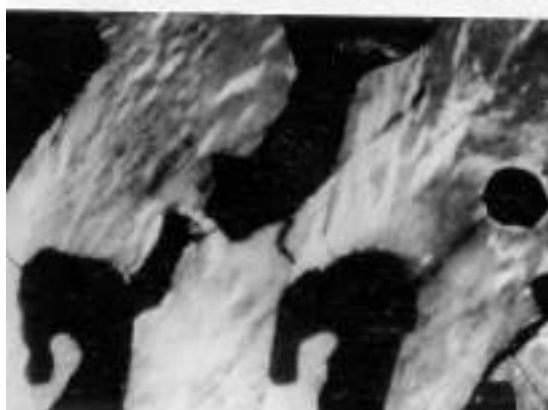


Рис. 30.10. Кристаллоносные гранитные пегматиты. Графические срастания К-Na полевого шпата и кварца. Золотая гора, Забайкалье

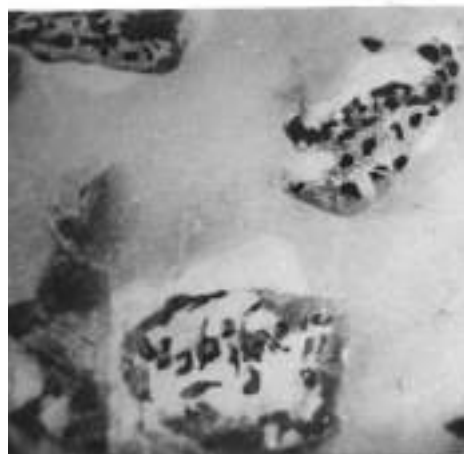
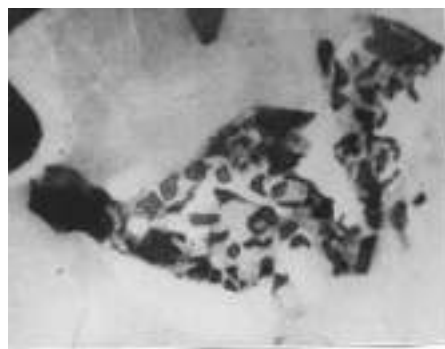


Рис. 30.11. Кристаллоносные гранитные пегматиты. Графические срастания К-Na полевого шпата и кварца. Золотая гора, Забайкалье



Рис. 30.12. Агрегаты альбита и лепидолита на микроклин-пертита, из



Рис. 30.13. Гигантский кристалл амазонита из Амазонии. Бразилия

*которого выщелочена часть пластин
распада альбита. Мокруша, Средний
Урал*

На фотографии (рис. 30.15) показан кристалл ортоклаза – пертита и альбита (Урал).
На фотографии (рис. 30.16) показан расщеплённый альбит – клевеландит (Бразилия).



*Рис. 30.14. Агрегаты альбита и
лепидолита на микроклин-пертита, из
которого выщелочена часть пластин
распада альбита. Мокруша, Средний
Урал*

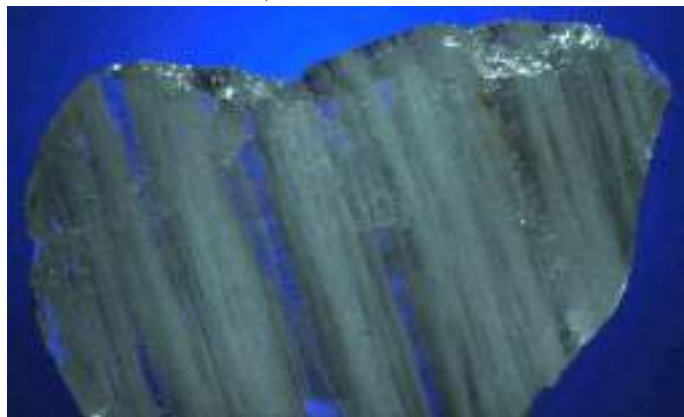


*Рис. 30.15. Ортоклаз-пертит и альбит.
Мокруша, Мурзинка, Урал*

Кварц аплитовой и графической зон и кварцевого ядра (рис. 30.17)– магматический высокотемпературный β -кварц, который затем превратился в сотовый α -кварц. В трещинах сотового кварца содержится масса газовых включений. Иногда такой кварц – симпатичный поделочный камень (в пегматитах Волыни).



*Рис. 30.16. Расщеплённый альбит
- клевеландит. Бразилия*



*Рис. 30.17. Кварц аплитовой и графической зон
и кварцевого ядра*

Морион, раухкварц

Более поздняя генерация – это пневмато-гидротермальный α -кварц с дымчатой окраской – морион – раух-кварц (рис. 30.18, 30.19) в структуре которого часть атомов Si замещена Al и менее Fe^{3+} ; интенсивность дымчатой окраски зависит от степени радиоактивного облучения кварца. Такой кварц используют как прекрасный пьезоматериал и как поделочный камень.



Рис. 30.18. Морион. Мурзинка,
Средний Урал



Рис. 30.19. Морион + микроклин-пертит +
альбит. Мурзинка, Урал

Кристаллы мориона, раухкварца широко распространены в миаролах пегматитов Бразилии, Украины и Урала (рис. 30.20, 30.21). При повышенных температурах для кварца характерна структурная примесь Al^{3+} . Al -центры, будучи облучены (радиоактивное облучение), обусловили различной интенсивности дымчатую окраску кварца.

Одно из крупных Волынского месторождение на Украине в апикальной части Коростенского плутона лейкогранитов позднего протерозоя. Объём кристаллоносных камер в пегматитах до 250 м^3 . Иногда для добычи одного крупного кристалла мориона (пьезокварцевое сырьё) проходили отдельную шахту. Мне довелось присутствовать при добыче такого кристалла размером $8 \times 1.2 \times 1.2 \text{ м}$, который почти горизонтально покоился на щётках из сотен крупных кристаллов микроклин-пертита, покрывавших стенки огромной полости. Цвет волынского раухкварца варьирует от густого смоляно-коричневого через коричневый с сиреневатым оттенком до цитринового (рис. 30.22, 30.23). Камерные пегматиты Волыни подстилаются апогранитными флюорит-мусковит-альбитовыми метасоматитами с сидеритом и с выщелоченным кварцем. Очевидно, что эти образования являлись источником SiO_2 для образования гигантских кристаллов раухкварца волыньских камерных пегматитов (Лазаренко и др., 1973).



Рис. 30.20. Пневмато-гидротермальный α -кварц с дымчатой окраской - морион.

Минас-Жерайс, Бразилия



Рис. 30.21. Пневмато-гидротермальный α -кварц с дымчатой окраской - морион.

Минас-Жерайс, Бразилия

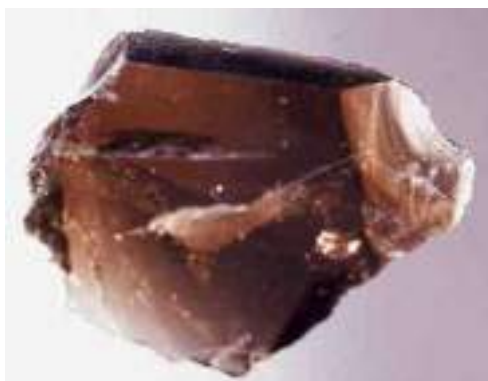


Рис. 30.22. Пневмато-гидротермальный α -кварц с дымчатой окраской.

Коростенский плутон, Волынь, Украина



Рис. 30.23. Пневмато-гидротермальный α -кварц с дымчатой окраской. Коростенский плутон, Волынь, Украина

На пневмато-гидротермальный α -кварц с дымчатой окраской может нарастать горный хрусталь и/или стеклистый молочно-белый α -кварц (рис. 3.24 – 3.26).



Рис. 30.24. На пневмато-гидротермальный α -кварц с дымчатой окраской нарост горный хрусталь и/или стеклистый молочно-белый α -кварц. Минас-Жерайс, Бразилия. Музей «Земля и люди». София. Болгария



Рис. 30.25. Пневмато-гидротермальный α -кварц – горный хрусталь и/или стеклистый молочно-белый кварц. Минас-Жерайс, Бразилия



Рис. 30.26. Пневмато-гидротермальный α -кварц – горный хрусталь и/или стеклистый молочно-белый кварц. Минас-Жерайс, Бразилия

На фотографиях (рис 30.27, 30.28) показаны интересные кристаллы альбита.



Рис. 30.27. Расщеплённый (завитый) альбит-клевеландит на микроклине. Горихо, Монголия



Рис. 30.28. Шерл в шубе альбит-клевеландита. Алабашка, Средний Урал

Вспомним, что ни один гранитный пегматит не существует без колумбита (рис. 30.29).

Более поздние образования – гранаты (рис. 30.30), например, спессартин (рис. 30.31 – 30.34). Все они обогащены иттрием.



Рис. 30.29. Колумбит. Минас-Жерайс, Бразилия. Музей «Земля и люди». София, Болгария



Рис. 30.30. Гранаты ряда альмандин – спессартин, обогащенные Y, - характерные минералы гранитных пегматитов



Рис. 30.31. Спессартин на К-Na полевоом шпате. Мурзинка, Средний Урал



Рис. 30.32. Спессартин до 3 мм и шерл на микроклине. Старая Мыльница, Мурзинка



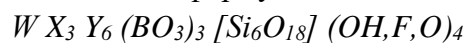
Рис. 30.33. Спессартин



Рис. 30.34. Спессартин

Турмалин

Химическая формула:



$W = Na, K, Ca, \square$; $X = Mg, Fe, Mn, Al, Li, Zn..$; $Y = Al, Fe, Cr, Ti$.

Турмалин – характерный минерал гранитных пегматитов. Стандартная последовательность формирования турмалинов в гранитных пегматитах «чистой линии»: шерл → тсилазит → эльбаит → россманит; при этом в составе турмалина снижаются содержания Fe , Ti , Mg , а затем и Mn , растут – Li , Al . В конце в условиях возросшей кислотности появляется катион-дефицитный россманит. Характерные минералы:

- Шерл $Na Fe^{2+}_3 Al_6 (BO_3)_3 [Si_6O_{18}] (OH, F)_4$

- Тсилазит $Na (Mn^{2+}_{1.5} Al_{1.5}) Al_6 (BO_3)_3 [Si_6O_{18}] (OH, F)_4$
- Эльбаит $Na Li_{1.5} Al_{1.5} Al_6 (BO_3)_3 [Si_6O_{18}] (F, OH)_4$
- Россманиит $\square Li Al_2 Al_6 (BO_3)_3 [Si_6O_{18}] (F, OH)_4$

Рассмотрим эволюцию состава турмалина в пегматитах чистой линии (рис. 30.35): шерл → марганцовистый шерл-эльбаит = тсилазит → эльбаит → россманиит (Коктокай, ЮВ Алтай, Синьцзянь, Китай). На схеме (рис. 30.36) показана кристаллическая структура турмалина.

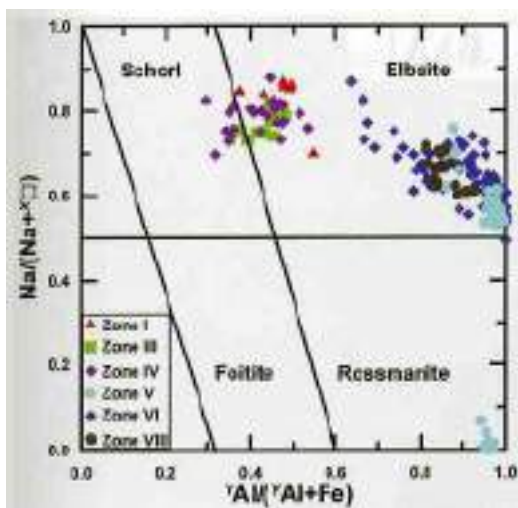


Рис. 30.35. Эволюция состава турмалина в пегматитах чистой линии

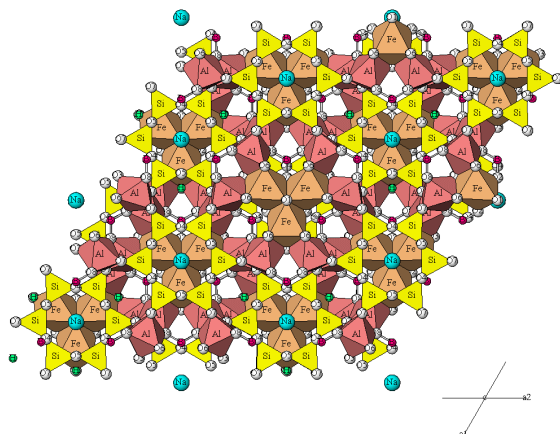


Рис. 30.36. Кристаллическая структура турмалина

На схемах (рис. 30.37, 30.38) показаны различные позиции турмалинов и рентгенограммы.

Tourmaline Compositions							
Species	(X)	(Y ₃)	(Z ₆)	T ₄ O ₁₄	(BO ₃) ₃	(O ₃) ₆	O(1)
Alkali Tourmalines							
Elbaite	Na	[Li _{1.5} Al _{1.5}]	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Scherl	Na	Fe ²⁺	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Dravite	Na	Mg ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Olenite	Na	Al ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(O) ₃	(OH)
Buergerite	Na	Fe ³⁺	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(O) ₃	(F)
Chromdravite	Na	Mg ₃	Cr ²⁺	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Fovondraite	Na	Fe ³⁺	[Fe ³⁺ Mg ₂]	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(O)
Yanshiandravite	Na	Mg ₃	V ⁵⁺	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Calcic Tourmalines							
Liddicoite	Ca	[Li ₂ Al]	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Uvite	Ca	Mg ₃	[Al ₃ Mg]	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Feruvite	Ca	Fe ²⁺	[Al ₃ Mg]	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
X-site Vacant Tourmalines							
Rossmannite		[Li Al ₂]	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Foitite		[Fe ³⁺ Al]	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Magnesianfoitite		[Mg ₂ Al]	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)

Рис. 30.37. Составы турмалинов

Species	d (I)	d (I)	d (I)	d (I)	d (I)	d (I)	d (I)
Alkali Tourmalines							
Elbaite	2.560 (100)	2.931 (90)	3.96 (80)	3.45 (70)	4.20 (60)	2.029 (50)	4.96 (35)
Schorl	3.48 (100)	2.587(100)	2.96 (93)	6.39 (62)	4.01 (56)	4.23 (55)	2.046(48)
Dravite	2.576(100)	3.99 (85)	2.961(85)	4.22 (65)	3.48 (60)	2.040 (45)	1.920(35)
Olenite	2.551(100)	3.43 (80)	3.95 (70)	3.394(70)	4.18 (40)	6.33 (30)	2.021(30)
Buergerite	2.563(100)	2.952 (64)	3.63 (52)	3.47 (48)	6.33 (45)	2.032 (43)	4.20 (40)
Chrom- dravite	2.62 (100)	3.58 (75)	3.04 (75)	6.57 (50)	4.05 (50)	2.079 (50)	4.31 (40)
Povondraite	2.63 (100)	6.63 (90)	4.05 (90)	3.05 (90)	3.61 (80)	5.13 (70)	4.71 (70)
Vanadium- dravite	2.62 (100)	6.54 (90)	3.04 (90)	2.07 (90)	4.04 (80)	3.57 (70)	1.951 (50)
Calcic Tourmalines							
Liddicoatite	2.933(100)	2.559 (85)	3.962(55)	4.179(50)	3.445(50)	2.025 (40)	1.9054(35)
Uvite	2.965(100)	2.577 (90)	2.043(80)	4.23 (70)	3.99 (70)	3.49 (60)	1.921 (60)
Feruvite	2.586(100)	2.979 (80)	4.24 (60)	4.00 (60)	3.50 (60)	2.051 (50)	6.43 (40)
X-site Vacant Tourmalines							
Rossmannite	3.950(100)	2.552 (93)	1.898(72)	4.181(58)	2.924(56)	3.434 (53)	
Foitite	2.573(100)	3.452 (91)	6.338(84)	2.944(71)	4.212(48)	3.989 (38)	2.038 (29)
Magnesian- foitite	3.969(100)	2.567(100)	4.211(90)	2.949(70)	6.366(60)	3.470 (60)	2.037(50)

Рис. 30.38. Рентгенограммы турмалинов

На фотографиях (рис. 30.39 – 30.41) показаны сростания турмалина-шерла с морионов, кварцем и микроклином.



Рис. 30.39.
Турмалин-
шерл с
морионом,
Урал



Рис. 30.40. Турмалин-шерл в кварце, Мадагаскар



Рис. 30.41.
Турмалин-шерл и
микроклин.
Афганистан

На фотографиях (рис. 30.42 – 30.43) показан знаменитый карьер для добычи турмалинов в Восточном Забайкалье.

На фотографиях (рис. 30.44 – 30.45) показаны кристаллы турмалина-эльбаита из Бразилии. На фотографиях (рис. 30.46 – 30.47) показаны кристаллы турмалина-эльбаита из Китая и Афганистана.



Рис. 30.42. Карьер для добычи самоцветных турмалинов. Малханский хребет, Восточное Забайкалье



Рис. 30.43. Турмалин – тсилаизит. Синими стрелками показан эльбаит. Черными стрелками показан тсилаизит, Восточное Забайкалье



Рис. 30.44. Турмалин – эльбаит, Бразилия



Рис. 30.45. Турмалин – эльбаит, Бразилия



Рис. 30.46. Турмалин – эльбаит с дымчатым кварцем и клевеландитом. Раброк, Афганистан



Рис. 30.47. Турмалин – эльбаит, Китай

Турмалин-россманиит

Химическая формула турмалина-россманиита (рис. 30.48, 30.49):



Рис. 30.48. Турмалин -
россманиит

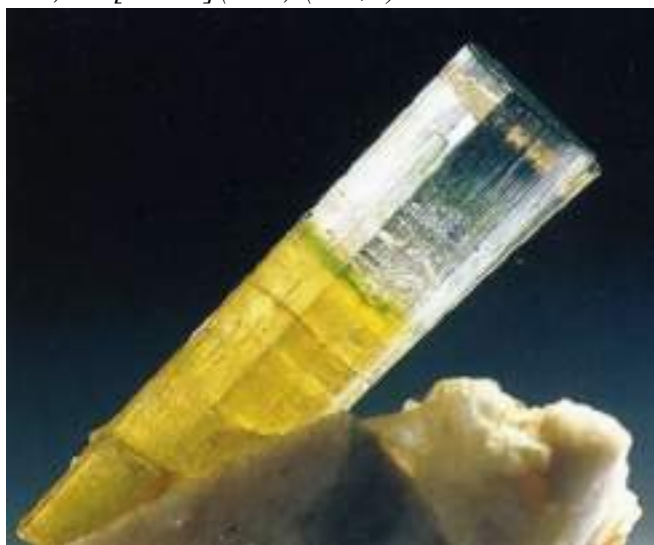


Рис. 30.49. Турмалин - россманит

В том случае, когда поздние кислотные флюиды воздействуют на ранние Са-содержащие минералы – олигоклаз, апатит, вместо эльбаита или россманита может кристаллизоваться их кальциевый аналог – лиддикоатит (рис. 30.50, 30.51).



Рис. 30.50. Турмалин –
лиддикоатит



Рис. 30.51. Турмалин – лиддикоатит

В гранитных пегматитах Центрального Казахстана находили кристаллы оптического флюорита голубого цвета достигают веса до 350 кг (рис. 30.52, 30.53). Крупнейший кристалл флюорита 213 см весом 16 т найден в пегматите *A Dyke, Petaka district, N. Mexico, США* (Jahns R.H., 1955. *Econ. Geol.* Vol. 50. P. 1025-1130).



Рис. 30.52. Флюорит



Рис. 30.53. Флюорит и шерл

Топаз

Химическая формула: $Al_2[SiO_4]F_2$

Один из наиболее характерных минералов кристаллоносных гранитных пегматитов. Как правило, совершенные и крупные кристаллы топаза образуются в прикровельной части камерных пегматитов и в пегматитах, сформированных в верхней эндоконтактовой и экзоконтактовой зонах пегматитоносных плутонов гранитов. Пегматиты с бериллом развиты глубже. При пониженной активности фтора (редкое событие) вместо топаза кристаллизуется андалузит.

Великолепными кристаллами светло-голубых и небесно-голубых топазов славятся и славятся миароловые гранитные пегматиты Ильменских гор (Южный Урал) и Мурзинско-Адуйской полосы (Средний Урал), Бразилии, Намибии, Забайкалья, Памира, Афганистана, Пакистана (рис. 30.54 – 30.57). Каждый третий камерный пегматит Волынского месторождения (Украина) содержит топазы ювелирного качества; вес их достигает 117 кг.



Рис. 30.54. Топаз, кварц-морион, альбит.
Средний Урал



Рис. 30.55. Топаз, кварц-морион,
альбит. Средний Урал



*Рис. 30.56. Топаз, кварц-морион, альбит.
Средний Урал*



*Рис. 30.57. Топаз, кварц-морион, альбит.
Средний Урал*

Андалузит

Химическая формула: $Al_2[SiO_4]O$

Когда активность фтора понижена, вместо топаза кристаллизуется андалузит. Розовый и малинового цвета прозрачный андалузит в кристаллах до 10x0,5x0,5 см добывался из пегматитов Южаковского месторождения, Средний Урал, где андалузит ассоциирует с *Mn* альмандином, шерлом, мусковитом и аквамаринном.



*Рис. 30.58. Андалузит. Красноармейский
прииск*



*Рис. 30.59. Циннвальдит с
ортоклазом-пертитом. Вольнь,
Украина*

Циннвальдит и его марганцевый аналог масутомилит (рис. 30.60, 30.61) – характерные минералы малоглубинных гранитных пегматитов.



Рис. 30.60. Циннвальдит, Средний Урал



Рис. 30.61. Циннвальдит, Бразилия

Феррокордиерит – секанинаит

Химическая формула: $(Fe, Mg)_2 Al_3 [AlSi_5O_{18}]$

При высоких температурах проявлен широкий изоморфизм берилл – индиалит (рис. 30.62):

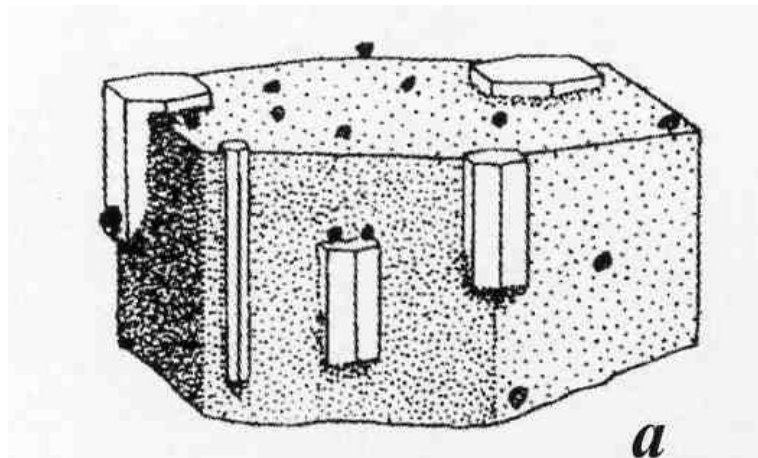


Рис. 30.62. Эпитаксия берилла на ферроиндиалите (точки), превращённом в феррокордиерит. Средний Урал

Берилл

Химическая формула: $Be_3 Al_2 [Si_6O_{18}]$.

Берилл – аквамарин, воробьевит, пезоттаит (рис. 30.63 – 30.70). Ранний берилл обычно зеленоватый до белого. В поздних высококислотных производных пегматитов Урала, Алтая, Памира, Забайкалья, Волыни развит аквамарин с Fe^{2+} . Колоссального размера кристаллы густо голубого аквамарина найдены в пегматитах *Medina*, Бразилии.

Более поздний воробьевит (Вернадский, 1908), иначе морганит-пезоттаит $LiCsBe_2Al_2[Si_6O_{18}]$ известен в пегматитах США (Pala), Центральной Африки, Бразилии (Sapucaia Mine, Минас Жераис), Забайкалья (р. Ургучан) и Среднего Урала (Шайтанка). В пегматитах Petschtal Нопог (Афганистан) и штата Минас Жерайс (Бразилия) нередко чудесного тёплого розового цвета уплощённые кристаллы морганита свободного роста размером 15x15x4-6 см, выросшие на агрегаты расщеплённых кристаллов белого клевеландита; морганит ассоциирует с почти бесцветным горным хрусталем и очень светлой воды топазом.



Рис. 30.63. Берилл – шестилучевая звезда, Намибия



Рис. 30.64. Берилл, стандартный парагенез аквамарин + шерл + микроклин, Намибия



Рис. 30.65. Берилл – аквамарин с раух – кварцем



Рис. 30.66. Берилл – аквамарин с раух – кварцем



Рис. 30.67. Берилл – аквамарин с кварцем и альбитом, Пакистан



Рис. 30.68. Берилл – аквамарин с шерлом, Пакистан



Рис. 30.69. Берилл – воробьевит – морганит на альбите и кварце. 60 мм. Нуристан, Афганистан



Рис. 30.70. Берилл – воробьевит – морганит. 40x50 мм, Калифорния

Фенакит

Химическая формула: $Be_2[SiO_4]$.

Фенакит (рис. 30.71, 30.72) обычно формируется позже берилла, при немного более низкой температуре.



Рис. 30.71. Присыпки фенакита на кристаллах амазонита



Рис. 30.72. Присыпки фенакита на кристаллах амазонита

Сподумен

Химическая формула: $Li Al [Si_2O_6]$.

Сподумен кристаллизуется, начиная с магматических условий, - это достаточно высокотемпературный минерал. Прозрачный сподумен (рис. 30.73, 30.74) образуется ниже 550-500° С.



Рис. 30.73. Сподумен. Нуристан, Афганистан



Рис. 30.74. Сподумен со спессартином. Пакистан

Лекция 31. Минералогенез гранитных пегматитов. Миароловые – кристаллоносные гранитные пегматиты. Инверсионные образования

Процессы формирования гранитных пегматитов расшифрованы далеко не полностью.

Некоторые из проблем:

- 1) Наличие огромной массы флюидов, количество которых по оценке А. А. Маракушева и Е. Н. Граменицкого достигает 80% пегматитообразующего расплава.
- 2) Возникновение около пегматитовые геохимические и минеральные ореолы, нередко значительных размеров.
- 3) Существование гранитных пегматитов скрещения (иначе гибридные). Этапы развития гранитных пегматитов, на которых формируются чуждые для них геохимические и минеральные особенности

В ходе кристаллизации гранит-пегматитового расплава увеличивалось флюидное давление, которое в ряде случаев возрастало до величин, превышающих литостатическое давление и прочность вмещающих пород.

При этом пегматитовый «автоклав» мог приоткрыться и флюиды мигрировали в около пегматитовое пространство. Существенно – это пространство родственные граниты или геохимические чужая среда. Обычно переход к пневматогидротермальному этапу фиксирован $\alpha - \beta$ инверсией кварца (Ферман, 1940) с большим объёмным эффектом.

Для глубинных пегматитов это характерно на стадии развития метасоматического «кварц-мусковитового комплекса»; около мусковитовых пегматитов возникали ореолы привноса Ва. Для средне- и малоглубинных пегматитов это характерно на стадии развития «клевеландитового комплекса» и/или «альбит-лепидолитового комплекса»; около редкометальных пегматитов возникали ореолы привноса F, Li, Rb, Cs , развивались холмквистит, Cs -биотит-флогопит.

Итак, состав поздних образований гранитных пегматитов иногда частью зависит от состава вмещающих толщ, что сближает эти образования с гидротермальными рудными жилами и делает понятной известную формулировку А. Н. Заварицкого о том, что пегматиты – промежуточные образования между магматитами и гидротермалитами.

31.1. О гранитных пегматитах скрещения

Признаками гранитных пегматитов скрещения считается наличие в них «чужих» минералов и минеральных ассоциаций – корунда, амфиболов и пироксенов, магнезиальных разновидностей стандартных пегматитовых минералов. Если это на самом деле гранитные пегматиты скрещения, то должен измениться состав графических сростаний – снизиться содержание кварца. На самом деле, ничего подобного не наблюдается. Состав графики в так называемых пегматитах скрещения ровно такой же, как и в пегматитах чистой линии. Корунд и иные «чужие» минералы – поздние образования, наложенные на графические агрегаты полевых шпатов и кварца. Многие

образования, которые раньше относили к пегматитам скрещения, вообще не имеют отношения к пегматитам, – это разнообразные высоко температурные гидротермально-метасоматические образования. Таковы слюдиты (цвиттеры) с изумрудом.

На рисунках 31.1, 31.2 показаны известные образцы гранитного пегматита (Липовка, Урал). Породы имеют кварц-полевошпатовую графику, кристаллы корунда.



Рис. 31.1. Графический гранитный пегматит с корундом среди базитов - гипербазитов. Липовка – Маслянка, Ср. Урал. Корунд здесь гидротермально-метасоматический, наложен на «графику»



Рис. 31.2. Графический гранитный пегматит с корундом среди базитов - гипербазитов. Липовка – Маслянка, Ср. Урал. Корунд здесь гидротермально-метасоматический, наложен на «графику»

Рассмотрим схематическое изображение гранитного пегматита (рис. 31.3). Вокруг пегматита находится серпентинизированный гарцбургит, внутри его нет. Символы отмечены:

1. Реакционная зона - флогопит + кордиерит + кварц.
2. Агрегаты K-Na полевой шпат + олигоклаз + кварц + биотит.
3. Графика кварц + K-Na полевой шпат и кварц-олигоклаз.
4. Участки альбитизации – агрегаты клевеландита с фторапатитом, колумбитом, Li слюдами, Cs-бериллом, поллуцитом.
5. Блоковый K-Na полевой шпат.
6. Кварцевое ядро.

Инверсионный кварц

Аметистовый кварц (рис. 31.4) прозрачный светлого фиолетово-розового цвета слагал блоки объёмом до 1,5 кубических метров в ядре пегматитов в Кентском лейкогранитном плутоне, Центральный Казахстан. Друзы аметистового кварца развиты во многих пегматитах Бразилии. Окраска аметиста обусловлена наличием структурной примеси Fe^{3+} (Fe^{4+}); будучи облучены Fe-центры создают фиолетовую окраску

различной интенсивности. Fe^{3+} мало устойчив в кислой среде. Поэтому появление аметиста – признак инверсии в развитии гранитных пегматитов.

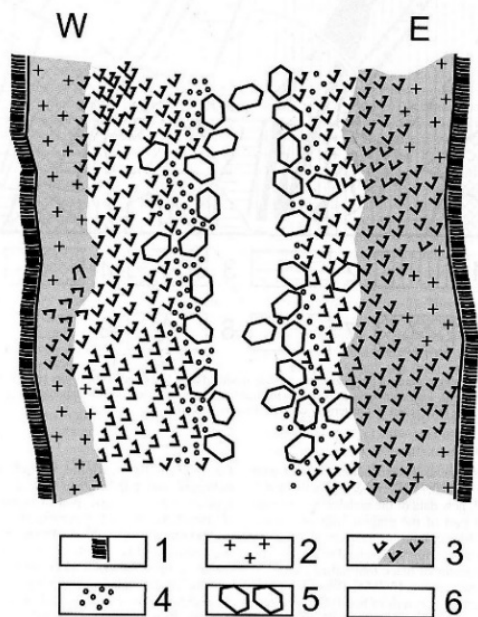


Рис. 31.3. Гранитный пегматит среди гипербазитов Věžná I, западная Моравия, Чехия

Рис. 31.4. Аметист

На рисунке 31.5 показан образец железистого мусковита.

На рисунке 31.6 показан инверсионный спессартин $(Mn^{2+}, Fe^{2+})_3(Al, Mn^{3+})_2[SiO_4]_3$, содержащий много трехвалентного марганца.



Рис. 31.5. Зелёный железистый мусковит. 65 мм. Erongo, Намибия

Рис. 31.6. Инверсионный спессартин. Conselheiro Pena, Минас Жераис, Бразилия

На рисунках 31.7, 31.8 показаны образцы ограночного инверсионного спессартина.



Рис. 31.7. Инверсионный спессартин.
Калифорния



Рис. 31.8. Инверсионный спессартин.
Виргиния, США

Инверсионный турмалин

Один из наиболее ярких минералов – индикаторов инверсии в развитии гранитных пегматитов – турмалин. Инверсионный турмалин, обычно густо окрашенный, нарост на бледно окрашенный турмалин «чистой линии» – эльбаит (рис. 31.9, 31.10).

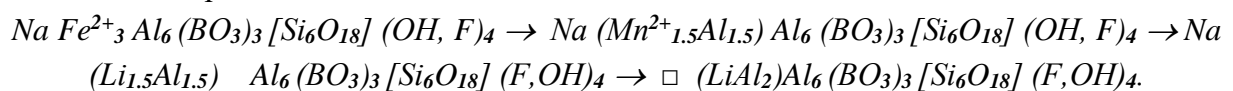


Рис. 31.9. Магнезиофойтит на
эльбаите. Sant Piero in Campo, остров
Эльба



Рис. 31.10. Эльбаит-рубеллит на ахроите

Турмалины: рубеллит, верделит, индиголит. Стандартная последовательность формирования турмалина в гранитных пегматитах «чистой линии»: шерл → тсилаизит → эльбаит → россманиг



Самоцветный турмалин с интенсивными красками, которые обусловлены наличием ионов Mn^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , Ti^{3+} , Cu^{2+} , представляют образования инверсионного периода и характерны для гранитных пегматитов, залегающих вне материнских плутонов. Для них характерно развитие совместно с эльбаитом и вместо него лиддикоатита $Ca (Li_2Al) Al_6 (BO_3)_3 [Si_6O_{18}] (F,OH)(OH)_3$. Таковы замечательные турмалины в миароловых пегматитах Урала, Забайкалья, Памира, Бразилии, Нигерии, Калифорнии, Мадагаскара. Одни из знаменитых – месторождения Среднего Урала – Шайтанское, Сарапульское, Липовское, содержащие прозрачные кристаллы эльбаита – рубеллита длиной до 14 см густого малинового цвета, которые в России именовали сибаритом или малиновым шерлом. В этих же месторождениях широко развит и полихромный турмалин (чёрные кристаллы с малиновым концом, малиновые кристаллы с синим концом) (Ферсман, 1925, 1940, 1954, 1961; Драгоценные..., 1941; Киевленко и др., 1974; Юшкин и др., 1986; Попова и др., 1999). Великолепные цветные и полихромные турмалины содержат миароловые гранитные пегматиты Забайкалья (Борщовочный кряж, Малханское), Мадагаскара (Sanga-sanga, Anjanabonoina), Калифорнии (Pala), Нигерии, Памира, Афганистана (Korgal) и Пакистана, в т.ч. интенсивно окрашенный рубеллит (эльбаит) с $n\%$ MnO и Mn_2O_3 , рубеллит – лиддикоатит, верделлит эльбаит- лиддикоатитового состава (рис. 31.10 – 31.12), шерл-эльбаит и шерл-увит.



Рис. 31.10. Скипетр эльбаита – верделлита на обычном эльбаите



Рис. 31.11. Скипетр эльбаита – верделлита на обычном эльбаите. Barra de Salinas, Минас Жераус, Бразилия



Рис. 31.12. Скипетр эльбаита – верделлита на обычном эльбаите. Pederneira, Минас Жераус, Бразилия

Пожалуй, самые выдающиеся по качеству, размеру ювелирных кристаллов (до 1,5 м) и размеру миарол – занорышей (до 5 м, выстланных кристаллами рубеллита,-гранитные пегматиты Araquai, Governador Valadares, Минас Жерайс, Бразилия (Sauer,

1982 и др.). Здесь развиты турмалины всех цветов радуги, в том числе густо лиловые рубеллиты Conselheiro Pena. Высокого качества рубеллиты, верделиты, индиголиты и полихромные турмалины распространены в миароловых пегматитах Центрального Забайкалья в Борщовочном и Малханском хребтах; длина прозрачных кристаллов до 12 см; своеобразная окраска верделита (эльбаита-тсилаизита) обусловлена примесью $0, n\%$ Bi и Pb (Загорский и др., 1992). Полихромные, розовые, оранжевые и желтовато-зелёные Bi -содержащие турмалины известны в пегматитах Lundazi, Замбия (Johnson et al., 1997).

На фотографиях ниже показаны образцы инверсионного турмалина – эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+} нарос на ранний стандартный эльбаит (рис. 31.13 – 31.17).



Рис. 31.13. Инверсионный турмалин – эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+} . 50x14 мм. Pederneira mine, Minas Gerais



Рис. 31.14. Инверсионный турмалин – эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+}



Рис. 31.15. Инверсионный турмалин – эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+} . Tourmaline Queen mine, San Diego County, Калифорния



Рис. 31.16. Эльбаит - верделлит на эльбаите. Parrock, Кунар, Нуристан, Афганистан

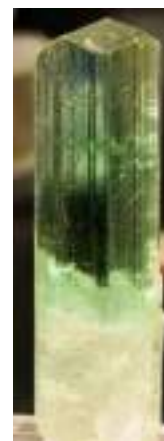


Рис. 31.17. Эльбаит - верделлит на эльбаите. Darra-e-Pech, Nargarhar,

Афганистан

На рисунках 31.18, 31.19 показан шерл чистой линии, на который нарос инверсионный, расщепленный эльбаит красного цвета, обогащенный трехвалентными компонентами.



Рис. 31.18. Турмалин - эльбаит на шерле чистой линии



Рис. 31.19. Турмалин - эльбаит на шерле чистой линии

На рисунках 31.20 – 31.25 показаны образцы инверсионного турмалин-эльбаита-рубеллита. Эти кристаллы иногда называют шерлами-сиберитами. Образцы не являются пегматитами чистой линии.



Рис. 31.20. Инверсионный турмалин – эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+} . С альбитом-клевеландитом. Jonas mine, Минас Жераис, Бразилия



Рис. 31.21. Инверсионный турмалин – эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+} . С лепидолитом.

*Conselheiro Pena, Минас
Жераис*



*Рис. 31.22. Инверсионный турмалин –
эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+} . 130x90
мм. Lavra do Jonas, Conselheiro Pena,
Минас Жераис*



*Рис. 31.23. Инверсионный турмалин –
эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+} . С
горным хрусталем. Lavra do Jonas,
Conselheiro Pena, Минас Жераис*



*Рис. 31.24. Инверсионный турмалин –
эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+}*



*Рис. 31.25. Инверсионный турмалин –
эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+}*

Некоторые кристаллы инверсионного турмалин-эльбаит-рубеллита достигают размеров больше одного метра (рис. 31.26, 31.27).



*Рис. 31.26. Инверсионный турмалин – эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+} .
Гигантский занорыш с эльбаитом.
Минас Жераис, Бразилия*



*Рис. 31.27. Инверсионный турмалин – эльбаит-рубеллит с Fe^{3+} - Mn^{3+} .
Гигантский занорыш с эльбаитом.
Минас Жераис, Бразилия*

На фотографиях ниже (рис. 31.28, 31.29) показаны примеры агрегатов расщепленных кристаллов.



Рис. 31.28. Агрегаты расщеплённых кристаллов



Рис. 31.29. Агрегаты расщеплённых кристаллов

Некоторые турмалины имеют необычную, так называемую «арбузную» форму (рис. 31.30, 31.31).



Рис. 31.30. Эльбаит-верделлит на рубеллите – «арбузный» турмалин



Рис. 31.31. Эльбаит-верделлит на рубеллите – «арбузный» турмалин

Инверсионный турмалин – фойтит

Химическая формула: $(\square, Na)(Fe^{2+}, Al, Li, Mn, Mg)_3Al_6(BO_3)_3[Si_6O_{18}](F, OH)(OH)_3$.

Войти довольно характерный инверсионный турмалин. Знаменитые «testo negro» в гранитных пегматитах острова Эльба – это кристаллы светлого турмалина с чёрными головками, – чёрные головки слагает фойтит. Фойтит (рис. 31.32, 31.33) возникает в специфических условиях – при обилии железа (и магния) и повышенной кислотности. Железо и магний большей частью заимствуются из пород, окружающих пегматиты, частью попадают поздние флюиды при замещении пегматитовых биотита, магнетита.



Рис. 31.32. Фойтит

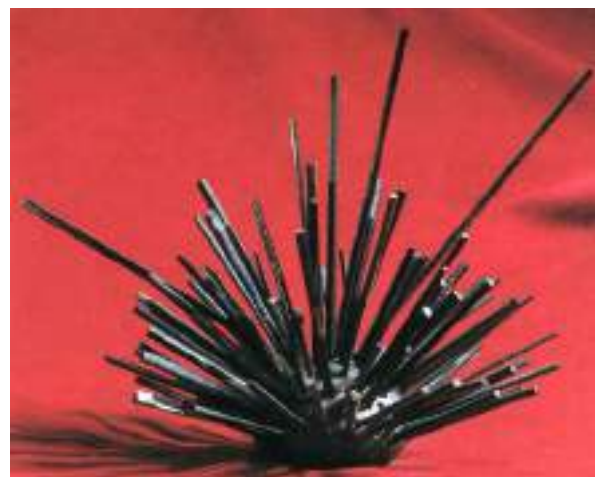


Рис. 31.33. Фойтит

Тёмные головки кристаллов слагает фойтит – классические «testo negro» (Остров Эльба, Италия) показаны на рисунках 31.34 – 31.35.



Рис. 31.34. Фойтит



Рис. 31.35. Фойтит

Инверсионный турмалин – лиддикоатит

Химическая формула: $(Ca,Na) Li (Al,Fe,Mg..) _2 Al_6 (BO_3)_3 [Si_6O_{18}] (F,OH)(OH)_3$.

Кальциевый аналог эльбаита – лиддикоатит (рис. 31.36 – 31.46) – типичный раннеинверсионный турмалин. Назван в честь весьма симпатичного и эрудированного (редкое сочетание) американского минералога-геммолога. Распространён, так как многие типы пород, окружающие пегматиты, богаты кальцием. Окраска варьирует от бесцветной до чёрной, в зависимости от количества примесей железа, титана, хрома, ванадия.



Рис. 31.36. Лиддикоатит



Рис. 31.37. Лиддикоатит



Рис. 31.38. Лиддикоатит



Рис. 31.39. Лиддикоатит – рубеллит на шерле



*Рис. 31.40
Лиддикоатит – рубеллит*



Рис. 31.41. Лиддикоатит – рубеллит

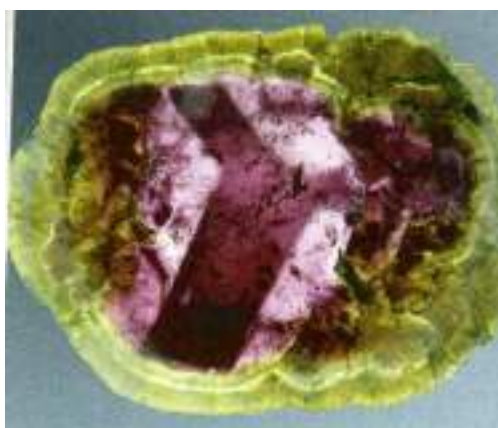


Рис. 31.42. Лиддикоатит – рубеллит арбузный, Ап Рхи, Вьетнам



*Рис. 31.43.
Лиддикоатит – рубеллит полихромный, Мадагаскар*



*Рис. 31.44.
Лиддикоатит – рубеллит, Вьетнам*



Рис. 31.45. Лиддикоатит с инверсионным аметистом, Минас Жераис



Рис. 31.46. Лиддикоатит с бурым кварцем, мадагаскар

Инверсионные турмалины серии эльбаит – лиддикоатит иногда (в гранитных пегматитах Мадагаскара) содержат заметное количество бора в тетраэдрической позиции. Борокислородные тетраэдры замещают кремнекислородные.

Типичный состав лиддикоатита: $(Ca_{0.57} Na_{0.29} \square_{0.14})_1 (Al_{1.41} Li_{1.33} Mn_{0.02} \square_{0.19})_3 Al_6 (BO_3)_3 - [Si_{5.86} B_{0.14} O_{18}] (F_{0.76} OH_{0.24})_1 (OH)_3$

Типичный состав лиддикоатита-эльбаита: $(Na_{0.46} Ca_{0.30} \square_{0.24})_1 (Al_{1.62} Li_{0.89} Fe_{0.01} Mn_{0.01} \square_{0.27})_3 Al_6 (BO_3)_3 - [Si_{5.56} B_{0.44} O_{18}] (F_{0.50} OH_{0.50})_1 (OH)_3$.

На рисунках 31.47 – 31.50 показаны кристаллы турмалина, черная кайма – остатки кристалла, богатого кальцием и железом.

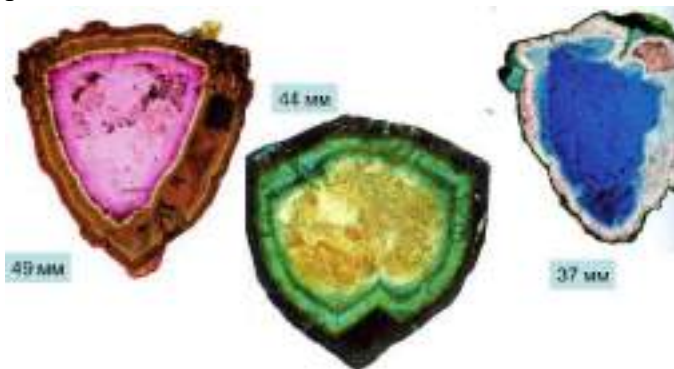


Рис. 31.47. Инверсионный турмалин: лиддикоатит – дравит – бюргерит – увит, Намибия

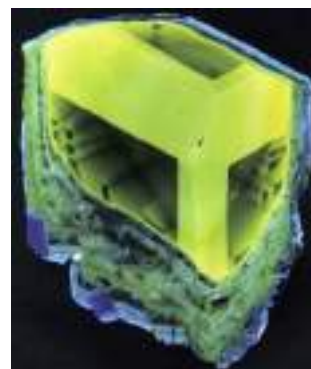


Рис. 31.48. Инверсионный турмалин: лиддикоатит – дравит – бюргерит – увит, Мадагаскар



Рис. 31.49. Инверсионный турмалин: лиддикоатит – дравит – бюргерит – увит. Различные сечения одного сложного кристалла. Мадагаскар

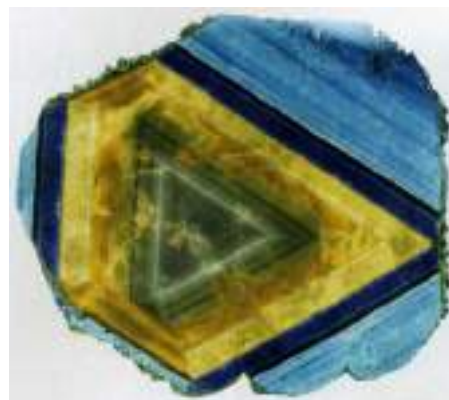


Рис. 31.50. Инверсионный турмалин: лиддикоатит – дравит – бюргерит – увит, Намибия

Рассмотрим эволюцию состава турмалина (рис. 31.51, 31.52): в левой части диаграммы показаны турмалины чистой линии. Постепенно из состава исчезает 2-х и 3-х валентное железо, а также марганец, литий, алюминий. В правой части показана инверсия.

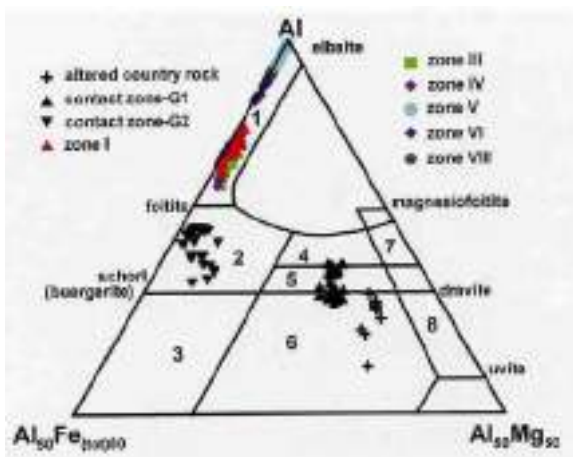


Рис. 31.51. Химический состав турмалина чистой линии и инверсионного

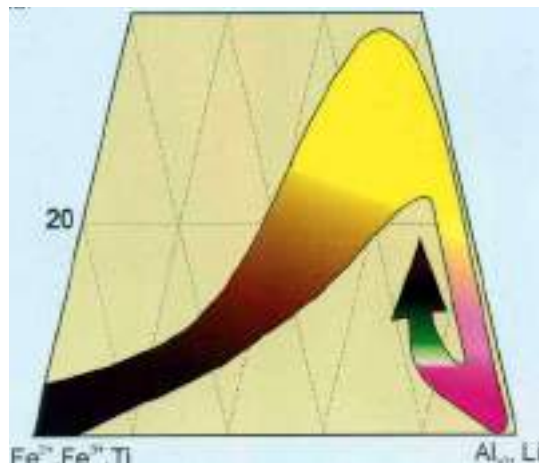


Рис. 31.52. Эволюция состава турмалина. Малхан

Химический состав турмалина гранит-пегматитов чистой линии и инверсионных был изучен и канадскими учеными. Результат их работ представлен на рисунке 31.53.

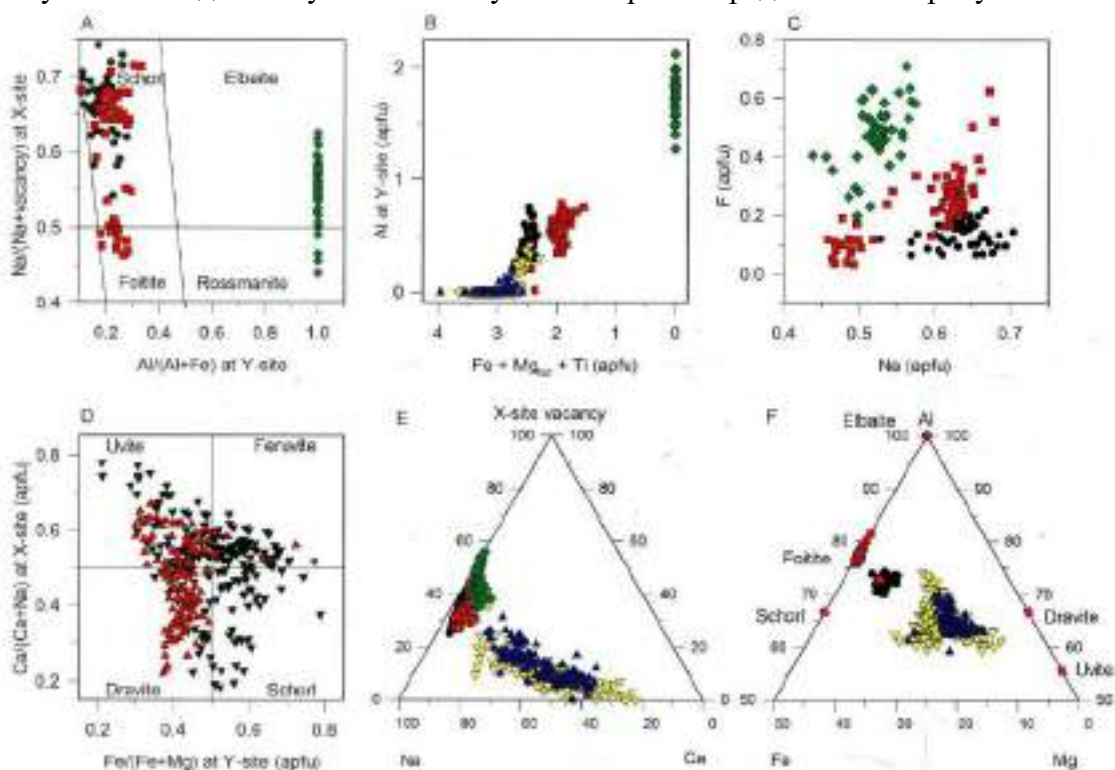


Рис. 31.53. Химический состав турмалина гранит-пегматитов чистой линии и инверсионных

Инверсионный медистый турмалин

Особый интерес вызывают синие эльбаиты *São Jose da Batalha*, Параиба и иных месторождений Бразилии, содержащие до 2,5 мас.% CuO и до 9 г/т Au ; с ростом содержания Mn_2O_3 их цвет меняется на сине-фиолетовый (Brown, 1993).

Если для меди еще можно предположить, что она накапливается к концу процесса дифференциации пегматитов, то для Au это исключено, – следовательно, в данном случае и Cu , и Au заимствованы из пород рамы; вероятный механизм заимствования описан выше.

Окраска данных эльбаитов (рис. 31.54 – 31.56) обусловлена комбинацией Mn^{3+} (отчасти и Fe^{3+}) и Cu^{2+} , обменным взаимодействием Mn^{2+} (отчасти и Fe^{2+}) $\leftrightarrow Ti^{4+}$ вместе с абсорбцией Cu^{2+} .

При эпигенетических процессах медистые турмалины не устойчивы и довольно легко теряют медь, которая чаще в виде самородной меди выполняет трещины в турмалине.



Рис. 31.54.
Инверсионный
турмалин $Mn - Cu$
эльбаит, Бразилия



Рис. 31.55. Инверсионный
турмалин $Mn - Cu$ эльбаит,
Бразилия



Рис. 31.56.
Инверсионный
турмалин $Mn - Cu$
эльбаит, Бразилия

Инверсионный топаз

«Топаз» имеет значение по-русски: тяжеловес. Волынские топазы обычно зональные – центр кристаллов голубой, внешние зоны чайной окраски различной густоты (Лазаренко и др., 1973). Голубые топазы с Fe^{2+} отвечают пегматитам чистой линии. Поздние генерации топаза коричневого или чайного цвета, которые обогащены Fe^{3+} , – инверсионные образования.

В Волынском месторождении найден уникальный полихромный топаз: прозрачные чистой «воды» кристаллы размером до 20x10x15 см с внешней зоной густого чистого винно-коричневатого цвета шириной 3-5 см и внутренней зоной ярко голубого цвета, в которой «плавают» клиновидные сростания тонких палочковидных кристаллов снежно-

белого флюорита размером до 1-2 см, – полная иллюзия стаи белых лебедей в голубом небе.

В Волынском месторождении (Украина, рис. 31.55) найдены уникальные пейзажные полихромные топазы: прозрачные «чистой воды» кристаллы размером до 20x10x15 см с внутренней зоной ярко голубого цвета, в которой «плавают» клиновидные скелетные кристаллы снежно-белого флюорита, – полная иллюзия стаи белых лебедей в голубом небе, и внешней зоной чистого винно-коричневого цвета, – ближе к центру светлой окраски, далее – более густой, насыщенного. Эти внешние зоны обогащены Fe^{3+} , – это инверсионный топаз.

В пегматитах иных регионов окраска инверсионного топаза от оранжево-желтой до розовой (примеси Mn^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} !). Пегматиты Среднего Урала содержат поздние инверсионные золотистые и винно-желтые топазы. Великолепные винные топазы находятся в гранитных пегматитах Кукуртского месторождения (Памир) (Скригитиль, 1996).

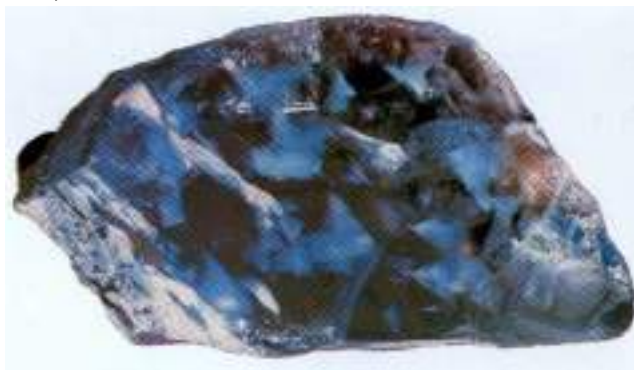


Рис. 31.55. Инверсионный топаз. Белые скелетные кристаллы флюорита. Волынское месторождение, Украина



Рис. 31.56. Топаз, шерл, альбит, Пакистан

На рисунках 31.57, 31.58 показаны кристаллы топаза из Бразилии и Пакистана.



Рис. 31.57. Инверсионный топаз. Бразилия, 277 кг



Рис. 31.58. Топаз чайный и шерл на альбите. Пакистан

На рисунках 31.59, 31.60 показан инверсионный андалузит.



Рис. 31.59. Андалузит плеохроирующий до 12 мм. Агасиаи, Минас Жераис



Рис. 31.60. Андалузит плеохроирующий до 12 мм. Агасиаи, Минас Жераис

Инверсионный берилл

Берилл также имеет название *гелиодор*. Замечательные кристаллы гелиодора густого спаржевого, зелёно-желтого и винно-жёлтого цвета длиной до 27 см содержали миароловые гранитные пегматиты Среднего Урала - месторождения Мурзинское, Алабашское, Адуйское (Ферсман, 1925; Киевленко и др., 1974). Каждый десятый камерный пегматит Волынского месторождения (Украина) содержит гелиодор ювелирного качества (кристаллы до 5,3 кг) (рис. 31.61, 31.62). Окраска гелиодора обусловлена в основном малой примесью Fe^{3+} .

В пегматитах Бразилии нередко крупные кристаллы полихромных бериллов, где на розовый *Li-Cs* берилл – воробьевит (морганит) выросли широкие каймы низкощелочного голубого *Na-Fe-Mg*-берилла.

Берилл – воробьевит – морганит (рис. 31.63 – 31.66) с примесями Fe^{3+} и Mn^{3+} тёплого и довольно густого коричневато-розового с оранжевым оттенком цвета ассоциирует с инверсионными турмалинами.



Рис. 31.61. Берилл – гелиодор Волынского месторождения (Украина)



Рис. 31.62. Берилл – гелиодор Волынского месторождения (Украина)



Рис. 31.63. Воробьевит → синий Fe-Mg берилл. 85 кг. Минас Жераис



Рис. 31.64. Воробьевит → Fe-Mg берилл. Минас Жераис



Рис. 31.65. Воробьевит – мorganит на полихромном эльбаите. White Queen, Pala, Калифорния



Рис. 31.66. Воробьевит – мorganит. Conselheiro Pena, Минас Жераис

Инверсионный сподумен

Химическая формула сподумена (кунцита): $Li(Al, Mn^{3+})[Si_2O_6]$. Кунцит замечательного сиреневого и светло-фиолетового цвета (рис. 31.67 – 31.69) обилен в крупных плитообразных телах сподуменовых пегматитов Афганистана, Памира,

Пакистана (Нуристана), известен в пегматитах Калифорнии (Himalaya Mine) и Бразилии (Urucum Mine, Минас Жераис). Уникальное месторождение кунцита Кулам. Прозрачный сподумен – кунцит образуется ниже 500°C, ассоциирует с клевеландитом и лепидолитом. При наличии во вмещающей среде серпентинитов с феррихромитом в сподуменовых гранитных пегматитах в этих условиях появляется зелёный хромсодержащий гидденит.



Рис. 31.67. Инверсионный сподумен, 80 мм, Афганистан



Рис. 31.68. Инверсионный сподумен, 80 мм, Афганистан



Рис. 31.69. Инверсионный сподумен, 80 мм, Афганистан

Уникальное месторождение кунцита Кулам – часть (1200 м) крупной (3000x5-40 м) пологой (10-20°) жилы сложно дифференцированных альбит-микроклиновых гранитных пегматитов среди габбро-норитов. От основной жилы отходят многочисленные круто падающие апофизы 200-400x2-10 м. Полости с кунцитом развиты в основном у висячего контакта главной пегматитовой залежи и в апикальных частях апофиз пегматита.

Минерализованные зоны 1 типа – с массой полостей размером 0.5 – 3 м, которые развиты в блоковой микроклиновой зоне с размером кристаллов микроклина до 5 м и с биотитом. Стенки полостей покрыты множеством коротко столбчатых кристаллов микроклина и горного хрусталя. На них местами выросли агрегаты голубого тонко пластинчатого альбита – клевеландита, мусковита, лепидолита, розового сподумена и кунцита, воробьевита, поллуцита. Они интенсивно замещают микроклин. Минерализованные зоны 2 типа – грубозернистые агрегаты микроклина (10-100 см), кварца (10-100 см), бело-розового досковидного сподумена (4-5 – 70 см), промежутки между которыми заполнены агрегатами клевеландита и лепидолита, - с массой неравномерно распределённых полостей до 2.5x1.5 м. В полостях – клевеландит, лепидолит, кунцит, воробьевит, поллуцит, касситерит, мангантанталит, манганопатит, микролит. Размер кристаллов кунцита варьируется от 2x1x1 см до 45x20x4 см (Россовский, 1980) (рис. 31.70, 31.71).



Рис. 31.70. Кунцит



Рис. 31.71.
Кунцит

Инверсионный лепидолит

Химическая формула: $KLi_{1.5}Al_{1.5}[AlSi_3O_{10}](F,OH)_2$. Лепидолит фантастически яркого розово-карминного цвета находится в пегматитах *Cruzeiro Mine*, Минас Жераис, Бразилия.

Самоцветный лепидолит развит и в пегматитах *Londonderry* и *Plenty River*, Австралия.

31.2. Позднепегматитовые образования

Позднепегматитовые образования – продукты кристаллизации из щелочных растворов, отходы пегматитового «производства» (рис. 31.72).



Рис. 31.72. Агрегат криолита и хиолита. Блюмовская копь, Ильменские горы

Бразилианит

Бразилианит $NaAl_3[(OH)_2/PO_4]_2$ – приятного зеленовато-золотистого цвета, продукт гидротермальной перекристаллизации ранних фосфатов, широко развит в пегматитах *Corredo Frio*, Минас Жераис и *Espirito Santo*, Бразилия (рис. 31.73, 31.74).

Возник за счёт вещества более ранних фосфатов – апатита, литиофиллита.

Продукт кристаллизации из щелочных растворов.



Рис. 31.73. Бразилианит с альбитом



Рис. 31.74. Бразилианит, друза

Лекция 32. Минералогенез гранитоидов

32.1. Силикатные магмы

Силикатные магмы: нормальные – низко и умеренно щелочные с кислотными флюидами – H_2O , HCl , HF , SO_2 , H_2S , H_3BO_3 , H_3PO_4 , основная форма железа – Fe^{2+} . Продукты их кристаллизации не содержат щелочные пироксены и амфиболы, фельдшпатоиды и иные щелочные минералы.

32.2. Гранитоиды

Количественный минеральный состав:

- Средние по составу горные породы 55-65 % SiO_2 .

Кварцевые габбро-диориты (кварц > 5 объём.%), биотит-роговообманковые кварцевые диориты и кварцевые сиенито-диориты (кварц, монцониты) (кварц 10-20 %), существенно биотит. кварц. диориты = тоналиты (кварц 15-25 %), гранодиориты (кварц 15-25 %, плаг / $K-Na$ пшп >2), адамеллиты (кварц 15-25 %, плаг / $K-Na$ пшп = 1-2)

- Кремнекислые горные породы 65-75 % SiO_2 .

Гранодиориты (плагиаадамеллиты) (кварц 15-25 %, плаг / $K-Na$ пшп >2), адамеллиты (кварц 20-30 %, плаг / $K-Na$ пшп = 1-2), граниты (кварц 25-35 %; плаг / $K-Na$ пшп 0.5-2; би+рог.обм.+тмт.. 5-15 %), плагиграниты (кварц 25-45 %; плаг / $K-Na$ пшп > 2; биотит+ рог.обм. +тмт.. 5-15 %), лейкограниты (кварц 25-35 %; плаг / $K-Na$ пшп 0.5-1; би+ рог.обм. +тмт.. 0-5 %), аляскиты (кварц 25-35 %; плаг / $K-Na$ пшп < 0.5; би+тмт < 1 %).

- Ультракремнекислые горные породы 75-80 % SiO_2 .

Лейкограниты, аляскиты. Не более 60 % кварца.

Гранитоиды складчатых областей

Гранитоиды широко развиты в складчатых областях эвгеосинклинального типа.

Становление офиолитовых формаций завершает внедрение плагигранитоидов. Плагигранитоиды завершают формирование многих более поздних габброидных магматических комплексов и в целом океанскую (раннегеосинклинальную) стадию развития складчатых областей. Часто это типичные трондьемиты, т.е. олигоклазовые и альбит-олигоклазовые плагиграниты, богатые натрием – 5-7 масс. % Na_2O . В целом, состав плагииоклаза плагигранитов варьирует от Са лабрадора до альбит-олигоклаза. Чем более Са состав плагииоклаза, тем богаче кварцем плагиграниты.

Главную геосинклинальную (островодужную) стадию развития складчатых областей завершает внедрение тоналитов-гранодиоритов или гранодиоритов-адамеллитов (гранодиоритовая формация). Внедрение гранодиоритов сопровождается и завершает процесс инверсионной складчатости (коллизии), процесс превращения геосинклинали в горно-складчатую (орогенную) область. Количество этих гранитоидов в ряде складчатых областей грандиозно – до половины и более объёма складчатого комплекса, нередко они наряду с небольшим и среднего размера интрузивами слагают и интрузивы батолитового типа площадью в тысячи км² при вертикальной мощности от 2-4 км до 8-12, 20 и более км.

Следующий этап развития складчатых областей – орогенный, - обычно сопровождается массовым внедрением разнообразных гранитоидов. Их стандартная последовательность: формируются при пониженной fO_2 , – принадлежат так называемой монцониты – сиенито-диориты – граносиениты – граниты (монцонитовая формация) → стандартные граниты (гранитная формация) → лейкограниты – аляскиты – литийфтористые граниты (аляскитовая формация) → монцониты – щелочные граниты (щёлочно-гранитная формация). В ряде складчатых областей интрузивы монцонитовой формации образуют небольшие трещинные тела, в других - интрузивы батолитового типа. В многих складчатых областях интрузивы гранитной формации представлены относительно небольшими кольцевыми (цилиндробразными) телами, в некоторых складчатых областях миогеосинклинального типа развиты гранитные батолиты. Щёлочно-гранитная формация формируется обычно уже в посторогенный этап.

Петро-геохимические и минеральные типы гранитоидов

Плагιοгранитоиды, магматиты гранодиоритовой и монцонитовой формаций выделены как гранитоиды I – типа (т.е. Igneous, «чисто магматические»); они формируются обычно при повышенной fO_2 , – принадлежат так называемой магнетитовой серии, содержат умеренно железистый биотит, гранитоиды и послегранитоидные образования бедны фтором, низко радиоактивные, бедны *Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Be, Sn*. Эти гранитоиды содержат заметные количества титаномагнетита, апатита, ортита (алланита); при общей низкой щёлочности титанита (сфена) мало; при повышенной общей щёлочности много сфена. Монцонитовые гранитоиды обогащены *Ba, Sr*, содержат ангидрит.

Граниты и лейкограниты гранитной и аляскитовой формаций выделены как гранитоиды S – типа («*sedimentary*», «палингенные»); они ильменитовой серии, содержат железистый биотит, монацит, гранитоиды и послегранитоидные образования богаты фтором, они радиоактивные и высоко радиоактивные, обогащены *Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Be, Sn*. Нередко эти гранитоиды высокоглинозёмистые (плюмазитовые), двуслюдяные, содержат магматические мусковит, гранаты альмандин-спессартинового ряда, кордиерит, андалузит или силлиманит, а изредка топаз и Li-Fe слюды (циннвальдит...).

Щелочные граниты выделены как A – тип (*alkaline, agpaitic, anorogenic, anhydrous*). Они обогащены *F, Zr, Nb, Y, U, Th, Be, Zn*.

Гранитоиды активизированных платформ

В пределах активизированных платформ гранитоиды развиты в сравнительно скромных масштабах. В основном это формация гранитов-рапакиви (граносиениты-рапакиви – граниты-рапакиви – лейкограниты) и формация щелочных гранитов. Те и другие содержат высоко железистые и обогащённые марганцем биотиты, амфиболы, пироксены (нередко и фаялит), обогащены фтором и фторофильными редкими элементами – *Sn, Nb, Be, Li*, сопровождаются редкометальным оруденением.

Как правило, общий тренд эволюции гранитоидных магматических серий – гомодромный, с нарастанием кремнекислотности.

По изотопным данным, *S*-гранитоиды – палингенные, продукты плавления богатого радиогенным стронцием материала земной коры; *I*-гранитоиды, вероятно, производные нижней части земной коры (рис. 32.1).

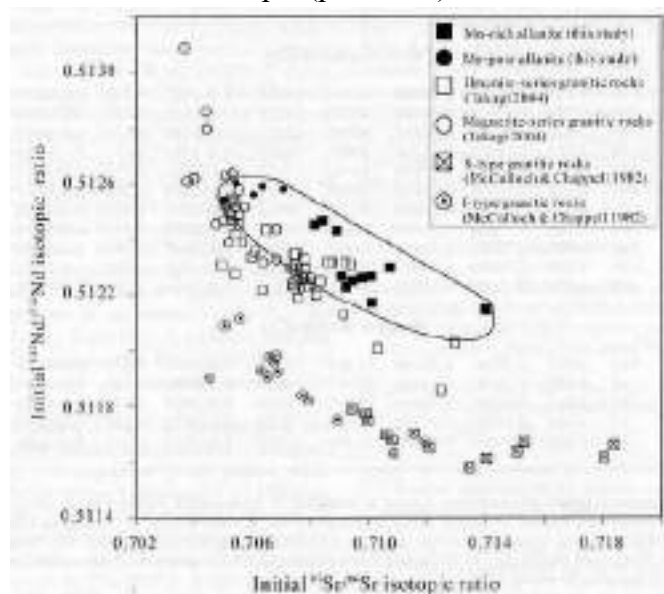


Рис. 32.1. Изотопный состав стронция

На диаграмме (рис. 32.2) показаны окисленный и восстановленный типы магматических формаций. С магматическими системами тесно связана сера: в окисленном типе много SO_2 .

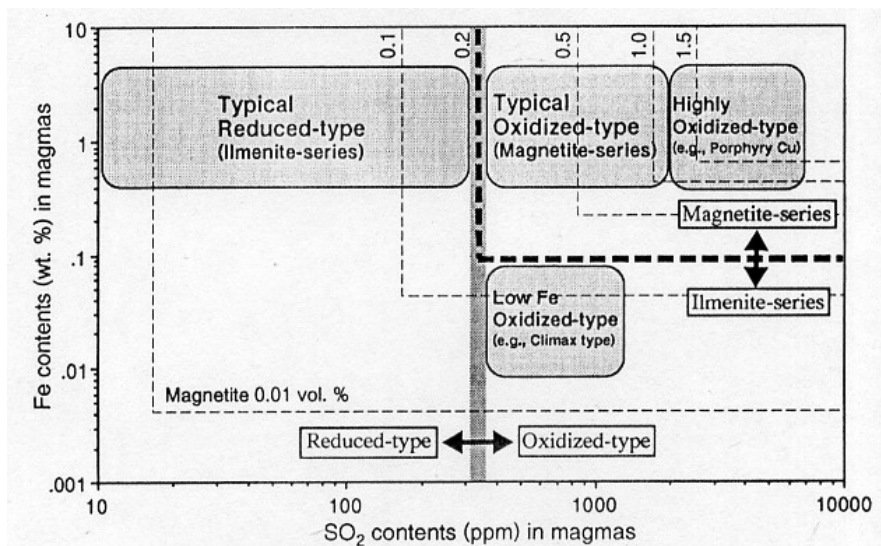


Рис. 32.2. Соотношения концентраций железа и серы и фугитивности кислорода в гранитоидных расплавах разных типов

В.И. Вернадский в начале XX века установил, что существует два принципиально различных минеральных типа гранитоидов. В более основных по составу гранитоидах основная масса редкоземельных элементов связана в силикате $Ca-Al-Fe$ – ортите (ныне – алланит), в бедных кальцием гранитоидах основная масса редкоземельных элементов связана в их фосфате – монаците (Вернадский В.И. Минералогия. Кристаллография. Москва: изд. Имп. Московского ун-та. 1903).

В настоящее время гранитоиды первого типа преимущественно выделяют как гранитоиды *I* («igneous») типа, гранитоиды второго типа преимущественно как гранитоиды *S* («sedimentary») типа (Chappel, Whitte, 1974). Первые нередко сопровождается золотое оруденение, вторые – редкометальное.

Рассмотрим распределение гранитоидов в знаменитом Тихоокеанском огненном кольце (рис. 32.3): на поверхность выходят интрузивы, ближе к океану расположены гранитоиды *I* («igneous») типа с медным и молибденовым оруденением, дальше от океана находятся гранитоиды *S* («sedimentary») типа.

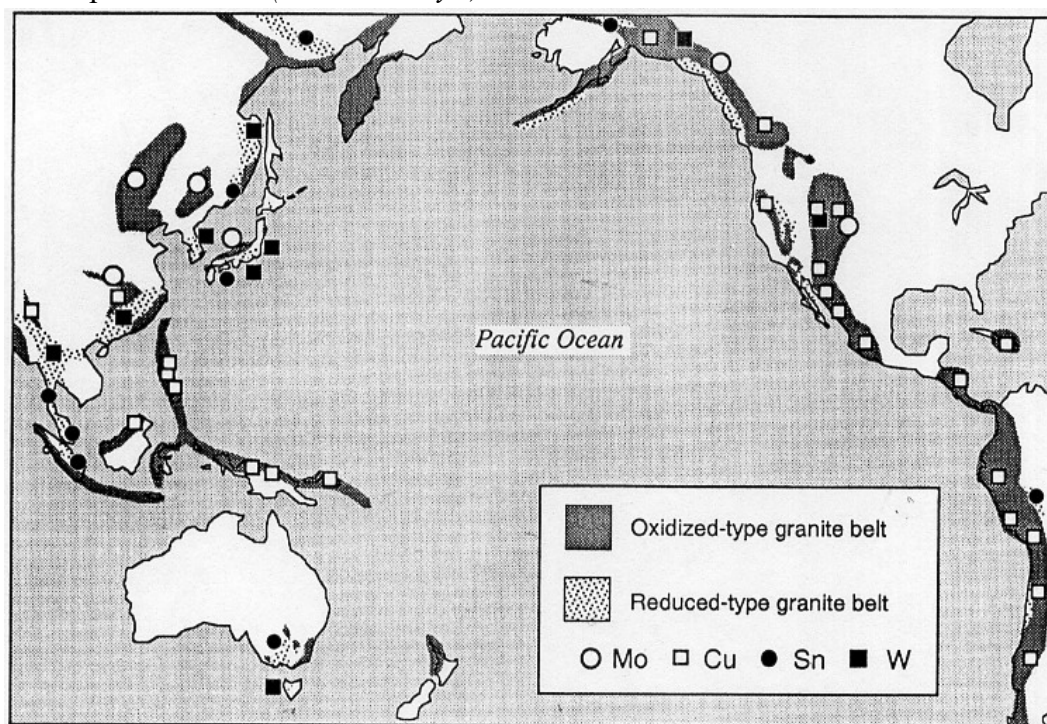


Рис. 32.3. Тихоокеанское кольцо складчатых областей: распределение гранитоидов *I* – типа с *Cu* и *Mo* рудами и гранитоидов *S* – типа с *Sn* – *W* рудами

Классификация гранитоидов

Классификация по Э.М. Спиридонову:

- 1 – кв. сиениты
- 2 – кв. сиенито-диориты
- 3 – кв. монцониты
- 4 – кв. монцодиориты

- 5 – кв. диориты
- 6 – тоналиты
- 7 – гранодиориты
- 8 – адамеллиты
- 9 – граносиениты
- 10 – граниты сущ. кпш
- 11 – граниты
- 12 – граниты сущ. плагиоклазовый
- 13 – плагиограниты и трондjemиты

Содержания кварца выше 50 % в гранитоидах не реальны (рис. 32.4).
Классификация является не очень корректной.

На рисунке 32.5 показаны индексы Шэнда для гранитоидов различной тектонической позиции.

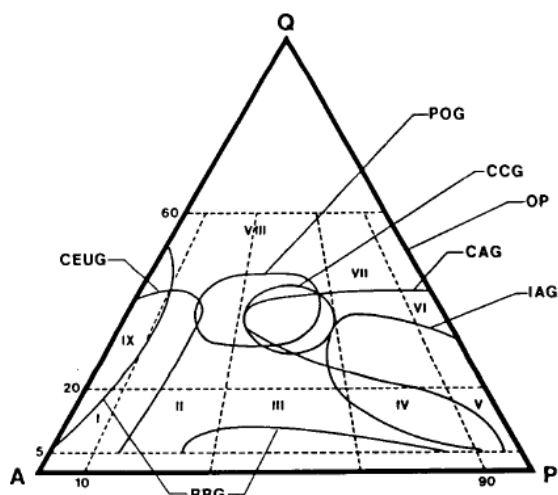


Рис. 32.4. LAGU – гранитоиды островной дуги, CAG – континентальные ареальные гранитоиды, CCG – континентальные коллизионные гранитоиды, POG – посторогенные гранитоиды, RRG – гранитоиды, связанные с рифтами, CEUG – гранитоиды континентального эпейрогенного поднятия, OP – океанические плагиограниты. I – кварцевый щелочной сиенит; II – кварцевый сиенит; III – кварцевый монцит; IV – кварцевый монциодиорит; V – кварцевый диорит; VI – тоналит,

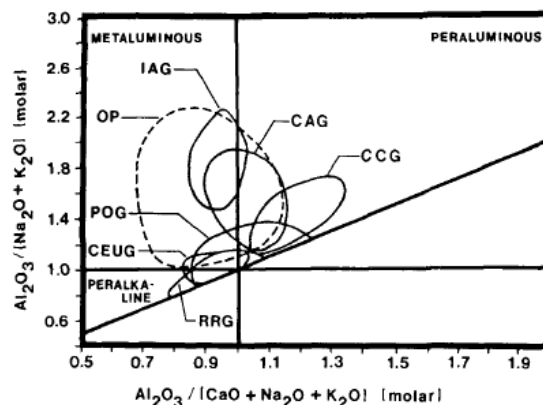


Рис. 32.5. Индексы Шэнда для гранитоидов различной тектонической позиции

*трондьемит; VII – гранодиорит; VIII –
гранит, IX – щелочной гранит*

32.3. Интрузивные образования

Интрузивные тела (интрузивные массивы, интрузивы, плутоны) формируются на глубинах от 1 км до 10-30 км и более. Обычно выделяют интрузивы гипабиссальной фации – глубины становления 1-3 км (гранитоиды таких плутонов нередко миаролитовые, гранитных пегматитов в них нет); интрузивы мезоабиссальной фации – глубины становления 3-5-7 (-10) км (гранитоиды таких плутонов массивные, постоянно содержат то или иное количество гранитных пегматитов, как и гипабиссальные резко отграничены от пород рамы, в которых развиты зональные и широкие ореолы контактового метаморфизма); интрузивы абиссальной фации – глубины становления > 7-10 км и до 30 и более (у глубинных гранитоидных интрузивов нередки пегматоидные структуры, в их контактовых ореолах часто развиты гранито-гнейсы и мигматиты, иногда трудно провести линию контакта интрузивных пород и пород рамы).

Даже малые по размеру интрузивы гипабиссальной фации окружены ореолами контактового метаморфизма шириной не менее нескольких метров, обычно несколько десятков или сотен м, поскольку, как правило, это не отшнурованные тела, а выступы более крупных интрузивных масс, залегающих глубже. Вокруг более крупных и более глубинных интрузивов развиты ореолы контактового метаморфизма шириной до нескольких км. Длительность остывания обычных по размеру тел гранитоидов около 0.5 млн. лет, наиболее крупных тел гранитоидов менее 3 млн. лет.

Совокупности интрузивных образований одной геолого-структурной зоны, связанные единством возраста, едиными петро-геохимическими особенностями, однотипными сопряжёнными контактово-метаморфическими и рудными образованиями, выделяют как интрузивные комплексы (формации). Например, комплекс познепротерозойских гранитов-рапакиви Северного Приладожья (район Питкяранты): тела гранитов-рапакиви 1 и 2 фазы, лейкогранитов 3 фазы, жильные граниты, гранит-пегматиты, магнезиальные и известковые скарны, цвиттеры и грейзены с бериллий-медно-оловяной минерализацией; все они с возрастом около 1100 млн. лет. Интрузивы могут быть одно- и многофазными. Интрузивная фаза отвечает подаче магматического материала из глубинных или промежуточных очагов.

В интрузивных телах каждой фазы можно выделить центральную (ядерную) и эндоконтактовую фации, дополнительные интрузивы (перемещённые к кровле массива выжимки – дифференциаты центральной фации), жильные образования (в гранитоидных массивах это жильные граниты, аплиты, пегматиты, а также высоко температурные метасоматиты – магнезиальные и известковые скарны, кварц-щёлочно-полевошпатовые апограниты, цвиттеры, грейзены, кварц-мусковитовые и кварц-турмалиновые, кварцевые жилы. В том числе с редкометальным оруденением). Эти жильные образования В.С. Коптев-Дворников рассматривал как образования 1 этапа.

Становление интрузивных комплексов завершают дайки и малые тела магматитов, внедрённые из промежуточных или глубинных очагов в уже остывшие интрузивные массивы (в гранитоидных комплексах это дайки гранитоид-порфиров с закалёнными эндоконтактами, а также дайки лапрофиров, петрологически гранитоидам чуждые). Их сопровождают средне- и низкотемпературные метасоматиты – калиевые пропилиты с *Mo-Si*-порфировым оруденением, натровые пропилиты, гумбеиты с *W* и березиты-листвениты с *Au* оруденением. В.С. Коптев-Дворников выделял их как образования 2 этапа. Рассматриваемые дайки точнее именовать – дайки глубинного происхождения.

Известны и вулканоплутонические комплексы, особо характерные для орогенной стадии развития складчатых областей. Например, гранит-риолитовые или монцонит-латитовые.

Рассмотрим на диаграмме (рис. 32.6) – длительность. Длительность формирования интрузивных комплексов, даже очень сложных, – менее 3 млн. лет.

На рисунке 32.7 показан образец стандартного гранита: неоднородного, порфировидного; с крупными вкрапленниками кристаллов калий-натриевого полевого шпата. Горячий контакт – пересечение с жильными гранитами. Это типичное образование первого этапа.

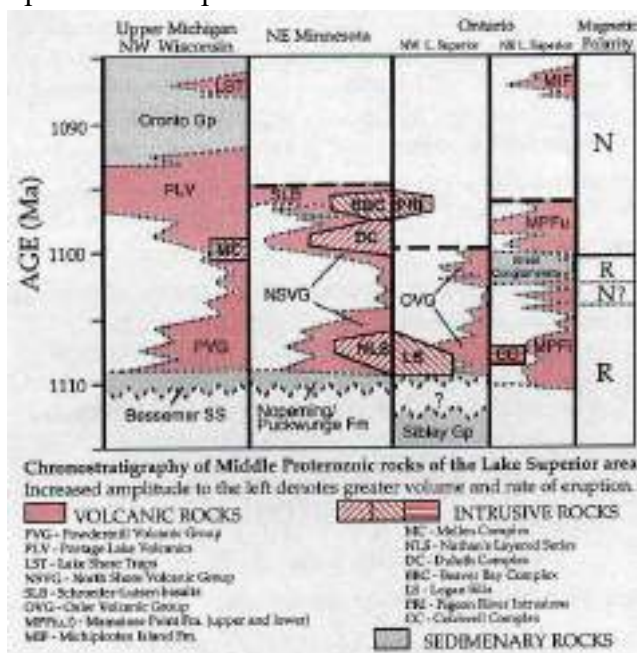


Рис. 32.6. Интрузивные комплексы региона Верхнего Озера, Северная Америка

Рис. 32.7. Стандартные интрузивные граниты с вкрапленниками К-На полевого шпата. Пересечены дайками – жилами жильных гранитов 1 этапа. Поздний архей. Кольский полуостров

Магматические плагиоклазы

Для наиболее основных гранитоидов – кварцевых и ортоклаз-кварцевых лейкогаббро-норитов и габбро-норит-диоритов характерна эволюция состава плагиоклаза от кальциевых битовнита - лабрадора Ca_{88-62} , через натровый битовнит – лабрадор – андезин Ca_{72-44} , до андезина и кальциевого олигоклаза Ca_{45-27} . Для стандартных тоналитов и кварцевых диоритов характерен кальциевый андезин, для гранодиоритов и адамеллитов-андезин. Для всех этих плагиоклазов и, соответственно, для содержащих их гранитоидов характерна положительная европиевая аномалия. Это гранитоиды I типа.

Все эти плагиоклазы бедны Va .

В плагиогранитах различного генетического типа развит: в классических трондьемитах – олигоклаз до альбит-олигоклаза (по этой причине такие породы содержат до 5-6 масс. % Na_2O), в плагиогранитах – дифференциатах гранитоидов повышенной основности – андезин до лабрадора и даже до натрового битовнита.

В гранитах и лейкогранитах развит олигоклаз и альбит-олигоклаз с отрицательной европиевой аномалией. Альбит – минерал – постмагматический, как и без натровый калиевый полевои шпат.

Лейкограниты связаны с пегматитами с характерной отрицательной европиевой аномалией (рис. 32.8).

Граниты-рапакиви. Плагиоклаз

Магматические Ca плагиоклазы содержат в твёрдом растворе до 1 масс. % FeO и 0.1 % TiO_2 . При отжиге за счёт этих элементов возникают тончайшие пластинки распада ильменита (гемоильменита), которые окрашивают плагиоклазы от андезина до лабрадора в чёрный цвет (рис. 32.9).

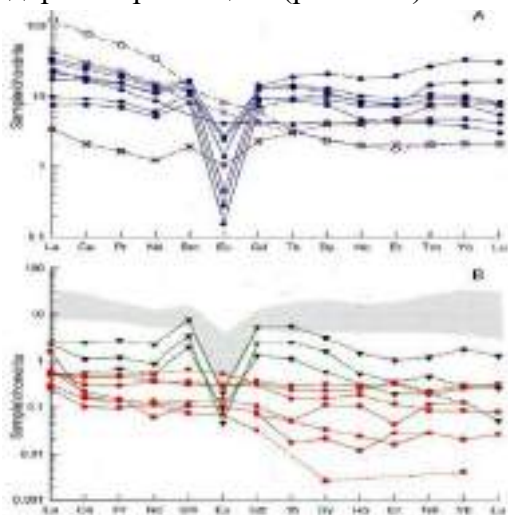


Рис. 32.8. Модели для лейкогранитов. (А) графики для пегматитовых лейкогранитов (NGR - фиолетовые кресты, CGR - синие точки) и их тонкозернистых аналогов

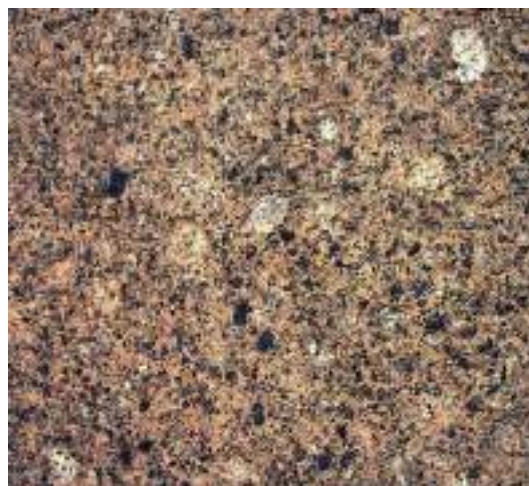


Рис. 32.9. Чёрные вкрапленники андезина - На лабрадора в гранитах-

(открытые символы, пунктирные линии). (В) рапакиви. Выборгский плутон. Фото
Графики для сподуменовых пегматитов Э.М. Спиридонова
(зеленые треугольники), которые
продолжают тенденцию пегматитовых
лейкогранитов, и для лепидолитовых
пегматитов (красные точки), с резким
изменением общей картины на плоскую и
близкую к горизонтальной, и постепенным
обеднением REE до и ниже хондритовых
значений

Магматические К-На полевые шпаты

Состав магматических щелочных полевых шпатов – чуткий индикатор параметров и процессов минералогенеза. Щелочные полевые шпаты агпаитовых магматитов и магматитов с повышенной агпаитностью - трахитов, сиенитовых и монцонитовых пород обогащены барием (до первых %) и стронцием (до 1 %) и относительно бедны рубидием. Напротив, щелочные полевые шпаты гранитоидов плюмазитовых – лейкогранитов, аляскитовых гранитов, литий-фтористых гранитов, - бедны барием и стронцием, но обогащены рубидием, а также цезием и таллием. Поэтому хороший геохимический индикатор для щелочных полевых шпатов – величина Rb/Ba, обычно в ходе кристаллизации она заметно возрастает. Щелочные полевые шпаты – основной минерал носитель бария в земной коре, т.к. редкие образцы этих полевых шпатов содержат менее 1000 г/т Ba. В щелочных полевых шпатах магматитов с повышенной агпаитностью, включая некоторые типы гранитов и гранитных пегматитов, проявлено изоморфное замещение берлититового типа $Si^{4+} + Si^{4+} \leftrightarrow Al^{3+} + P^{5+}$. Такие полевые шпаты могут содержать до 1 масс. % фосфора и более.

Щелочные полевые шпаты редкометальных гранитных пегматитов содержат до 1-3 масс. % рубидия.

Особый интерес представляют содержания в щелочных полевых шпатах свинца. Эти минералы – главные носители свинца в земной коре, его среднее содержание в щелочных полевых шпатах около 30 г/т. Поздние щелочные полевые шпаты гранитов и гранитных пегматитов – амазониты содержат от 100 до 500 г/т свинца и более. Именно свинец – причина их амазонитовой окраски.

Тонкие физические исследования показали, что голубоватая – синеватая окраска амазонита обусловлена наличием ионов трёхвалентного свинца, а зелёная окраска амазонита обусловлена наличием ионов одновалентного свинца. Таким образом, зелёный амазонит – индикатор высокой кислотности (восстановленности) среды минералообразования. Минералогические наблюдения хорошо коррелируются с этими данными, - зелёный амазонит часто развит в парагенезе с топазом.

О кристаллизации при движении – вращении в расплаве свидетельствует текстура гранитов рапакиви (выборгитов) (рис. 32.10, 32.11).

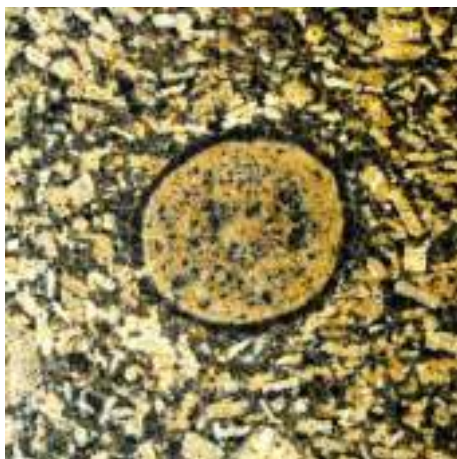


Рис. 32.10. «Обтекание» овоидов K-Na полевого шпата пластинами K-Na полевого шпата

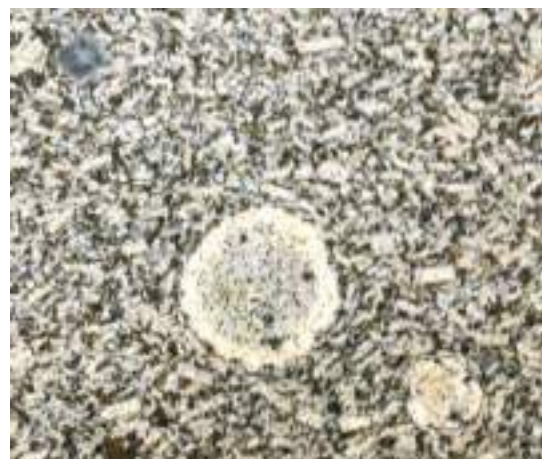


Рис. 32.11. «Обтекание» овоидов K-Na полевого шпата пластинами K-Na полевого шпата

Таким образом, овоиды K-Na полевого шпата в гранитах рапакиви растут по способу оолитов и жемчужин, а не сферолитов.

Подвижность и относительно низкая вязкость расплава гранитов – рапакиви в значительной степени обусловлена повышенной концентрацией в расплаве фтора, который в дальнейшем был фиксирован в биотите, апатите, амфиболе, акцессорном флюорите (до иттрофлюорита).

На рисунках 32.12, 32.13 показаны диаграммы – более современные термометры: наблюдается почти равная смесимость кальций-натриевого полевого шпата; характерно резкое снижение взаимной растворимости.

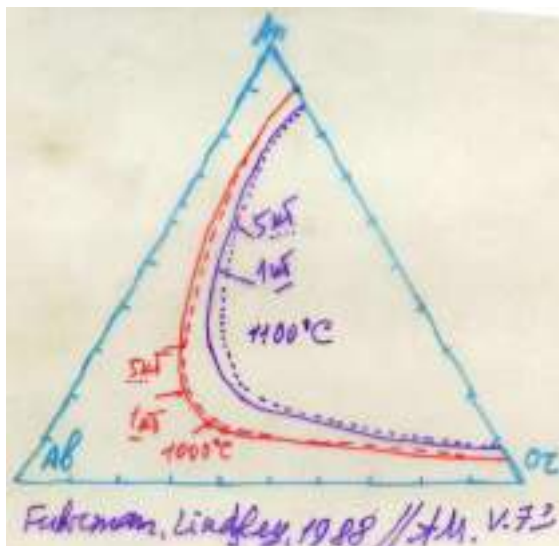


Рис. 32.12. Состав магматических щелочных полевых шпатов в равновесии с плагиоклазами

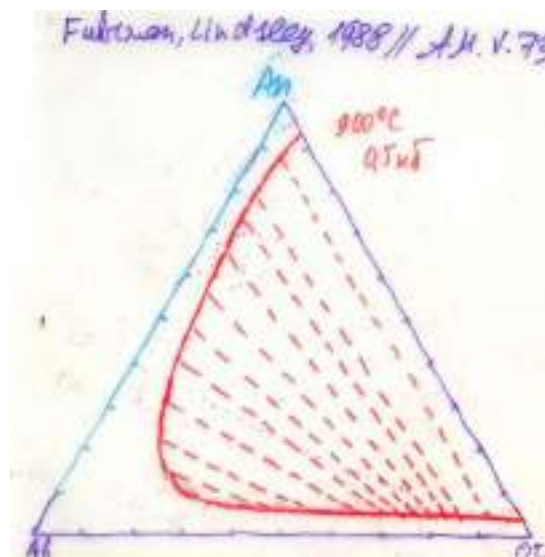


Рис. 32.13. Состав магматических щелочных полевых шпатов в равновесии с плагиоклазами

На рисунках 32.14, 32.15 показаны микропертитовые щелочные полевые шпаты – классические гиперсольвусные монополевошпатовые граниты. При высокой температуре кристаллизуется один полевой шпат и распадается на большое количество плагиоклаза и калий-полевого шпата.

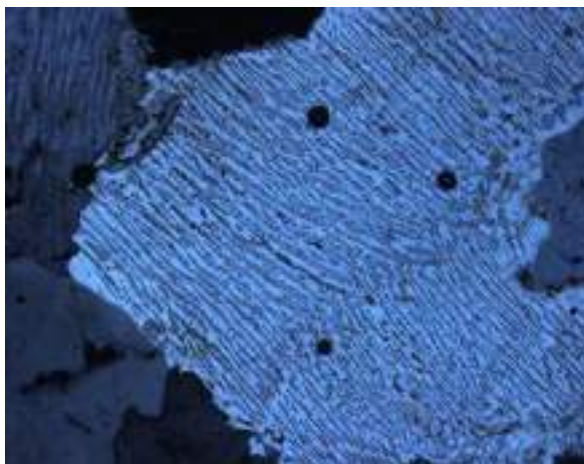


Рис. 32.14. Микропертитовые щелочные полевые шпаты. Состав протоминерала ~ $K_{55}Na_{45}$ Гиперсольвусные монополевошпатовые граниты. Алданский щит. Фото Э.М. Спиридонова

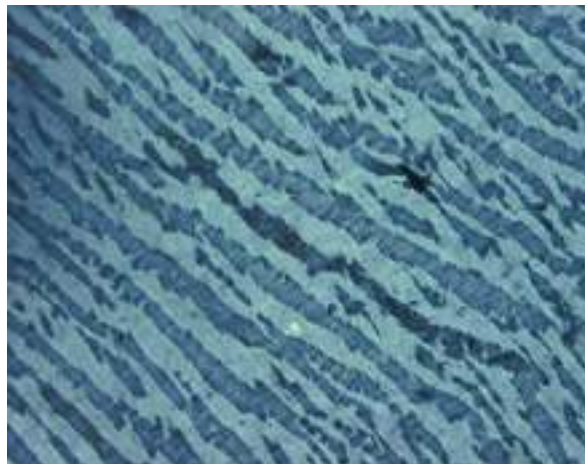


Рис. 32.15. Микропертитовые щелочные полевые шпаты. Состав протоминерала ~ $K_{55}Na_{45}$ Гиперсольвусные монополевошпатовые граниты. Алданский щит. Фрагмент рисунка 32.14. Фото Э.М. Спиридонова

Оливин – фаялит, феррогортонолит

Фаялит ($Fe_{0-10}Fa_{100-90}$) и феррогортонолит ($Fe_{10-30}Fa_{90-70}$) (Deer et al., 1982), которые вполне равновесны с кварцем, – редкие минералы магматических пород. Они образуются в восстановительной обстановке, так как очень богаты Fe^{2+} , нередко формируются при участии газовой фазы с водородом и углеводородами (Иванова и др., 2007). Фаялит – характерный минерал высоко железистых внутриплитных гранитоидов и гранитных пегматитов повышенной калиевой щёлочности (граниты рапакиви, гранитоиды анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной серии, граниты анорогенных кольцевых комплексов) и сиенитов (Заварицкий, 1955; Howard et al., 1956; Маракушев и др., 1966; Stevenson, Hensel, 1978; Deer et al., 1982, Кривдик и др., 1988; Frost et al., 1988, 1999; Mücke, 2003). Столь же характерен фаялит для кремнекислых щелочных вулканитов, таких как пантеллериты (Заварицкий, 1955; Civetta et al., 1998), и для литофиз кремнекислых вулканитов (Deer et al., 1982; Ike et al., 1984).

В мезозоидах Горного Крыма был изучен интрузив горы Кафель, сложенный эндемичными феррогортонолит – фаялитовыми плагиогранитами (Спиридонов, 2020; Спиридонов, Путинцева, 2021). Ультражелезистый оливин слагает вкрапленники (рис. 32.16 – 32.19).

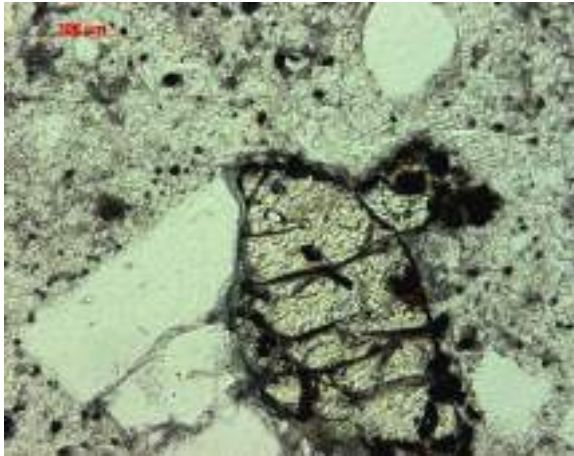


Рис. 32.16. Интрузив горы Кастель. Резко порфировидные плагиограниты эндоконтакта с вкрапленниками андезин-лабрадора, феррогортонолита (ан. 1) и высокого кварца. Шлиф при 1 николе

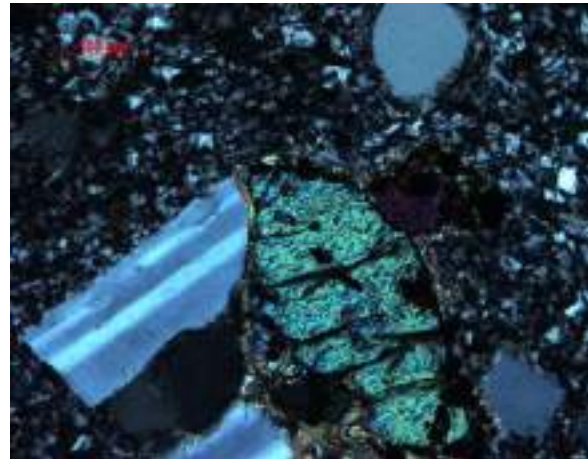


Рис. 32.17. Интрузив горы Кастель. Резко порфировидные плагиограниты эндоконтакта с вкрапленниками андезин-лабрадора, феррогортонолита (ан. 1) и высокого кварца. Шлиф, николи x

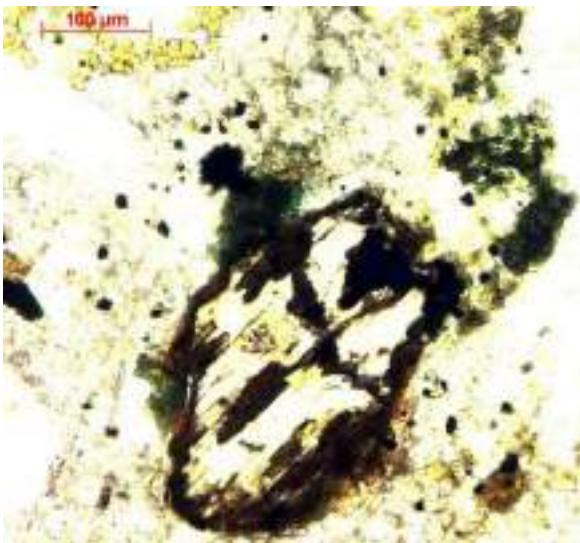


Рис. 32.18. Интрузив горы Кастель. Резко порфировидные плагиограниты эндоконтакта с вкрапленниками андезин-лабрадора, феррогортонолита (ан. 1) и высокого кварца. Шлиф при 1 николе

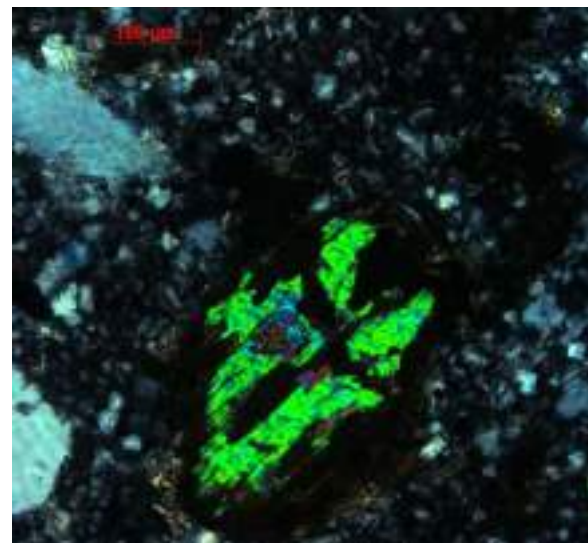


Рис. 32.19. Интрузив горы Кастель. Резко порфировидные плагиограниты эндоконтакта с вкрапленниками андезин-лабрадора, феррогортонолита (ан. 1) и высокого кварца. Шлиф, николи x

Пироксены

Пироксены довольно широко распространены в ядрах кристаллов магматических амфиболов – от плагиогранитов до гранитов-рапакиви, но не в лейкогранитах. В кварцевых габбро-норит-диоритах, тоналитах и гранодиоритах – это обычно железистый бронзит и гиперстен. В гранитах-рапакиви – это феррогиперстен и эулит с 0.5-1.5 % *Mn*.

Моноклинные пироксены широко распространены в ядрах кристаллов магматических амфиболов – от плагиогранитов до гранитов-рапакиви, но не в лейкогранитах. В кварцевых габбро-диоритах, тоналитах и гранодиоритах – это обычный авгит, бедный *Al*, *Ti*, *Mn*. В гранитах-рапакиви – это ферроавгит до гебенбергита с 0.5 % *Mn*. Пижонит в гранитоидах не известен.

Рассмотрим зарисовки шлифов, сделанные Э.М. Спиридоновым (рис. 32.30, 32.21): срастания ромбопироксена – железистого бронзита (красный цвет) с авгитом (бесцветный) и титаномagnetитом (чёрный) с каймами замещения и обрастания амфиболов – паргасита (зелёный) и биотита (коричневый), - характерные образования ортоклаз-кварцевых лейкогаббро-норит-диоритов (степнякитов). Точками показаны зоны роста.

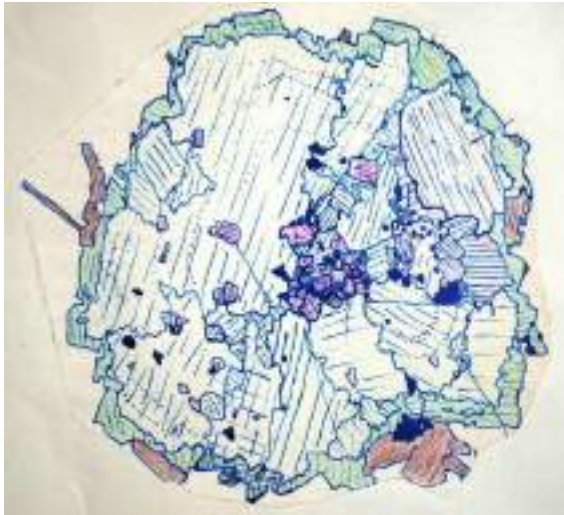


Рис. 32.20. Пироксены – вкрапленники.
Зарисовка шлифа (Э.М. Спиридонов)

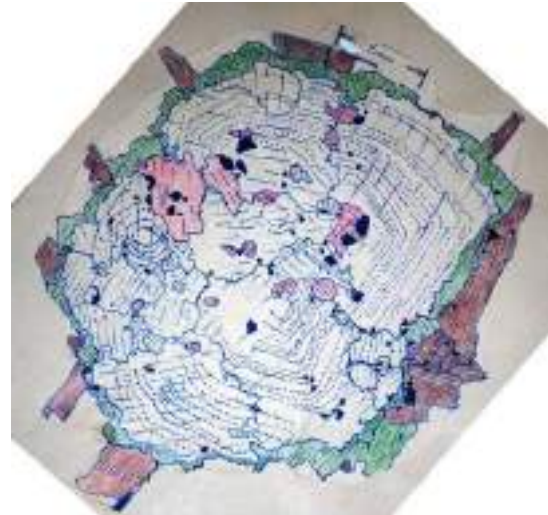


Рис. 32.21. Пироксены – вкрапленники.
Зарисовка шлифа (Э.М. Спиридонов)

Амфиболы

Ранние магматические амфиболы гранитоидов от кварцевых габбро-диоритов до стандартных гранитов – паргасит с 1-3% TiO_2 . Более поздние – гастингсит, эденит, ферроэденит с 1-2 % TiO_2 . Содержания фтора от следов до 0.7 % (в гранитах-рапакиви), содержания хлора обычно менее 0.5 %. Платформенные гранитоиды (граниты – рапакиви) содержат крайне высоко железистый гастингсит.

Содержание алюминия в магматических амфиболах (в ассоциации с биотитом, титаномagnetитом, ильменитом, кварцем и *K-Na* полевым шпатом) – хороший геобарометр (примерно от 0.5 до 8 кбар):

$$5 \text{ масс. \% } Al_2O_3 - \sim 1 \text{ kb,}$$

- 8.5 масс. % Al_2O_3 - ~ 3 kb,
- 12 масс. % Al_2O_3 - ~ 5 kb,
- 15 масс. % Al_2O_3 - ~ 7 kb.

Последняя оценка типична для глубинных гранитоидов повышенной основности, в которых не редок магматический эпидот (с или без ядер ортита = алланита).

Магматические амфиболы – одни из основных минералов-носителей редкоземельных элементов в амфибол – содержащих гранитоидах.

Магматические тёмные слюды

Рассмотрим диаграмму колебания химического состава (рис. 32.22): наблюдается корреляция состава тёмных слюд и состава содержащих их магматических пород. Биотит тоналитов-гранодиоритов содержит в среднем около 0.03% *F*, гранитов – 0.75 % *F*, лейкогранитов – 2.2 % *F*.

Биотиты представляют собой целые системы (рис. 32.23): флогопит-аннит, истонит-сидерофиллит, и др.

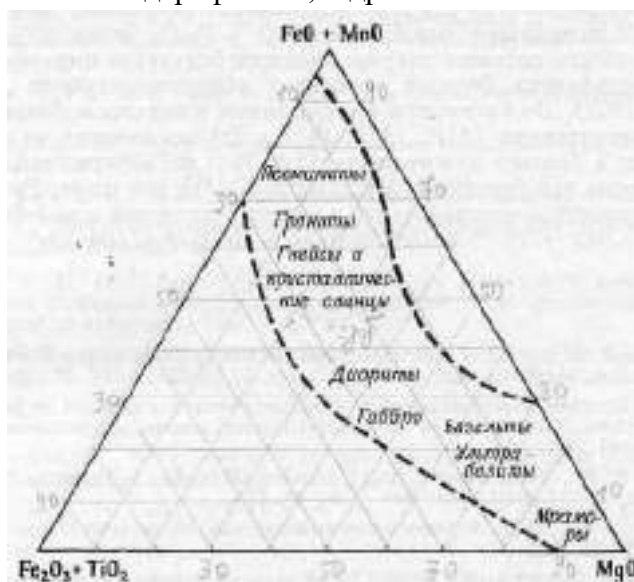


Рис. 32.22. Колебания химического состава флогопитов и биотитов в зависимости от типа материнских пород (построено по данным Хейнриха, 1964)

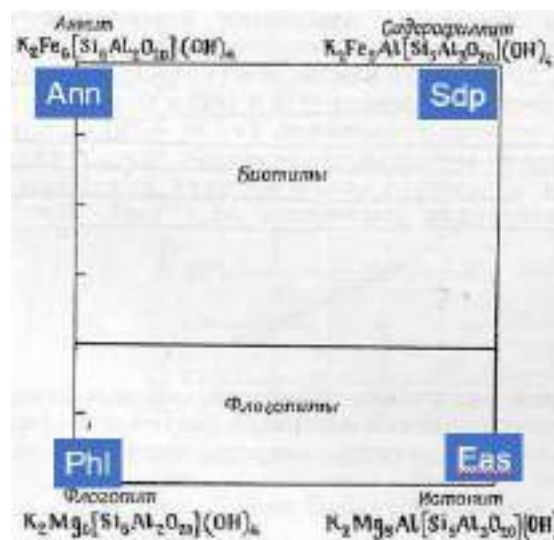


Рис. 32.23. Поля состава биотита – флогопита

Обычно магматические биотиты гранитоидов содержат более 2.5 и до 5-6, чаще 3-4 масс. % TiO_2 (рис. 32.34). Поэтому магматические биотиты густо окрашены. При послемагматическом отжиге нередко титан покидает биотит, – биотит бледнеет, формируются ильменит или титанит. Старым термометром считается содержание скандия в биотите (рис. 32.35).

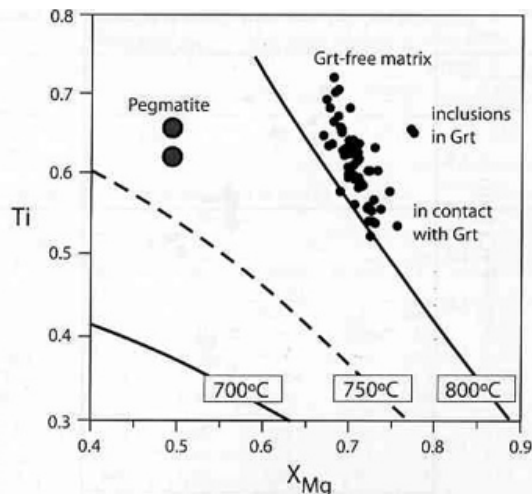


Рис. 32.24. Содержание Ti в биотите – флогопите – геотермометр

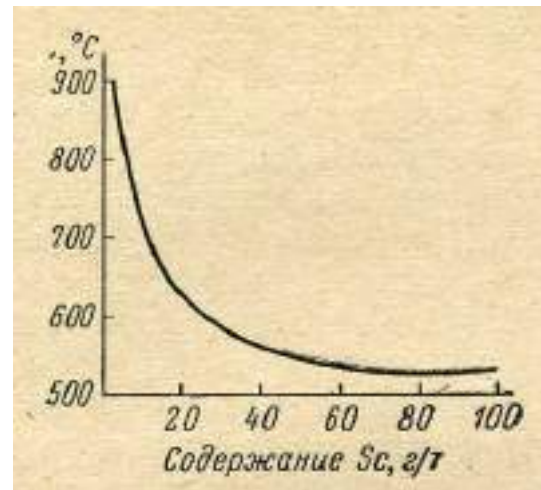


Рис. 32.25. Содержание скандия в биотите – геотермометр Офтедаля

Высокотемпературные биотит и флогопит представлены политипами $2M_1$ и менее $3T$, более низкотемпературные – политипом $1M$.

Общий тренд состава тёмных слюд: $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Mn^{2+} \rightarrow Zn^{2+}$

Содержание цинка в обычном биотите гранитоидов около 0.1% = 1000 г/т.

Индикаторы степени дифференциации гранитоидов:

- Железистость биотита, содержания Mn , Zn , F , K/Rb , Rb/Ba , K/Cs , Ti ;
- K/Rb – индикатор геотектонической позиции гранитоидов и их рудоносности: в биотитах океанских плагиогранитоидов K/Rb более 500 и до 1000, в обычных гранитоидах 100-350, в редкометальных гранитоидах и пегматитах менее 100 и до 10;
- F – индикатор рудоносности, биотиты гранитоидов с редкометальным оруденением содержат 2-6 масс. % фтора и менее 0.3 масс. % хлора;
- $Li-F$ -слюды – образования редкометальных гранитов и пегматитов;
- Cl – биотиты, содержащие 0.1 масс. % хлора и более, менее 1.5 % F , характерны для гранитоидов с магнетитовым и медным оруденением.

Биотит оловоносных гранитоидов обычно содержит более 100 г/т Sn .

Особняком стоят биотиты гранитов-рапакиви, которые крайне железистые $f = 71-99$, богаты F , но содержат до 1.2 масс. % Cl , до 0.4 % Ba .

Титаномагнетит – ильменит

Титаномагнетит – один из наиболее распространённых акцессорных минералов гранитоидов. В гранитоидах повышенной основности главная масса титаномагнетита образуется при замещении ромбо- и клинопироксенов паргаситом, гастингситом и эденитом; следующая существенная порция титаномагнетита образуется при замещении магматических амфиболов биотитом. Обычно титаномагнетит гранитоидов содержит 7-12, изредка до 20 масс. % TiO_2 , т.е. около 15-30 % и до 55 % минала ульвошпинели. Практически постоянно совместно с титаномагнетом кристаллизуется ильменит, что

позволяет оценить температуру их совместной кристаллизации и фугитивность кислорода.

Титаномагнетитовый твёрдый раствор в гранитоидах содержит не много магния и алюминия, поэтому в структурах окислительного распада – отжига титаномагнетита мало телец шпинели, это решётка ильменита в матрице магнетита. Титаномагнетит гранитоидов относительно беден марганцем и цинком, в отличие от ильменита. Акцессорный ильменит (гемоильменит до ильменогематита) в гранитоидах повышенной основности содержит первые %% марганца, в стандартных гранитах до 10-15 масс. % *Mn*. В лейкогранитах и аляскитах наряду с богатым марганцем и цинком ильменитом развиты железистый и цинкистый пирофанит ($(Mn, Fe, Zn)TiO_3$) и экандрюссит ($(Zn, Mn, Fe)TiO_3$).

Титанит (сфен)

Химическая формула: $(Ca, REE, Y, U, Th, Fe^{2+}, Mg) (Ti, Nb, Al, Fe^{3+}) [(O, F, OH)/SiO_4]$.

Один из характернейших акцессорных минералов гранитоидов повышенной кальциевости. Не образуется при очень низкой щёлочности. Как только щёлочность увеличивается, титанит – сфен охотно замещает или сменяет титаномагнетит и ильменит, при этом количество сфена может возрасти в сотни раз и более. В некоторых типах гранодиоритов и адамеллитов количество сфена превышает 1 % их объёма (рис. 32.36, 32.27). Нередко в гранодиорит-порфирах сфен образует и вкрапленники.



Рис. 32.26. Титанит (сфен).
Адамеллиты. Шахтоминский плутон.
Восточное Забайкалье. Шлиф, при 1
николе

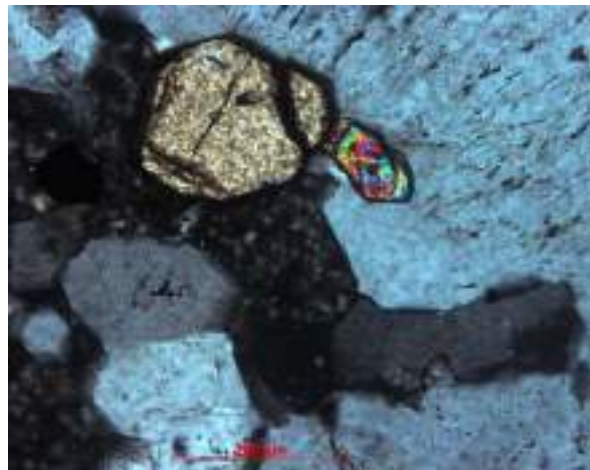


Рис. 32.27. Титанит (сфен).
Адамеллиты. Шахтоминский плутон.
Восточное Забайкалье. Шлиф, николи x

Титанит – сфен гранитоидов является минералом-концентратором и носителем редкоземельных элементов как лёгких (цериевых) (их обычно в 2-3 раза больше), так и тяжёлых (иттриевых). Содержания *REE* в сфене от десятых долей % до 3 масс. %. Обычные соотношения $Ce : La : Nd \sim 2 : 1 : 1$. Иногда количество *Sm* равно или превышает количество *Nd*. Сфен гранитоидов нередко содержит заметные количества

иттрия, олова, ниобия, тория и урана. Любопытны парные изоморфные замещения, характерные для сфена $Ti + O \leftrightarrow Al + F(OH)$.

Обильный сфен возникает при послемагматическом отжиге гранитоидов – за счёт титана магматических амфиболов и биотита, а также при замещении титаномагнетита и ильменита.

Апатит

Апатит кристаллизуется совместно с ранним плагиоклазом (такой апатит беден фтором ~ 1 масс. %), с более поздними плагиоклазом и роговой обманкой (такой апатит несколько богаче фтором ~ 2 % F), с наиболее поздними биотитом, кварцем и *K-Na* полевым шпатом (такой апатит обогащён фтором ~ 3-4 % F).

Апатит обычных гранитоидов содержит 0.0n % Cl. Апатит гранитоидов повышенной кальциевости нередко обогащён хлором, иногда до 3 масс. %. Установлена корреляция между содержаниями хлора в апатите гранитоидов и масштабом связанных с ними железорудных концентраций в скарнах: 0.5 масс. % хлора в апатите – 5 млн. тонн руд; 2.5 масс. % хлора в апатите – 1000 млн. тонн железных руд.

Апатит в гранитоидах – основной минерал-концентратор и носитель редкоземельных элементов. Их содержание в апатите обычно 0.1-1 масс. %, изредка до 2 %, в гранитах-рапакиви до 3 %. Резко преобладают лёгкие редкоземельные элементы с более или менее стабильными соотношениями $Ce : La : Nd \sim 3-2 : 2-1 : 1$.

Апатит обычных гранитоидов беден стронцием и кремнезёмом. Лишь в наиболее высокотемпературных гранитах-рапакиви установлен апатит с 0.5-2.5 и до 10.5 % SiO_2 (твёрдые растворы апатит – бритолит).

Циркон

Циркон – характернейший акцессорный минерал гранитоидов от кварцевых габбро-диоритов до гранитов – лейкогранитов - аляскитов. Поскольку температура плавления циркона очень высока – 1700 °С, постольку в большинстве гранитоидов (кроме щелочных гранитов) в той или иной мере сохраняются древние цирконы субстрата (гнейсы, гранито-гнейсы, граниты), из которого были выплавлены данные граниты. Именно эти реликтовые зёрна циркона нередко служили затравками, на которых выросли новые кристаллы циркона, сингенетичные вмещающим гранитоидам. Циркон в гранитоидах кристаллизуется, начиная с самых ранних высокотемпературных стадий и до конечных. При этом, формируются правильные кристаллы размером от первых микрон до первых мм (обычно десятые доли мм) и метасоматические выделения неправильной формы с массой включений реликтов замещённых минералов – амфиболов, плагиоклаза...

Для цирконов характерны размеры и форма кристаллов (типы огранки и удлинение), цвет, цвет люминесценции, состав (содержание *Hf, Y, U, Th, P, REE, OH*), степень метамиктности. Морфология кристаллов циркона обусловлена множеством факторов, важнейшие – щелочность среды и температура кристаллизации. При высокой температуре и низкой щёлочности образуются удлинённые копьевидные кристаллы, на

которых из граней призмы преобладают (100), из граней пирамид наряду с (111) широко развиты более острые (311) и иные. При более низких температурах начинают преобладать грани призмы (110) и пирамиды (111). При позднемагматических температурах около 600⁰ С из граней призмы развиты только грани (110). Чем выше щёлочность среды и ниже температура, тем всё более коротко призматичны кристаллы циркона, вплоть до почти полного исчезновения граней призмы, - кристаллы приобретают облик тетрагональных бипирамид с гранями (111).

Окраска циркона – бесцветная; палевая, табачная, жёлтая – соломенно-жёлтая (жаргон); оранжево-жёлтая до интенсивной красно-коричневой (гиацинт); коричневая, бурая... В значительной степени окраска обусловлена наличием и обилием урана и тория.

Главная особенность химического состава циркона – величина Zr/Hf , которая заметно снижается в ходе магматической дифференциации. В большинстве плагиогранитоидов и гранитов не высокой щёлочности Zr/Hf составляет 60-40, в лейкогранитах – аляскитах около 30, в гранитных пегматитах снижается до 20-10 и ниже.

Циркон – главный минерал-концентратор и носитель иттриевых редких земель, урана и тория во многих типах гранитоидов.

Циркон обычных гранитоидов содержит заметное количество иттрия и до 1 % редкоземельных элементов, из которых преобладает иттербий.

Почти любой кристалл (кристаллик) циркона в гранитоидах содержит тонкие или широкие зоны, обогащённые ураном и/или торием до n масс. %.

Высокотемпературные цирконы гранитоидов по составу – это твёрдые растворы циркон $ZrSiO_4$ – ксенотим YPO_4 – коффинит $USiO_4$ – торит $ThSiO_4$. Такие цирконы особо характерны для высоко радиоактивных гранитов, которые обычно сопровождаются редкометальным оруденением. При отжиге такие цирконы частично или полностью распадаются на мало примесный циркон + ксенотим ± уранинит ± торит ± коффинит...

Богатые Th и U цирконы метамиктные, не прозрачные, бурого и красно-бурого цвета. Кристаллы таких цирконов нередко неправильной формы, искривлённые (расщеплённые), – это так называемые циртолиты.

Для более низко температурного циркона характерно и замещение гидрогранатного типа $SiO_4 \leftrightarrow H_4O_4$. Степень замещения кремнекислородного тетраэдра достигает 0.8; такой циркон иногда называют «аршиновит».

Ортит (алланит)

Своё название ортит получил от Якоба Берцелиуса в 1818 г. за прямолинейные очертания кристаллов. Структуру ортита расшифровали Т. Уэда (Ueda, 1955), И.М. Руманова и Т.В. Николаева (1959). В её основе структура клиноцоизита $Ca Ca Al Al_2 [O/OH/SiO_4/Si_2O_7]$, в которой один атом кальция замещён редкоземельными элементами и один атом алюминия замещён двухвалентными Fe и/или Mg , и/или Mn – $Ca (REE, Y, Th) (Fe^{2+}, Mg, Mn) Al_2 [O/OH/SiO_4/Si_2O_7]$.

Кроме того, часть кальция (иногда значительная) может быть замещена стронцием, часть алюминия (нередко заметная до значительной) может быть замещена трёхвалентными железом, марганцем, хромом, ванадием.

В настоящее время установлены разновидности: с преобладанием церия - наиболее распространённый ортит-(Ce), гораздо более редкие с преобладанием лантана - ортит-(La) или неодима - ортит-(Nd), а также ферриортит, в составе которого $Fe^{3+} > Al$ (Хвостова, 1963; Якубова, 1972; Gromet, Silver, 1983; Sawka et al., 1984; Deer et al., 1986; Chesner, Ettlinger, 1989; Ercit, 2002; Giere, Sorensen, 2004; Hanson, 2012).

Цериевый ортит – распространённый акцессорный минерал гранитоидов и гранитных пегматитов; высоко- и среднетемпературных гидротермальных метасоматитов – известковых скарнов, пропилитов; метаморфических пород амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций, фации голубых сланцев (Phillpots, Auge, 2009), как и сопровождающих их метаморфогенно – гидротермальных жил альпийского типа (Grammascoili, 1978).

Во всех этих образованиях редкоземельный состав ортита довольно устойчив – $Ce > La > Nd \gg Pr > Sm > Gd$; содержания иных редкоземельных элементов, иттрия и урана обычно ничтожные; содержания тория – от следов до 1 масс. %, редко выше. Таким образом, обычно это не метамиктный ортит.

Ортит, обогащённый лантаном или неодимом, а также и торием, развит в дифференцированных гранитных пегматитах.

Ферриортит - характерный минерал жил альпийского типа, которые зачастую формируются при участии флюидов повышенной щёлочности, при повышенном окислительном потенциале.

Кристаллы ортита практически повсеместно имеют зональное строение. Нередки постепенные переходы от ортита к эпидоту или клиноцоизиту, которые обычно выросли на ортит (Хвостова, 1963 и др.). Благодаря отмеченному выше, ортит является хорошим индикатором условий петро- и минералогенеза.

Особенности алланита (ортита) адамеллитов золотоносного Шарташского интрузивного комплекса Среднего Урала – повышенные концентрации циркония и титана, которые накапливались в ходе кристаллизации алланита и редкоземельного эпидота, и ничтожные содержания в них иттрия.

Внешние зоны некоторых кристаллов алланита (ортита)-(Ce) в адамеллитах Шарташа содержат до 5 масс. % тория при крайне низких содержаниях урана.

Монацит

Химическая формула: $(Ce, La, Nd, Th, Ca, U, Y)[PO_4, SiO_4, SO_4]$.

В присутствии ксенотима (обычная ситуация для многих гранитов и высокотемпературных метасоматитов) состав монацита может быть индикатором параметров температуры и давления. При 2 кв с ростом температуры от 300 до 1000⁰ С мольная доля иттрия в монаците возрастает от 3 до 16%. При 15 кв с ростом температуры

от 400 до 900⁰ С мольная доля иттрия в монаците возрастает от 8 до 20% (Gratz & Heinrich, 1997).

Повышенные параметры температуры и давления способствуют стабильности изоструктурного с монацитом моноклинного силиката тория – хаттонита $Th [SiO_4]$.

Мусковит

Магматические светлые слюды (мусковиты) развиты только в редких типах гранитов – двуслюдяных и мусковитовых, которые пересыщены глинозёмом и формируются при высоком P_{H_2O} , и в глубинных гранитных пегматитах. В этих образованиях нередки синтаксические срастания биотита и мусковита, в их числе сложно-зональные кристаллы, где чередуются зоны биотита и мусковита. Как правило, это гидроксил-мусковиты с невысокими содержаниями фтора, лития, рубидия, цезия.

Высокотемпературные мусковиты, как правило, представлены политипом $2M_1$.

Классификация светлых слюд

Слюды диоктаэдрические:

мусковит	$K (Al, Fe^{3+})_2 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$
фенгит	$K (Mg, Fe^{2+})_{0.5} Al_{1.5} [Al_{0.5} Si_{3.5} O_{10}] (OH, F)_2$
парагонит	$Na (Al, Fe^{3+})_2 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$
роскоэлит	$K (V, Al, Fe^{3+})_2 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$
черныхит	$Ba_{0.5} (V, Al, Fe^{3+})_2 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$
хромфиллит	$K (Cr, Al, Fe^{3+})_2 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$
боромусковит	$K (Al, Fe^{3+})_2 [BSi_3O_{10}] (OH, F)_2$
нанпингит	$(Cs, K) (Al, Fe^{3+})_2 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$
тобелит	$(NH_4, K) (Al, Fe^{3+})_2 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$
гидромусковит (иллит)	$(K_{0.7-0.9}, H_3O, \square) (Al, Fe^{3+})_2 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$
пирофиллит	$\square Al_2 [Si_4O_{10}] (OH)_2$
алюмоселадонит	$K MgAl [Si_4O_{10}] (OH)_2$
ферроалюмоселадонит	$K (Fe^{2+}, Mg) Al [Si_4O_{10}] (OH)_2$
селадонит	$K MgFe^{3+} [Si_4O_{10}] (OH, F)_2$
ферроселадонит	$K Fe^{2+} Fe^{3+} [Si_4O_{10}] (OH, F)_2$
маргарит	$Ca Al_2 [Al_2Si_2O_{10}] (OH, F)_2$



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ