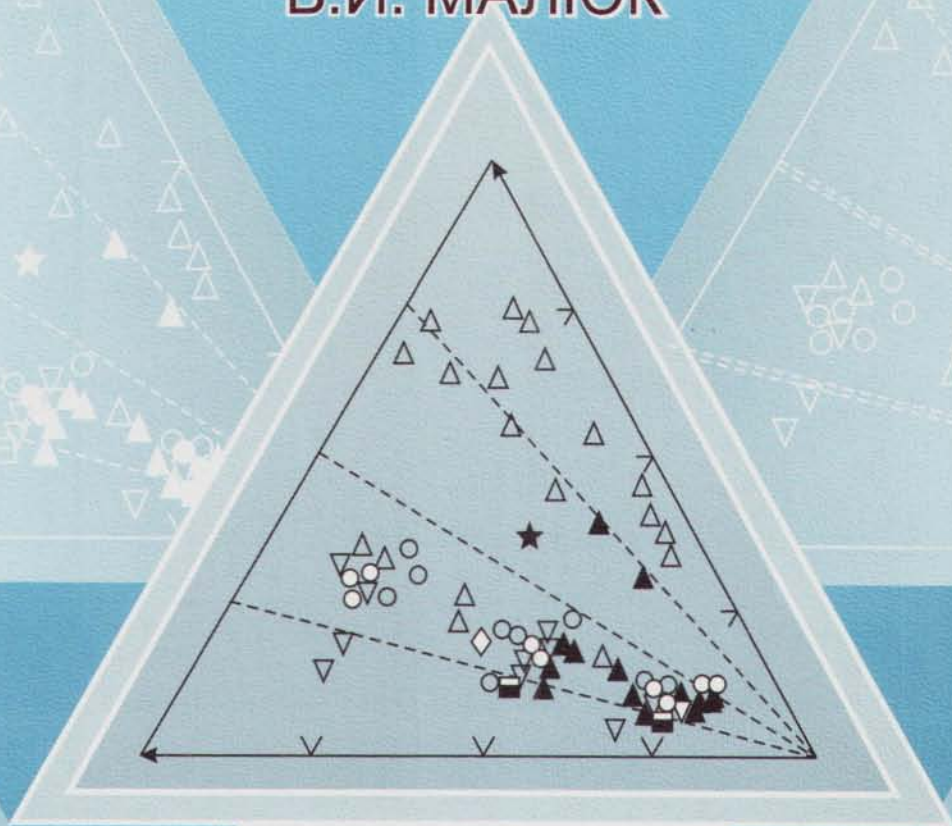


В.В. ЗОЛОТУХИН  
Б.И. МАЛЮК



**ПРОБЛЕМЫ  
ПЕТРОЛОГИИ  
ассоциирующих  
вулканогенных  
базитов и ультрабазитов  
древних платформ  
и их никеленосности**

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ  

---

Труды, вып. 847

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
SIBERIAN BRANCH  
UNITED INSTITUTE OF GEOLOGY, GEOPHYSICS AND MINERALOGY  

---

Transactions, issue 847

V.V. ZOLOTUKHIN AND B.I. MALYUK

**THE PROBLEMS OF PETROLOGY OF ASSOCIATED  
VOLCANOGENIC BASITES AND ULTRABASITES  
FROM ANCIENT PLATFORMS AND OF  
THEIR Ni-ORE POTENTIAL**

(by the example of komatiites, komatiite-like rocks, and basalts)

Edited by *G.V. Polyakov*,  
Corresponding Member of the RAS

NOVOSIBIRSK  
2001

В.В. ЗОЛОТУХИН, Б.И. МАЛЮК

**ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ  
АССОЦИИРУЮЩИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ БАЗИТОВ  
И УЛЬТРАБАЗИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ  
И ИХ НИКЕЛЕНОСНОСТИ**

(на примере коматиитов, коматиитоподобных пород и базальтов)

Научный редактор  
член-корреспондент РАН *Г.В. Поляков*

НОВОСИБИРСК  
2001



УДК 550.89+552.11  
ББК 26.31  
3-813

**Золотухин В.В., Малюк Б.И.** Проблемы петрологии ассоциирующих вулканогенных базитов и ультрабазитов древних платформ и их никеленосности (на примере коматиитов, коматиитоподобных пород и базальтов) / Науч. ред. чл.-кор. РАН Г.В. Поляков. – Новосибирск: Филиал «Гео» Издательства СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001. – 242 с.

ISBN 5-93240-033-1

В монографии рассматриваются мантийные магматические проявления древних платформ, причем наибольшее внимание привлечено к вулканогенным базит-ультрабазитовым ассоциациям, с которыми иногда бывают связаны крупные медно-никелевые месторождения. Особо выделены коматиит-толеитовые ассоциации докембрия и ассоциации коматиитоподобных и трапповых пород фанерозоя. На примере Сибирской платформы и Украинского щита с привлечением также литературного аналитического и экспериментального материала по другим регионам рассмотрены структурное положение, фациальные типы, главнейшие петрохимические и геохимические особенности, важнейшие вопросы петрогенезиса, начиная от процессов выплавления в верхней мантии и кончая формированием поверхностных и приповерхностных вулканогенных толщ. Приведены основные черты сходства и различия сравниваемых объектов с учетом специфики их петрогенезиса.

Для петрологов, геологов широкого профиля, специалистов по магматогенным месторождениям.

Volcanogenic basic-ultrabasic formations and associated large Cu-Ni deposits are considered among different mantle-derived magmatic occurrences of ancient platforms. Precambrian komatiite-tholeiite formations and Phanerozoic associations of komatiite-like and trapbasaltic rocks from the Siberian Platform, Ukrainian Shield, and other regions are studied and compared in detail. Various features of both types of associations are discussed, such as geologic settings, facies types, petrochemistry, geochemistry, and petrogenesis (melting, crystallization, and contamination processes). Similarity and difference of the associations, related to their specific petrogenetic history, are considered.

The book will be interesting for petrologists, magmatic-ore scientists, and geologists of other specialities.

Рецензенты:

д-р геол.-мин. наук В.А. Кутюлин,  
д-р геол.-мин. наук Ю.Р. Васильев (ОИГГМ СО РАН),  
д-р геол.-мин. наук Н.Н. Амишинский (СНИИГГиМС)

Издание осуществлено при финансовой поддержке РФФИ,  
проект № 01-05-78024



ISBN 5-93240-033-1

© В.В. Золотухин, Б.И. Малюк, 2001  
© ОИГГМ СО РАН, 2001

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Бурное развитие петролого-геодинамических исследований в последние несколько десятилетий привело к существенному пересмотру многих фундаментальных представлений, в том числе и роли мантийного магматизма в развитии стабильных участков земной коры, каковыми являются платформы. Если ранее считалось, что мантийный магматизм отвечал ранним стадиям их эволюции, а все последующие его проявления трактовались как результат перехода от платформенной к геосинклинальной стадии, то сейчас имеется возможность рассматривать большую часть проявлений платформенного мантийного магматизма в рамках единой внутриплитной схемы, предполагающей неоднократную активизацию (местами сопровождавшуюся необратимой деструкцией земной коры) долгоживущих сегментов литосферы континентального типа. Особый интерес в этом отношении представляют древние платформы, которые отличаются многочисленными проявлениями мантийных продуктов самого различного возраста – от архея до кайнозоя. Уже само по себе наличие этих образований свидетельствует об ошибочности представлений о древних платформах как о неких “законсервированных” участках земной коры. Если же учесть значительное многообразие мантийных проявлений (дайки, расслоенные интрузии, траппы и т. д.), то становится очевидным, что они являются исключительно важными индикаторами глубинных петролого-геодинамических процессов, в которые вовлекалась литосфера древних платформ в различные периоды их развития.

Масштабы развития мантийного магматизма определяются, среди прочих факторов, проницаемостью литосферы. Поскольку для познания мантийных процессов предпочтительными являются большие объемы мантийных продуктов, в этом отношении наиболее интересными являются участки древних платформ, отличающиеся ареальными проявлениями мантийных вулканогенных образований. Среди таких объектов в первую очередь выделяются раннедокембрийские зеленокаменные пояса, с одной стороны, и трапповые провинции фанерозоя – с другой. Рассмотрение и совместный анализ их мантийного магматизма представляет несомненный интерес и в плане познания эволюции мантийных процессов во времени. Все вышеперечисленные причины и обусловили выбор основного предмета исследований настоящей работы, базирующейся преимущественно на материале по раннедокембрийским зеленокаменным поясам Украинского щита и траппам и сопутствующим породам Сибирской платформы.

К настоящему времени в ряде регионов среди нормальных траппов обнаружены неоднократные проявления фанерозойских коматиитоподобных пикритовых базальтов, а среди раннедокембрийских зеленокаменных поясов в тесной ассоциации с коматиитами и коматиитовыми базальтами – достаточно мощные проявления толеитовых базальтов. Если учесть к тому же, что коматииты ныне перестали считаться атрибутом только древнего магматизма в зеленокаменных поясах, а обнаружены в последнее время и в фанерозойских рифтогенных структурах, как, например, о. Горгона [Echeverría, 1980] и зоны Шонгда в Северном Вьетнаме [Поляков и др., 1991, 1998, 1999], совместно с толеитовыми базальтами, то становится актуальной проблема выявления петрологических взаимосвязей потенциально никеленосных коматиитовых, коматиитоподобных ультрабазитов (в настоящей работе термины “базит” и “ультрабазит” употребляются как синонимы терминов “мафит” и “ультрамафит” соответственно) и базитовых (траппы и флудбазальты) магматических проявлений древних платформ в условиях континентального внутриплитового магматизма.

В задачу исследований входили типизация и петрохимическая характеристика базит-ультрабазитов, а главный акцент был сделан на решении вопросов петрогенезиса базитов и ультрабазитов, причем особое внимание уделено генетическим соотношениям между ними. В заключительной части рассмотрены вопросы никеленосности ультрабазитов и базитов.

В описательной части работы характерными являются несколько отличные подходы авторов к типизации и петрохимической характеристике базит-ультрабазитов. Это объясняется как различной степенью изученности рассмотренных регионов, так и спецификой методических приемов такого рода исследований, сложившейся для зеленокаменных поясов и трапповых провинций. Тем не менее полученные результаты оказались вполне сопоставимыми и были использованы для петрогенетических реконструкций на единых методических основах. Они заключаются в широком сопоставлении реального природного и экспериментального материала по выплавкам при высоких  $P$ – $T$ -параметрах, представленного после соответствующих петрохимических пересчетов, в том числе на ассоциацию нормативных высокобарических минералов. Тот же подход принят и при оценке возможных мантийных субстратов для выплавления магнезиальных природных расплавов коматиитовых и базитовых серий, используя опубликованные в литературе составы многочисленных мантийных ксенолитов. Вероятный вклад процессов частичного плавления и фракционной кристаллизации в формирование наблюдающихся природных ультрабазит-базитовых серий оценивался исходя из того же сравнительного подхода. Роль процессов ассимиляции корового материала и метасоматоза, как фактора модификации исходных составов ультрабазит-базитовых ассоциаций, оценивался путем сопоставления с имеющимся литературным материалом по аналогичным объектам из других регионов. Конечной целью работы являлось построение общей модели петрогенезиса вулканогенных ультрабазитов и базитов древних платформ в условиях континентального внутриплитового магматизма. Предполагалось, что модель должна оптимально объяснять не только взаимоотношения ультрабазитов и базитов, но и ассоциирующих с ними субщелочных и щелочных образований, т. е. практически все многообразие платформенного магматизма. Естественно, что исчерпать все проблемные аспекты в одной такой работе невозможно, следовательно, развитие модели – дело дальнейших исследований.

Данная работа – плод многолетних исследований, обобщений, сопоставлений, дискуссий и размышлений, в процессе которых большое влияние на нее было оказано в свое время со стороны академиков В.С. Соболева и Д.С. Коржинского. Весьма полезным для работы было творческое общение и обсуждение ряда проблемных вопросов с докторами геолого-минералогических наук А.И. Альмухамедовым, А.М. Виленским, Ю.Р. Васильевым, О.А. Дюжиковым, А.П. Кривенко, В.В. Рябовым, А.А. Сивороновым и другими исследованиями, которым авторы выражают свою большую признательность. За помощь в расчетах на ЭВМ авторы благодарны О.Н. Лагуте. Особая благодарность – научному редактору монографии члену-корреспонденту РАН Г.В. Полякову.

Участие авторов в создании монографии отражено в оглавлении.

### **Список принятых сокращений названий минералов**

|                     |                    |
|---------------------|--------------------|
| Ab – альбит         | Mh – мойхукит      |
| An – анортит        | MI – миллерит      |
| Ap – апатит         | Mt – магнетит      |
| Av – авгит          | Ne – нефелин       |
| Cb – кубанит        | Ol – оливин        |
| Cr – хромит         | Or – ортоклаз      |
| Cpx – клинопироксен | Orx – ортопироксен |
| Cpy – халькопирит   | Pl – плагиоклаз    |
| Di – диопсид        | Pn – пентландит    |
| En – энстатит       | Py – пирротин      |
| Fa – фаялит         | Py – пирит         |
| Fo – форстерит      | Pyg – пироп        |
| Fs – ферросилит     | Px – пироксен      |
| Gn – галенит        | Sph – сфалерит     |
| Gr – гранат         | Sp – шпинель       |
| Hm – гематит        | Tl – талнахит      |
| Hy – гиперстен      | Wi – виоларит      |
| Jd – жадеит         | Wo – волластонит   |

## **Глава 1**

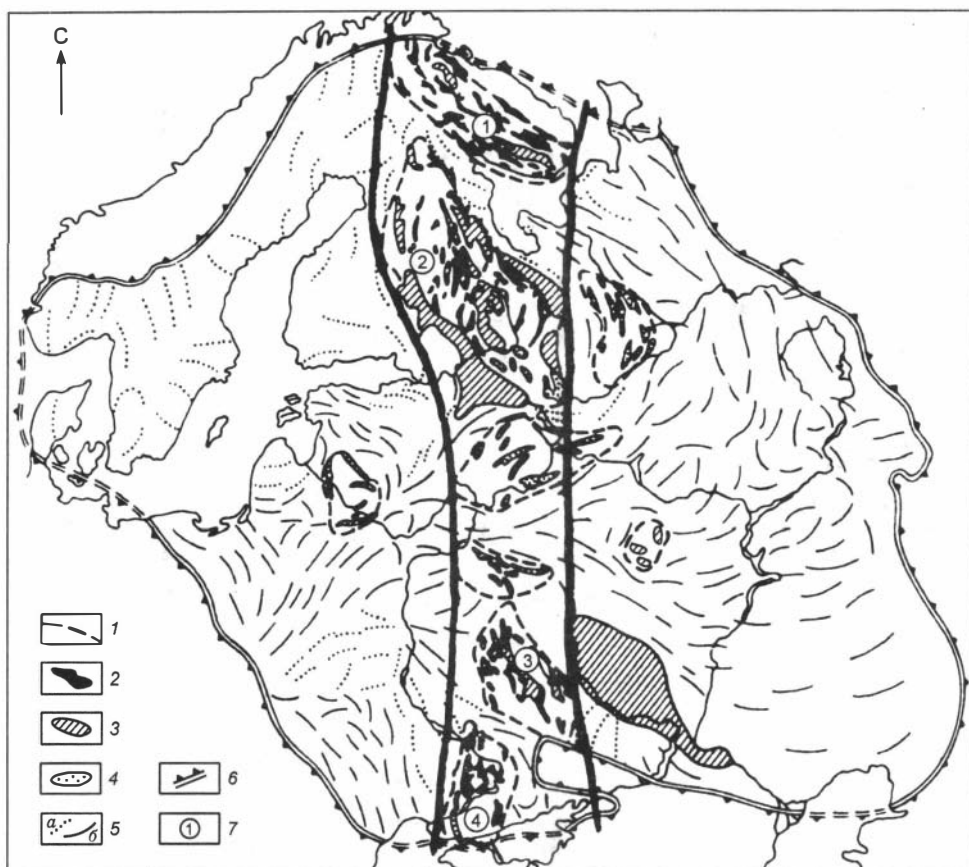
# **УСЛОВИЯ, ФОРМЫ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ АССОЦИИРУЮЩИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ И БАЗИТОВ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ**

### **1.1. Структурное положение ультрамафит-мафитовых ассоциаций зеленокаменных поясов**

В структуре фундамента древних платформ зеленокаменные пояса занимают строго определенное положение и приурочены к так называемым гранит-зеленокаменным и, в редких случаях, гранулит-зеленокаменным областям. Эти области имеют двухъярусное строение. Фундамент гранит-зеленокаменных областей складывается разнообразными гранитоидами, наиболее древние из которых нередко объединяются в комплекс “серых гнейсов”. Основание гранулит-зеленокаменных областей сложено гранулитовыми комплексами, например беломорским, в Кольской гранулит-зеленокаменной области. Гранит-зеленокаменные области обычно занимают обособленное положение и разделяются различными гранулитогнейсовыми поясами, однако в структуре Восточно-Европейской платформы Кольская гранулит-зеленокаменная, Карельская, Курская и Среднеприднепровская гранит-зеленокаменные (СГЗО) области объединяются в единый гранит-зеленокаменный суперпояс (рис. 1.1.1).

В пределах гранит-зеленокаменных областей зеленокаменные пояса слагают верхний, обычно позднеархейский, структурный этаж. Единые зеленокаменные пояса большой (несколько сотен километров) протяженности известны лишь в ряде областей (пояса Барбертон, ЮАР; Абитиби, Канада; Уилуна-Норсмен, Западная Австралия). Наиболее распространенной морфологической формой являются локальные зеленокаменные структуры, имеющие в длину первые десятки и в ширину – первые километры (рис. 1.1.2). Эти локальные структуры объединяются в цепочки, образующие таким образом зеленокаменные пояса дискретного строения.

В структурном отношении как локальные зеленокаменные структуры, так и пояса имеют сложное синклинорное, иногда моноклинорное, строение. Сложены круто- и субвертикально залегающими толщами преимущественно вулканогенных пород, имеющими, как правило, мощность 2–5 км, а в некоторых случаях (пояса Абитиби, Барбертон) до 10–15 км. В разрезе зеленокаменных структур ультрамафические и мафические вулканиты занимают различное положение. Ультрамафиты чаще всего приурочены к нижним частям разрезов, тогда как базальты имеют сквозное развитие. Наиболее детально строение разрезов зеленокаменных поясов изучено в Среднем Приднпровье Украинского щита (рис. 1.1.3). Здесь установлено два типа разрезов (рис. 1.1.4, 1.1.5) – гомодромный (Сурско-Верховцевская и Белозерская структурно-формационные зоны) и антидромно-гомодромный (Конкско-Чертомлыкская структурно-формационная зона). Первый тип наиболее характерен для зеленокаменных поясов. В основании разреза располагается коматиит-

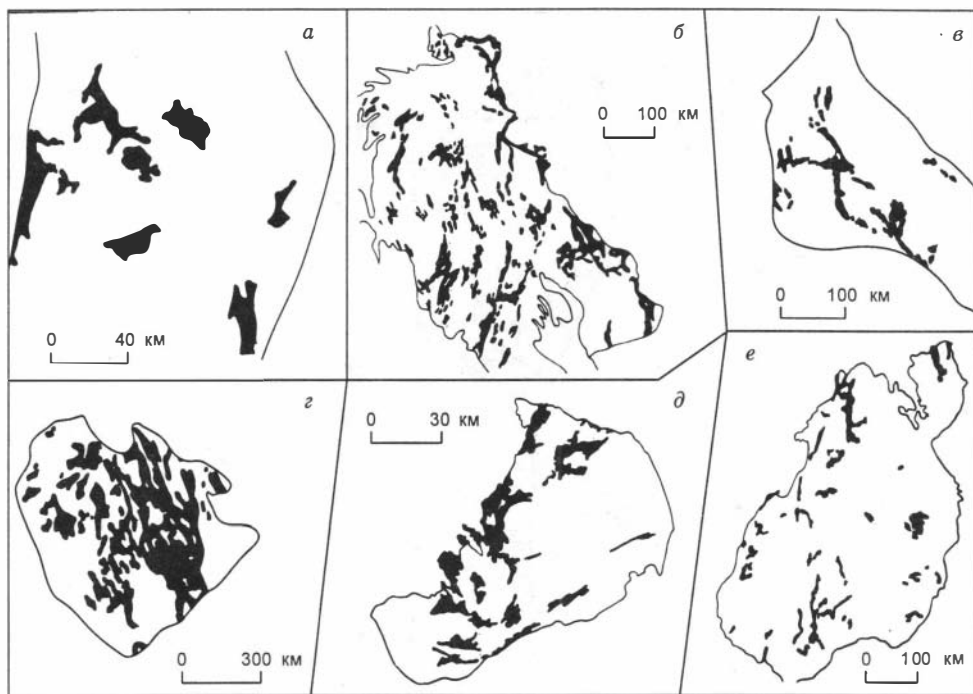


**Рис. 1.1.1.** Гранит-зеленокаменный суперпояс фундамента Восточно-Европейской платформы (по [Зеленокаменные пояса..., 1988] с дополнениями).

1 – границы гранит-зеленокаменных областей; 2 – архейские зеленокаменные пояса; 3 – раннепротерозойский платформенный чехол; 4 – архейские зеленокаменные пояса и раннепротерозойский протоплатформенный чехол, выделенные по геофизическим данным; 5 – простираение основных структур мигматит-гнейсовых (а) и гранулит-гнейсовых (б) областей; 6 – границы Восточно-Европейской платформы; 7 – главные гранит-зеленокаменные области (цифры в кругах: 1 – Кольская (гранулит-зеленокаменная), 2 – Карельская, 3 – Курская, 4 – Среднеприднепровская гранит-зеленокаменные области).

толеитовая (КТ) формация\*, образованная ритмичным переслаиванием толеитовых базальтов и подчиненных им пород коматиитовой (К) серии. Выше располагается джеспилит-толеитовая формация, в которой коматииты в составе элементарного базальтоидного парагенезиса замещаются разнообразными железистыми

\* Здесь и далее в работе названия формаций зеленокаменных поясов приводятся со “снятым” метаморфизмом.



**Рис. 1.1.2.** Сопоставление морфологии зеленокаменных структур и их положения в общей структуре соответствующих гранит-зеленокаменных областей.

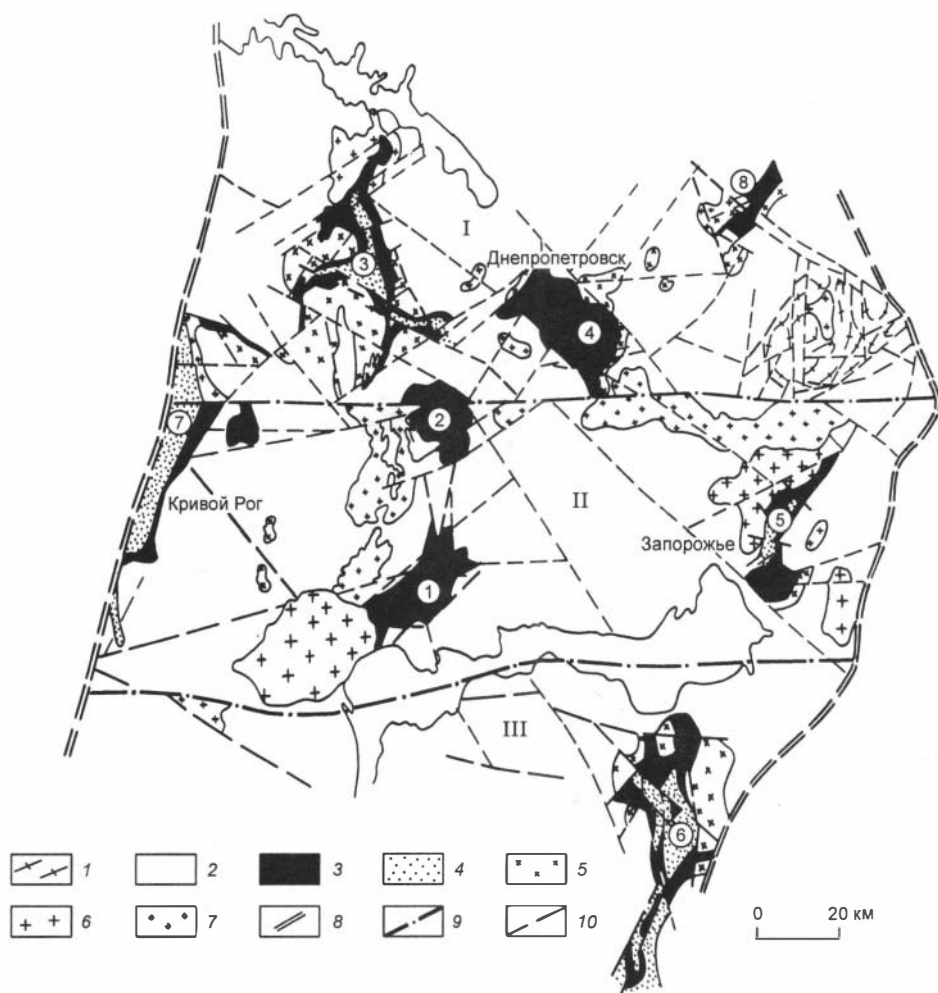
*а* – Среднее Приднестровье; *б* – Карелия; *в* – КМА; *г* – Западная Австралия; *д* – Зимбабве; *е* – провинция Большого Невольничьего Озера, северо-западная часть Канадского щита.

породами, объединяемыми под собирательным термином “джеспилит”. Характерно, что в тех случаях, когда в составе этой формации встречаются прослои пород коматиитовой серии (КДТ), их количество и объем обратно пропорциональны таковым джеспилитов.

Выше по разрезу располагается дацит-андезит-толеитовая (ДАТ) формация, которая обычно фигурирует в литературе под названием “базальт-риолитовая ассоциация”. Однако в Среднем Приднестровье и некоторых других регионах (Карелия, Западная Австралия) бимодальный характер этих ассоциаций четко не проявлен ввиду широкого развития андезитов. Структура формации определяется ритмичным чередованием толеитовых базальтов с андезитами и дацитами.

В верхней части вулканогенного разреза зеленокаменных поясов обычно располагается локально развитая риолит-дацитовая формация, лишенная мафитов и ультрамафитов, являющаяся составным членом риолит-плагиогранитной вулканоплутонической ассоциации (РД), завершающей развитие зеленокаменных поясов.

Отличительной чертой разрезов антидромно-гомодромного типа является развитие в нижней части дацит-андезит-толеитовой формации, тогда как весь выше-лежащий разрез аналогичен описанному выше.



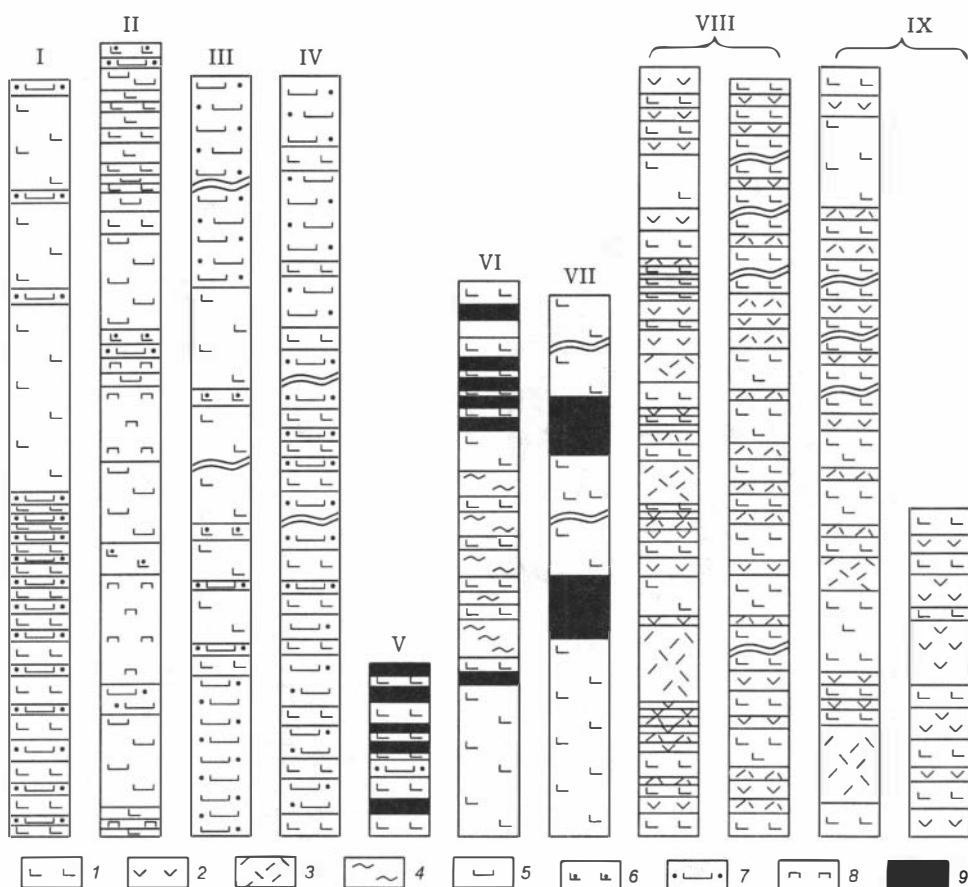
**Рис. 1.1.3.** Схема строения Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (по [Зеленокаменные пояса..., 1988] с упрощениями).

Нижний архей (фундамент): 1 – гранулитовый, 2 – суперкrustально-гранитоидный и амфиболитовый комплексы. Верхний архей: 3 – зеленокаменный, 4 – осадочный комплексы; 5 – плагиограниты, тоналиты и кварцевые диориты, 6 – граниты, 7 – аплиты-пегматоидные граниты. Разломы: 8 – межблоковые глубинные, 9 – разделяющие структурно-формационные зоны позднеархейского этапа, 10 – второстепенные.

Зеленокаменные структуры (цифры в кружках): 1 – Чертомлыкская, 2 – Софиевская, 3 – Верховцевская, 4 – Сурская, 5 – Конкская, 6 – Белозерская, 7 – Криворожская, 8 – Дерезоватская.

Структурно-формационные зоны: I – Сурско-Верховцевская, II – Конкско-Чертомлыкская, III – Белозерская.





**Рис. 1.1.4.** Разрезы вулканогенных формаций зеленокаменных структур Среднего Приднєпровья (по [Сиворонов и др., 1985]).

1 – эффузивы основного состава; 2 – эффузивы среднего состава; 3 – эффузивы кислого состава; 4 – слюдястые сланцы; 5 – эффузивы ультрамафического состава; 6 – низкомagneзиальные коматиитовые базальты; 7 – высокомagneзиальные коматиитовые базальты; 8 – перидотиты; 9 – джеппилиты. Структуры: I, IV, V, IX – Верховцевская; II, VII – Сурская; III – Чертомлыкская; VI, VIII – Конкская.

Тектоническая природа зеленокаменных поясов оценивается неоднозначно. Большинство исследователей [Кеппежинская, Мотуза, 1988; Archibald et al., 1981; Erixson, 1982; Nisbet, 1982; Thurston et al., 1985] (и мы присоединяемся к ним) рассматривают их как результат континентального рифтинга, другая же часть геологов связывает формирование зеленокаменных поясов с островодужными обстановками [Тарни и др., 1979; Goodwin, 1981; Dimroth et al., 1983; Ludden, Hubert, 1986; Uilke, Goodwin, 1987].



## 1.2. Структурное положение прочих платформенных ультрамафит-мафитовых ассоциаций на примере Сибирской платформы

Вулканогенные базиты древних платформ, не входящие в состав зеленокаменных поясов, представлены в основном траппами или флудбазальтами, как главными компонентами внутриплитового континентального магматизма. Они покрывают обширные площади на многих континентах мира (табл. 1.2.1), образуя обыкновенно мощные вулканогенные толщи, а также сопровождающих их гипабиссальных интрузивов в различные отрезки времени геологической эволюции Земли. Это связано с мощными вспышками тектономагматической деятельности в связи с процессами в литосфере и верхней мантии Земли, в частности в фанерозое – с распадом древнего суперматерика Гондваны и миграцией ее обломков. Следует отметить приуроченность таких излияний как к глубинным проницаемым зонам внутри континентов, так и их краевым швам. Интересно подчеркнуть, что обширные трапповые поля по всем мире закономерно связаны с интенсивно погружающимися участками в их пределах с возрастающей мощностью траппов. Это было показано в свое время Г.Д. Феоктистовым [1984] в его докторской диссертации, что, очевидно, можно объяснить локальными компенсационными просадками над действовавшими промежуточными очагами. В то же время намечается приуроченность траппов во многих случаях к протяженным линейным депрессиям типа авлакогенов [Магнезиальные базиты..., 1984]. Это явно структурно сближает их с древними коматиитами и толеитами, приуроченными к аналогичным структурам на поверхности, проявляющимися как зеленокаменные пояса. Очевидно, что все они могут интерпретироваться как структуры растяжения с первоначальным плавным проседанием (авлакоген), а затем и проявлением дизъюнктивного их характера типа рифтов, ограничивающих протяженные депрессии. На фоне возникающей рифто-

Таблица 1.2.1

**Возраст и размеры главных континентальных флудбазальтовых провинций [Wilson, 1989]**

| Провинция                                          | Возраст, млн лет                | Максимальная мощность, м | Современная площадь, км <sup>2</sup> |
|----------------------------------------------------|---------------------------------|--------------------------|--------------------------------------|
| Кьювинаван (Lake Superior)                         | Поздний докембрий, 1100–1200    | 12 000                   | $>10 \cdot 10^5$                     |
| Сибирская платформа                                | Пермотриас, 248–216             | 3500                     | $>15 \cdot 10^5$                     |
| Карру (Южная Африка)                               | Юра, 206–166                    | 9000                     | $14 \cdot 10^4$                      |
| Базальты Кирпатрика, долериты Феррары (Антарктика) | Юра, 179±7                      | 900                      | $78 \cdot 10^2$                      |
| Парана (Бразилия)                                  | Поздняя юра–ранний мел, 140–110 | 1800                     | $12 \cdot 10^5$                      |
| Этендека (Намибия)                                 | Тот же                          | 900                      | $78 \cdot 10^3$                      |
| Северно-Атлантическая изверженная провинция        | Поздний мел–эоцен, 65–50        | 2000                     | $10 \cdot 10^5$                      |
| Деканские траппы (Индия)                           | Мел–третичная граница           | $>2000$                  | $>5 \cdot 10^5$                      |
| р. Колумбия (СЗ США)                               | Миоцен, 17–6                    | $>1500$                  | $2 \cdot 10^5$                       |
| р. Снайк Плайн (СЗ США)                            | Четвертичный                    | –                        | $5 \cdot 10^4$                       |

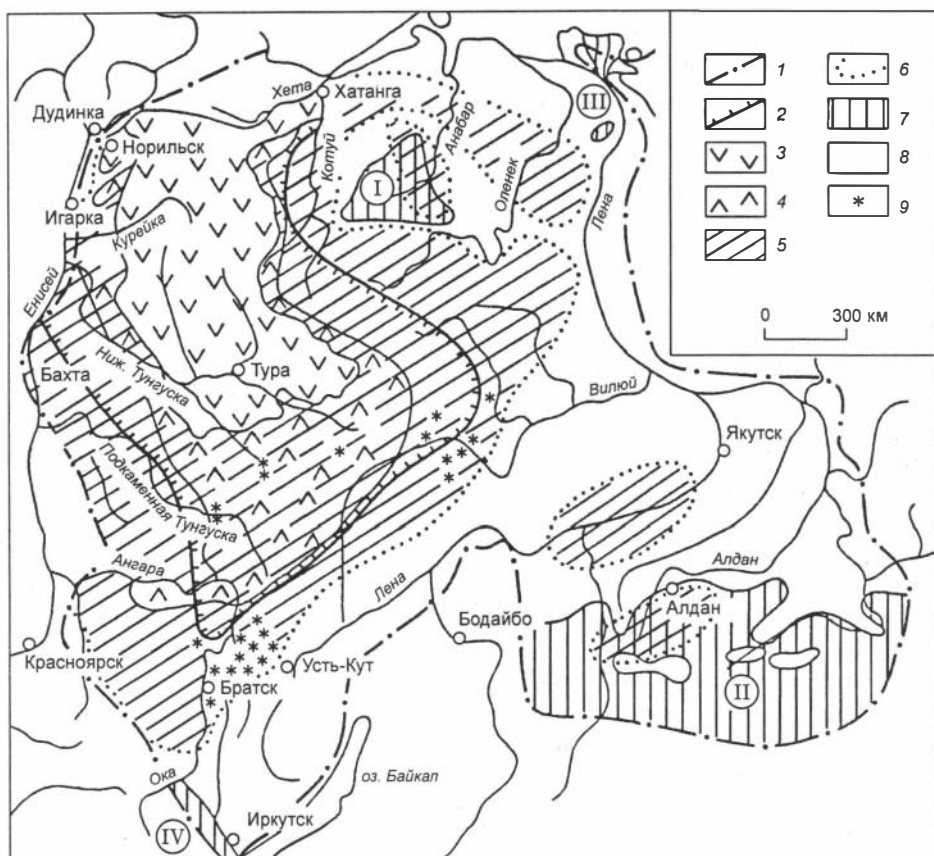
вой тектоники среди траппов фиксируются проявления магнезиальных базитов и ультрабазитов, а также субщелочных и щелочных базитов и ультрабазитов. Такая картина достаточно четко проявляется на севере Сибирской платформы и подтверждается близкими аналогиями, наблюдаемыми среди классических траппов Декана и Южной Африки (базальты и долериты Карру). Далее мы остановимся более подробно на структурной ситуации проявления наиболее мощных пермско-триасовых траппов Сибирской платформы и сопутствующих им пород.

Сибирская платформа представляет собой обширный регион [Геология..., 1966], состоящий из двух структурных этажей – интенсивно складчатого фундамента и полого залегающего на нем чехла. Кристаллический фундамент платформы (архей–нижний протерозой) сложен гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами, прорванными основными, ультраосновными и кислыми интрузивами. Он обнажается в пределах Алданской и Анабарской антеклиз, а также Оленекского и Шарыжалгайского поднятий (рис. 1.2.1). Осадочно-вулканогенный чехол представлен отложениями различной мощности, начиная от верхнего протерозоя. Значительную часть в разрезе составляют магматические породы основного и менее щелочно-ультраосновного состава послесреднепротерозойского возраста. От сопредельных складчатых сооружений собственно платформа отделяется системой крупных региональных разломов, движения вдоль которых происходили неоднократно. Часто эти разломы имеют характер краевых швов.

В пределах платформы выделяется целый ряд структур первого порядка. В их числе такие крупные положительные структуры, как Анабаро-Оленекская и Алданская, Шарыжалгайское поднятие. К отрицательным структурам первого порядка относятся Тунгусская, Ангарская и Вилюйская синеклизы, Ангаро-Вилюйский и Лено-Анабарский внутриплатформенные прогибы, а также Притаймырский, Присаянский, Приверхоянский предгорные прогибы и ряд других [Там же].

Главнейшие системы разломов на Сибирской платформе приурочены к окраинам синеклиз, антеклиз и прогибов. Региональные сбросы в фундаменте и сопряженные с ними разломы в чехле группируются в протяженные (до полутора тысяч километров) зоны (Ангаро-Катангская, Ангаро-Вилюйская, Вилюйско-Котуйская, Лено-Анабарская, Лено-Пясинская и др.). В Тунгусской синеклизе многочисленные ветвящиеся трещины иногда заполнены базальтовым материалом. Линейные трещины, через которые изливались лавы, в центре синеклизы перекрыты мощной толщей базальтов (см. рис. 1.2.1), рассеченной в свою очередь разломами и дайками траппов. Известны также кольцевые и конические трещины (иногда с радиальными ответвлениями), ограничивающие вулканотектонические кальдеры и поднятия. К подобным структурам приурочены комплексы кольцевых и конических интрузивов центрального типа основного и реже щелочно-ультраосновного состава. Трубки взрыва (как базитовые, так и кимберлитовые) представляют собой особый тип платформенных структур. Они имеют либо линейное расположение, либо группируются в отдельные поля (см. рис. 1.2.1) и связаны с разломами глубокого заложения.

Проявления ультрамафит-мафитового вулканизма связаны с периодами крупных структурных перестроек платформы. Часть из них отражает формирование прилегающих складчатых поясов, например, палеозойского Верхоянского и мезозойского Таймырского [Дюжиков и др., 1986; Салманов, 1987; и др.]; часть связа-



**Рис. 1.2.1.** Схема распространения траппов на Сибирской платформе (по [Лурье, Масайтис, 1964]) с изменениями и добавлениями [Золотухин, Альмухамедов, 1991].

1, 2 – границы Сибирской платформы (1) и Тунгусской синеклизы (2); 3–5 – области преобладающего развития базальтов (3), распространения туфогенных толщ (4) и развития интрузивных траппов (силлы, дайки) (5); 6 – границы развития интрузивных траппов; 7 – выходы кристаллического фундамента (I – Анабарский щит, II – Алданский щит, III – Оленокское поднятие, IV – Шарыжалгайский выступ); 8 – области развития платформенного чехла (PR<sub>2</sub>–MZ); 9 – местонахождение базальтовых трубок взрыва.

на, вероятнее всего, с заложением рифтоподобных структур. С последними в поздней перми–раннем триасе коррелируются грандиозные излияния и внедрение базальтовой магмы, имевшие планетарный характер. Они в основном и формируют трапповую формацию Сибирской платформы. Соотношение фаций этого этапа магматической активности платформы иллюстрируют данные табл. 1.2.2. Количественные оценки общего базальтового материала для сибирских траппов возросли в связи с бурением в последние годы от 2 до 10 раз (см. [Добрецов, 1997; Васильев, 1999; Васильев, Золотухин, 2000; и др.]).

Таблица 1.2.2

## Ориентировочный подсчет общего количества базальтового материала по фациям для траппов Сибирской платформы [Геология..., 1966]

| Фация         | Площадь, км <sup>2</sup> | Мощность, км              | Объем, км <sup>3</sup> | Средняя плотность | Вес, т               | Процент от общего веса |
|---------------|--------------------------|---------------------------|------------------------|-------------------|----------------------|------------------------|
| Интрузивная   | $1500 \cdot 10^3$        | от 0 до 1,5<br>сред. 0,25 | $337,6 \cdot 10^3$     | 2,9               | $1090 \cdot 10^{12}$ | 44,3                   |
| Эффузивная    | $337,5 \cdot 10^3$       | от 0 до 2,0<br>сред. 1,0  | $337,5 \cdot 10^3$     | 2,3               | $944 \cdot 10^{12}$  | 38,4                   |
| Эксплозивная* | $675,0 \cdot 10^3$       | от 0 до 0,7<br>сред. 0,35 | $236,0 \cdot 10^3$     | 1,8               | $425 \cdot 10^{12}$  | 17,3                   |
| Всего         |                          |                           | $911,0 \cdot 10^3$     |                   | $2459 \cdot 10^{12}$ | 100                    |

\* В туфах содержится до 10–15 % примеси терригенного кластического материала.

### 1.3. Фациальные типы ультрабазитов и базитов и их формы залегания

#### 1.3.1. Эффузивная фация зеленокаменных поясов

**Толейтовая серия.** Несмотря на то что толеиты являются наиболее распространенным типом вулканогенных пород зеленокаменных поясов, в фациальном отношении они довольно однообразны. Большая часть эффузивов толейтовой серии представлена массивными лавами. Лишь в некоторых хорошо изученных зеленокаменных поясах (Абитибь, Барбертон, Сумозерско-Кенозерский пояс Карелии) [Вулканизм, 1981; Конди, 1983; Зеленокаменные пояса..., 1988; Viljoen, Viljoen, 1969; Arndt, 1977; Hawkesworth, O’Nions, 1977; Arndt et al., 1979; Goodwin, 1981; Turston et al., 1985] устанавливается значительное количество подушечных и миндалекаменных разностей, образующих как отдельные потоки, так и фациальные взаимопереходы с массивными разностями. В тесной ассоциации с этими образованиями обычно наблюдается значительное количество пирокластических пород толейтовой серии. Мощность отдельных потоков изменяется от первых до десятков метров, хотя в последнем случае практически во всех известных описаниях существует вероятность объединения двух и более индивидуальных потоков.

Специфической разновидностью толеитов являются вариолитовые лавы, описанные в поясе Абитибь [Gelinas et al., 1976]. В отличие от миндалекаменных разностей их образование связывается с процессами ликвации, хотя не исключено, что вариоли кислого состава имеют реликтовую природу, т. е. представляют собой фрагменты кислой расплава, который смешивался с толейтовой магмой, но процесс этот не был полностью завершен.

**Коматиитовая серия зеленокаменных поясов.** Уступая толеитам по масштабам развития, породы коматиитовой серии отличаются большим фациальным многообразием. Отличительной особенностью вулканических ультрамафитов этой серии является достаточно широкое развитие расслоенных потоков.

Количественно преобладают лавы массивной текстуры, магнезиальность которых варьирует в широких пределах. Пирокластические образования имеют преимущественно умеренную магнезиальность ( $<20\%$  MgO) и развиты в меньших объемах [Вулканизм..., 1981; Коматииты..., 1988; Komatiites, 1982]. Подушечные и миндалекаменные вулканы коматиитовой серии относятся преимущественно к коматиитовым базальтам [Там же; Viljoen, Viljoen, 1969a, b].

В определении фациальной принадлежности вулканитов коматиитовой серии особое место занимает вопрос о структурах спинифекс. Существует тенденция отнесения к коматиитам только тех пород, в которых развита эта структура. Однако более чем двадцатилетний опыт изучения коматиитов показывает, что структуры спинифекс развиты дискретно, т. е. отвечают отдельным участкам потоков, являющихся их составной фациальной разновидностью [Arndt, 1977, 1986; Arndt et al., 1979; Arndt, Nisbet, 1982; Barnes, 1985].

Расслоенность коматиитовых потоков была подробно задокументирована лишь в конце 70-х гг. [Arndt, 1977; Arndt et al., 1977, 1979], и первой рабочей моделью ее формирования была схема закалочной кристаллизации верхнего слоя А и постепенной кристаллизации с гравитационной отсадкой оливина в слое В. Однако уже в начале 80-х гг. такая интерпретация кристаллизационной истории расслоенных потоков коматиитов начала признаваться упрощенной даже для просто построенных потоков, не несущих следов автономного течения слоя В, или же повторных инъекций расплава [Barnes, 1985; Arndt, 1986]. В результате специально проведенных экспериментов Г. Хапперт и Р. Спаркс [Huppert, Sparks, 1985] пришли к выводу о значительно более сложном характере кристаллизации подобных потоков. Было показано, что определяющим фактором кристаллизации является интенсивный конвективный теплоперенос, обеспечивающий высокую скорость кристаллизации. Она начинается с закалочных явлений в кровле потока, где образуется хаотический спинифекс. Поскольку между кристаллами и несколько ниже них образуется застойный слой обедненного оливином расплава, дальнейшая быстрая кристаллизация развивается перпендикулярно нижнему фронту этого слоя, что приводит к образованию пластинчатого спинифекса. В нижнем слое одновременно идет интенсивная конвекция, препятствующая отсадке фенокристаллов оливина и продолжающаяся до некоторой критической степени раскристаллизации нижнего слоя, когда конвекция прекращается. Н. Арндт [Arndt, 1986] несколько модифицировал и детализировал эту схему. По его мнению, основная масса оливина кристаллизуется (но не осаждается) в нижнем слое в результате конвективного охлаждения. Поэтому расплав в зоне структур спинифекс к началу их образования уже несколько обеднен оливином по сравнению с исходным. Рост же оливина в этих зонах происходит в условиях конвекции нижележащего расплава. Как следствие, образующийся при этом обедненный оливином расплав постоянно удаляется от растущих оливиновых кристаллов, а интерстиции между ними заполняются более богатым оливином, расплавом нижнего слоя, раскристаллизация которого в зоне спинифекс приводит к обогащению ее оливином по сравнению с расплавом, из которого образовались фенокристаллы зоны.

Таким образом, расслоенные потоки коматиитов являются яркой демонстрацией того, как в сопредельных объемах единой порции магмы могут протекать

процессы единой природы, но несколько разной направленности, существенным образом усложняющие как эволюцию магмы, так и возможности интерпретации этой эволюции. Когда же происходит наложение нескольких подобных событий, являющихся следствием инъекций свежих порций магмы в частично раскристаллизованный поток [Barnes, 1985], эволюционная история потока еще более усложняется и требует весьма тщательного изучения.

### 1.3.2. Интрузивная фация зеленокаменных поясов

**Толетовая серия.** В достаточно богатой литературе по геологии и петрологии зеленокаменных поясов имеются, к сожалению, лишь фрагментарные упоминания о субвулканических телах габброидов, спорадически встречающихся среди потоков толетов. Нами такие образования описаны в Среднем Приднестровье в бассейне р. Базавлук по балкам Калиновая и Холодова. Представлены эти образования телами мощностью до 30–50 м, сложенными массивными мелкосреднезернистыми “очковыми” амфиболитами и хлорит-амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами. Положение тел конформно вмещающим потокам массивных и подушечных толетовых базальтов. Отличительной особенностью таких тел является однородность строения и отсутствие признаков внутренней расслоенности. Специального изучения этих образований не проводилось, поэтому не исключено, что расслоенность существует, но является скрытой, т. е. химической и минералогической.

**Интрузивные тела коматиитовой серии** описаны несравненно более полно. Первые упоминания о комагматичных коматиитам перидотитах и пироксенитах содержатся еще в известных работах М. и Р. Вильджоенов, а также в ряде специальных публикаций К. Анхауссера [Anhaeusser, 1977a,b]. В сущности, именно частое сонахождение коматиитов и их субвулканических комагматов и явилось причиной достаточно долгого неприятия самого термина “коматиит” и вызванной этим дискуссии.

В 70-х и 80-х гг. классическим регионом развития субвулканических комагматов коматиитов считалась Западная Австралия, где в конце 60-х гг. был открыт ряд сульфидно-никелевых месторождений (Эгню, Персиверанс и др.), связанных с дунитовыми интрузивами, внедренными в толщи коматиитов. Геология этих тел достаточно подробно описана в монографии [Полезные ископаемые, 1980], и нам нет необходимости подробно останавливаться на этом вопросе. Следует лишь отметить, что в последние годы многими исследователями приведены серьезные аргументы против интрузивного характера этих тел [Barnes et al., 1987, 1988] и предложена модель, согласно которой дунитовые тела представляют собой кумулятивные части мощных “коматиитовых рек”. Думается, что справедливость этих высказываний в ближайшие годы будет обсуждаться австралийскими исследователями.

Помимо дунитовых интрузивов в зеленокаменных поясах развиты также и субвулканические аналоги сравнительно низкомагнезиальных коматиитов. Подробное описание одного такого тела – силла Дюмонт – содержится в работе Дж. Дюка [Duke, 1986]. Примечательно, что внутреннее строение силла во многом напоминает строение расслоенных коматиитовых потоков. Здесь же следует напомнить, что и К. Анхауссером [Anhaeusser, 1977a,b] в ассоциации с зеленокаменными поясами описаны расслоенные интрузивы, комагматичные коматиитам.



### 1.3.3. Эффузивная фация вулканоплутонических ассоциаций траппов и сопутствующих пород (на примере северо-западной части Сибирской платформы)

Толеитовые и субщелочные пермско-триасовые базальты представлены покровами мощностью чаще от первых метров до первых десятков метров и протяженностью от первых километров до нескольких десятков километров, реже более. Имеют простое либо сложное строение, когда в покрове могут быть выделены отдельные потоки, отличающиеся по цвету, структуре и текстуре. Породы от полностью стекловатых (гиалобазальты) до полнокристаллических в центре покровов (афанитовые и микродолеритовые разности) со всеми переходами между ними. Структура чаще порфировая до афировой. Вкрапленники (первые проценты от объема породы) чаще всего представлены основными плагиоклазами, реже клинопироксеном и оливином. Размер их обычно не превышает первых миллиметров в диаметре. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, изометричными зернами клинопироксена (редко ортопироксена), реже оливина, магнетита и в том или ином количестве – вулканическим стеклом. Как правило, в верхней и нижней эндоконтактовой частях покрова наблюдаются миндалекаменные зоны (первые дециметры, реже больше). Миндалины (первые сантиметры в диаметре) бывают заполнены кальцитом, цеолитами, халцедоном, кварцем, реже другими вторичными минералами (пренит, хлорит и др.). Разновидностями толеитовых базальтов являются: афировые, порфировые, полифировые, гломеропорфировые, оливинофировые и прочие.

Особой разновидностью в составе Гудчихинской и Туклонской свит являются пикритовые базальты (коматиитоподобные породы), состоящие на 25–60 % из идиоморфных фенокристаллов оливина (первые миллиметры в диаметре) с составом 20–28 % Fa комп. Основная масса породы чаще полнокристаллическая пироксен-плагиоклазового состава. Структура породы от пойкилоофитовой до сегрегационной, основной массы – от витрофировой и гиалопилитовой до офитовой и долеритовой. Оливин в породе чаще в значительной мере уже серпентинизирован, иногда до полных псевдоморфоз, плагиоклаз может быть пренитизирован, а пироксены – хлоритизированы. Порода в целом приобретает при этом характерный зеленовато-бурый цвет, становится рыхлой и легко рассыпается при ударе молотка.

**Ультрабазиты** (на примере Маймечы-Котуйской щелочной провинции севера Сибирской платформы) [Васильев, Золотухин, 1975]. Пикритовые до щелочных пикритовых порфиритов и меймечитов. Пикритовые порфириты известны в составе пермско-триасовой толщи арыджангской и особенно дельканской свит, в то время как меймечиты – в составе маймечинской свиты. Слагают мелкие покровы с мощностью от первых метров до первых десятков метров и протяженностью в первые километры. Представляют собой темноокрашенные порфировые породы. Вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами оливина (редко клинопироксена) до 25–50 % от объема породы. Размер фенокристаллов обычно не превышает 1–3 мм в диаметре в пикритовых порфиритах и 3–5 мм (до 3 см) в диаметре – у меймечитов (до 60 % от объема породы). В составе оливина меймечитов первой генерации 8–12 % Fa комп., второй генерации – 24–26 % Fa комп., в составе оливина пикритовых порфиритов от 5–8 до 15–20 % Fa комп. Обыкновенно вкрапленники оливина в той или иной степени серпентинизи-

рованы, иногда вплоть до образования псевдоморфоз. С крупными зернами хромита и титаномагнетита иногда ассоциируют чешуйки бурого биотита.

Основная масса сложена мелкими удлинёнными кристалликами клинопироксена и рудных минералов, реже мелкими изометричными зёрнами оливина (обычны в меймечитах), погруженных в стекловатый мезостазис. Среди меймечитов по степени раскристаллизации основной массы выделяют породы с витрофировой, микрофировой и кристаллически зернистой структурой [Там же]. Меймечиты с витрофировой структурой редки, преобладают с микролитовой структурой.

#### 1.3.4. Интрузивная фация вулканоплутонических ассоциаций

**Траппы и сопутствующие породы** (на примере северо-западной части Сибирской платформы). Долериты и габбро-долериты пермо-триаса слагают чаще силлы, дайки и мелкие штоки. Мощность их от первых метров до первых сотен метров, а протяженность от первых километров до десятков километров, редко больше. Наблюдается часто тесная взаимосвязь силлов и даек в многоэтажных силлах. Структура пород чаще всего пойкилоофитовая и офитовая, реже микродолеритовая до толеитовой и габбровой. Микродолеритовая до гиалопилитовой и даже витрофировой наблюдается в эндоконтактных частях тел. Габбровая и габбро-долеритовая структура чаще наблюдается в центральных частях интрузивов. Иногда имеются порфировидная структура и полосчатая текстура с ориентировкой относительно контакта с вмещающими породами. Размер зёрен чаще не превышает 1–3 мм, в ойокристах пироксенов до 5 мм в диаметре. Кристаллы плагиоклаза как вытянутые, так и изометричные, часто с зональным строением. Клинопироксен и плагиоклаз слагают обычно основной объём породы. Присутствие ортопироксена незначительно и составляет первые проценты. Оливин может содержаться в широком диапазоне от единичных зёрен до полного отсутствия в нормальных траппах, до 50 % и более – в пикритовых габбро-долеритах в составе как полнодифференцированных интрузивов, так и самостоятельно проявляющихся тел такого состава. Строение интрузивов может быть однородным (недифференцированным), не считая контактовой фации, слабодифференцированным либо полнодифференцированным. По мере возрастания магнезиальности среднего состава интрузива железистость всех темноцветных минералов снижается. То же характерно и для дифференциатов в расслоённых интрузиях по их разрезу сверху вниз. От безоливиновых до пикритовых габбро-долеритов количество оливина возрастает от нуля до 25–50 %. С такими интрузивами в Норильском районе связаны месторождения сульфидных Cu-Ni руд.

**Ультрабазиты** (на примере Маймеча-Котуйской щелочной провинции на севере Сибирской платформы) [Васильев, Золотухин, 1975; Васильев, 1983]. Пикритовые до щелочных пикритовых порфиритов и меймечиты. Слагают мелкие интрузивные тела в виде крутосекущих простых и многократно внедрившихся даек с хорошо выраженной полосчатой текстурой, ориентированной вдоль контакта. Очень близки макро- и микроскопически к соответствующим эффузивным аналогам (см. выше) этих пород. Как правило, порфировые выделения оливина представлены более крупными идиоморфными кристаллами (3–5 мм до 3,0 см и более в диаметре). Иногда в приконтактных частях даек обнаруживаются стекловатые закраины магнезиального состава [Васильев, Золотухин, 1975].

Предполагается также наличие широкой эндоконтактной закаленной зоны с составом меймечита у огромного Гулинского интрузива, состоящего главным образом из дунитов и в меньшей мере – перидотитов и пироксенитов, последних, вероятно, метасоматических. Дуниты чаще имеют неравномерно-зернистую до порфиоровидной аллотриаморфную (под микроскопом) структуру и на 90–95 % сложены оливином (9–14 %  $\text{Fa}$  комп.), до 10 % составляет клинопироксен, в незначительных количествах – хромит в виде вкрапленности либо мелких прожилков, реже титаномагнетит. Обычно дуниты в той или иной мере серпентинизированы.

Перидотиты делят на равномерно-зернистые и порфиоровидные с постепенными переходами. Структура гипидиоморфно-зернистая. Породы на 50–80 % состоят из оливина (14–18 %  $\text{Fa}$  комп.), на 20–40 % – из клинопироксена и рудных минералов (5–15 %). В порфиоровидных перидотитах вкрапленники оливина (12–18 %  $\text{Fa}$  комп.) располагаются в мелкозернистой основной массе, состоящей из зерен клинопироксена, оливина второй генерации (20–22 %  $\text{Fa}$  комп.), магнетита и титаномагнетита. Дуниты, перидотиты и меймечиты различаются между собой по особенностям микроструктуры и количественными соотношениями минералов соответственно близкого состава.

Оливиниты в значительной мере слагают более мелкие штокообразные тела (интрузии Бор-Урях, Кугда, Одихинча). Это неравномерно-зернистые, иногда порфиоровидные средне- до крупнозернистых породы с переходами к гигантозернистым породам пегматоидного облика. Более 95 % породы слагают оливин (8–14 %  $\text{Fa}$  комп.), в незначительных количествах обычно присутствуют клинопироксен и титаномагнетит. В рудных оливинитах доля титаномагнетита возрастает вплоть до образования массивных жильных руд.

# ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИИРУЮЩИХ УЛЬТРАБАЗИТОВ И БАЗИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

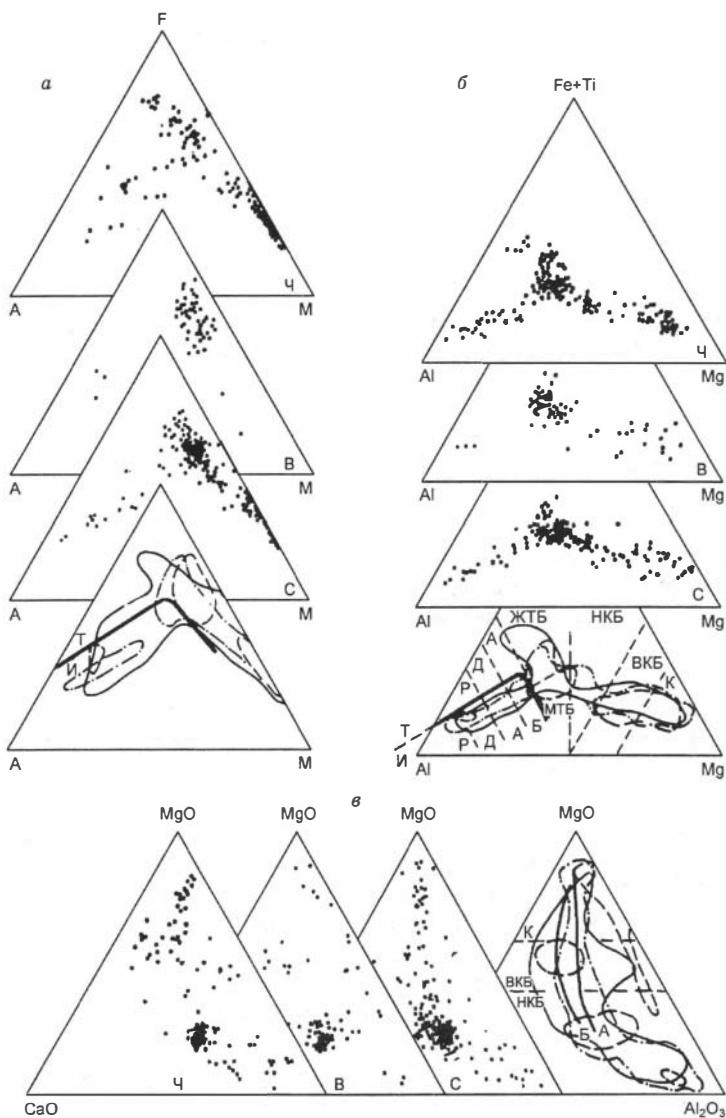
## 2.1. Петрохимия эффузивных ультрамафитов и мафитов зеленокаменных поясов

Начиная с конца 60-х гг. вулканиды зеленокаменных поясов являются объектами многочисленных детальных исследований, причем большая часть таких работ касается петрохимии и геохимии ультрамафитов и мафитов. Количество накопленной к настоящему времени информации весьма велико, в связи с чем периодически появляются обобщающие сводки различного масштаба.

Следует отметить, что при проведении петрогеохимических обобщений в зеленокаменных поясах уже достаточно отчетливо вырисовывается проблема ранжирования объектов. Выше отмечалось, что крупные зеленокаменные пояса пользуются ограниченным развитием. Изучены они, разумеется, фрагментарно, в связи с чем количественные петрологические данные носят дискретный характер, и рассматривать их как определенные параметры каждого такого крупного пояса можно лишь с оговорками, поясняющими цель таких обобщений.

С другой стороны, локальные структуры изучены намного более детально, чем крупные пояса. В этом случае имеется возможность детальной характеристики вулканидов, развитых в разных частях разреза, а иногда и проследить мелкомасштабные латеральные закономерности.

Такая ситуация имеет место в Среднем Приднестровье Украинского щита. Наиболее изученными здесь являются Чертомлыкская, Сурская, Верховцевская и Конкская зеленокаменные структуры (см. рис. 1.1.3). Как уже говорилось, в строении их разрезов принимают участие ультрамафиты и мафиты, находящиеся в ассоциации как между собой, так и с другими породами. По петрохимическим особенностям вулканиды, слагающие зеленокаменные структуры, относятся к трем типоморфным для зеленокаменных поясов сериям: коматиитовой, толеитовой и известково-щелочной (рис. 2.1.1). В свою очередь, сериальный состав вулканогенных формаций, слагающих зеленокаменные структуры, позволяет говорить о существовании двух типов их строения: гомо- и гетеросериальном (табл. 2.1.1). Формации последнего типа описаны и в пределах зеленокаменных поясов других щитов [Серно-колчеданные месторождения..., 1978; Конди, 1983; Сиворонов, Малюк, 1983; Goodwin, 1982]. Несомненно, что тесное переслаивание в разрезе, а следовательно, и субсинхронная генерация магм разных серий имеет под собой глубокий петрологический и геодинамический смысл. В настоящей работе, однако, основное внимание будет уделено ультрамафит-мафитовым ассоциациям, поэтому остановимся подробнее на петрохимической характеристике этих образований зеленокаменных



**Рис. 2.1.1.** Диаграммы AFM (а), JAFM (б) и ACM (в) вулканитов коматиит-толеитовых формаций.

1 – тренды, разграничивающие поля толеитовой (Т) и известково-щелочной (И) серий (по: [Irvine, Baragar, 1971] и [Jensen, 1975] соответственно) (а, б) и генеральный тренд пород коматиитовой серии (А) и тренд коматиитов пояса Барбертон (Б) (по [Сиворонов, Малюк, 1983; Малюк, 1986]) (в); 2–4 – поля вулканитовых структур: 2 – Чертомлыкской, 3 – Верховцевской, 4 – Сурской. Р – риолиты, Д – дациты, А – андезиты, Б – базальты, МТВ – магниезиальные толеитовые базальты, ЖТБ – железистые толеитовые базальты, НКБ – низкомагнезиальные коматиитовые базальты, ВКБ – высокомагнезиальные коматиитовые базальты, К – коматииты (по [Коматииты..., 1988]).

Таблица 2.1.1

**Серийный состав вулканогенных и plutонических формаций  
зеленокаменных структур Среднего Приднестровья**

| Формация                            | Магматическая серия |                 |                         |
|-------------------------------------|---------------------|-----------------|-------------------------|
|                                     | кома-<br>тиитовая   | толе-<br>итовая | известково-<br>щелочная |
| Чертомлыкская структура             |                     |                 |                         |
| 1. Верхняя дацит-андезит-толеитовая | —                   | +               | +                       |
| 2. Коматиит-толеитовая              | +                   | +               | +                       |
| 3. Нижняя дацит-андезит-толеитовая  | —                   | +               | +                       |
| Верховцевская структура             |                     |                 |                         |
| 1. Тоналит-плагиогранитная          | —                   | —               | +                       |
| 2. Риолит-дацитовая                 | —                   | —               | +                       |
| 3. Коматиитовая                     | +                   | —               | +                       |
| 4. Сланцево-джеспилит-толеитовая    | —                   | +               | +                       |
| 5. Коматиит-толеитовая              | +                   | +               | +                       |
| Сурская структура                   |                     |                 |                         |
| 1. Тоналит-плагиогранитная          | —                   | —               | +                       |
| 2. Риолит-дацитовая                 | —                   | —               | +                       |
| 3. Коматиитовая                     | +                   | —               | —                       |
| 4. Дациит-андезит-толеитовая        | +                   | +               | +                       |
| 5. Коматиит-джеспилит-толеитовая    | +                   | +               | —                       |
| 6. Коматиит-толеитовая              | +                   | +               | +                       |
| Конкская структура                  |                     |                 |                         |
| 1. Верхняя дацит-андезит-толеитовая | —                   | +               | +                       |
| 2. Нижняя дацит-андезит-толеитовая  | —                   | +               | ±                       |

Примечание. + — присутствие или — — отсутствие представителей серии в составе формации.

структур Среднего Приднестровья и других регионов. В целом в работе за основу взята классификация, предложенная Петрографическим комитетом АН СССР [Классификация..., 1981; Магматические... породы, 1984, 1985, 1987а, б]. Однако для пород коматиитовой серии принято трехчленное деление: 1) низкомagneзиальные коматиитовые базальты (НКБ) — 9–14 % MgO; 2) высокомagneзиальные коматиитовые базальты (ВКБ) — 14–24 % MgO; 3) собственно коматииты (К) — 24 % MgO. Данная классификация пород коматиитовой серии несколько отличается от таковой, предложенной Петрографическим комитетом [Классификация..., 1981; Магматические... породы, 1988]. Ранее мы специально рассматривали этот вопрос, акцентируя внимание на неправомерном, на наш взгляд, сужении рамок коматиитовой серии [Малюк, Сиворонов, 1982, 1984; Сиворонов, Малюк, 1984]. В частности, предлагалось сохранить за коматиитами предложенную М. и Р. Вильджое-нами, Н. Арндтом с соавторами [Viljoen, Viljoen, 1969a, b; Arndt et al., 1977, 1979] границу в 9 % MgO, а в пределах группы с MgO > 9 % выделять коматиитовые базальты (9–14 % MgO), пироксенитовые коматииты (14–24 % MgO) и перидотитовые коматииты (>24 % MgO). Указанная выше классификация НКБ, ВКБ, К предло-

жена В.С. Куликовым [Крестин и др., 1985; Коматииты..., 1988] и представляется нам вполне приемлемым и оправданным компромиссным вариантом между классификациями, предложенными в работах [Классификация..., 1981; Магматические породы..., 1988; Малюк, Сиворонов, 1984; Малюк, 1986; Viljoen, Viljoen, 1969a,b; Arndt et al., 1977, 1979; Arndt, Nisbet, 1982].

**Коматиит-толеитовый формационный тип.** Наиболее полно формации этого типа изучены на севере и юге Чертомлыкской структуры, на Алферовском участке Верховцевской структуры и в западной части Сурской структуры. Доминирующим петротипом коматиит-толеитовых формаций являются толеитовые базальты. Во всех случаях это основные умеренно глиноземистые породы преимущественно калий-натриевого уклона. На классификационных диаграммах (см. рис. 2.1.1) толеиты занимают практически идентичные позиции, хотя, конечно, для каждой структуры характерна некоторая специфика состава толеитов данной формации. Из табл. 2.1.2 видно, что средние содержания, дисперсии и диапазон выборок петрогенных компонентов достаточно близки между собой. Из отчетливо выделяющихся особенностей можно отметить такие, как повышенная титанистость (как, впрочем, и дисперсия) и размах выборки по  $\text{TiO}_2$ , а также содержания  $\text{K}_2\text{O}$  базальтов Чертомлыкской структуры. С нормальным законом чаще всего не согласуются распределения  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , для базальтов Чертомлыкской структуры та же особенность характерна для  $\text{MgO}$ , а Верховцевской – для  $\text{MnO}$ .

Вторым главным петротипом коматиит-толеитовых формаций являются коматиитовые базальты и коматииты. На рис. 2.1.1 видно, что эти магнезиальные вулканы в абсолютном своем большинстве являются основными породами, отличающимися низким уровнем содержаний  $\text{TiO}_2$ , глинозема, при значительном преобладании натрия над калием. В количественном отношении породы коматиитовой серии охарактеризованы неравномерно. Представительная выборка НКБ имеется лишь для Сурской структуры, а ВКБ плохо охарактеризованы во всех трех случаях.

Среди высокомагнезиальных коматиитовых базальтов наибольшей изменчивостью примерно в равной степени отличаются породы Чертомлыкской и Сурской структур, но – по содержаниям различных компонентов –  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в первом случае и  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  – во втором. С нормальным законом чаще всего не согласуются распределения  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , в отдельных случаях –  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ .

Значительные вариации состава устанавливаются также для собственно коматиитов указанных двух структур, но несколько по иным группам окислов, в частности со смещением максимальной изменчивости по  $\text{MnO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в сторону пород Чертомлыкской структуры, которые, таким образом, отличаются наиболее существенными вариациями петрогенных компонентов. Это хорошо видно на диаграммах AFM, ACM и JAFM (см. рис. 2.1.1), где устанавливается близость составов коматиитов и коматиитовых базальтов рассматриваемых формаций, но при этом отчетливо виден сильный разброс фигуративных точек пород коматиитовой серии Сурской (JAFM) и, в особенности, Чертомлыкской (ACM) структур.

Количественные соотношения главных членов формаций – пород толеитовой и коматиитовой серий – варьируют в очень широких пределах, что устанавливается при сопоставлении не только разных конкретных формаций (см. рис. 1.1.5), но,

Таблица 2.1.2

**Статистические характеристики ультрамафитов и мафитов вулканогенных формаций зеленокаменных структур  
Среднего Приднепровья Украинского щита, мас. %**

| Компонент                      | 1           |      |      | 2           |      |       | 3           |      |       |
|--------------------------------|-------------|------|------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|
|                                | Толейты     |      |      | ВКБ         |      |       | К           |      |       |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   |
| SiO <sub>2</sub>               | 51,04       | 2,42 | 8,79 | 49,88       | 4,04 | 15,48 | 48,34       | 3,97 | 15,08 |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>1,64</u> | 0,78 | 3,67 | <u>0,47</u> | 0,23 | 0,90  | <u>0,32</u> | 0,12 | 0,42  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,10       | 1,53 | 6,16 | <u>8,22</u> | 4,57 | 16,91 | <u>5,81</u> | 2,02 | 10,29 |
| FeO                            | 14,59       | 1,94 | 8,03 | 11,44       | 1,74 | 6,86  | 10,45       | 1,75 | 7,77  |
| MnO                            | 0,22        | 0,06 | 0,35 | <u>0,20</u> | 0,09 | 0,37  | <u>0,13</u> | 0,10 | 0,24  |
| MgO                            | <u>5,94</u> | 2,00 | 7,43 | 19,80       | 2,05 | 6,80  | 29,38       | 2,50 | 8,32  |
| CaO                            | 9,12        | 1,78 | 8,63 | <u>9,03</u> | 3,20 | 11,83 | <u>5,19</u> | 3,46 | 12,23 |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>2,64</u> | 0,10 | 5,47 | <u>0,67</u> | 0,56 | 2,26  | <u>0,29</u> | 0,19 | 0,61  |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,70</u> | 0,57 | 1,88 | <u>0,29</u> | 0,29 | 0,97  | <u>0,09</u> | 0,08 | 0,23  |
| <i>n</i>                       | 37          |      |      | 22          |      |       | 20          |      |       |

Продолжение табл. 2.1.2

| Компонент                      | 4           |      |       | 5           |      |       | 6           |      |       |
|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|
|                                | Толейты     |      |       | НКБ         |      |       | ВКБ         |      |       |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   |
| SiO <sub>2</sub>               | 51,87       | 2,40 | 9,51  | 50,89       | 2,37 | 5,89  | 51,62       | 4,29 | 11,35 |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>1,07</u> | 0,36 | 1,62  | <u>0,84</u> | 0,33 | 0,82  | <u>0,53</u> | 0,23 | 0,68  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,66       | 1,61 | 10,32 | 14,08       | 1,83 | 4,73  | <u>7,66</u> | 3,05 | 8,90  |
| FeO                            | 13,58       | 3,15 | 17,41 | 13,45       | 1,93 | 4,72  | 10,48       | 1,94 | 6,51  |
| MnO                            | <u>0,21</u> | 0,10 | 0,68  | 0,25        | 0,05 | 0,14  | <u>0,18</u> | 0,07 | 0,18  |
| MgO                            | 6,93        | 1,17 | 3,84  | 9,84        | 1,05 | 2,77  | 18,76       | 1,98 | 6,28  |
| CaO                            | <u>9,20</u> | 3,08 | 20,33 | <u>8,61</u> | 4,60 | 11,83 | 10,32       | 3,23 | 10,35 |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>1,98</u> | 0,83 | 3,42  | <u>1,66</u> | 1,09 | 2,40  | <u>0,33</u> | 0,23 | 0,61  |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,50</u> | 0,47 | 1,96  | <u>0,39</u> | 0,32 | 0,84  | <u>0,12</u> | 0,16 | 0,52  |
| <i>n</i>                       | 35          |      |       | 6           |      |       | 10          |      |       |



Продолжение табл. 2.1.2

| Компонент                      | 7            |      |       | 8           |      |      | 9           |      |      |
|--------------------------------|--------------|------|-------|-------------|------|------|-------------|------|------|
|                                | К            |      |       | Толеиты     |      |      | НКБ         |      |      |
|                                | $\bar{X}$    | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  |
| SiO <sub>2</sub>               | 45,39        | 5,55 | 17,81 | 50,04       | 2,23 | 8,82 | 49,41       | 1,79 | 6,12 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,17         | 0,05 | 0,13  | <u>0,99</u> | 0,36 | 2,08 | 0,70        | 0,18 | 0,64 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 9,48         | 6,37 | 16,29 | 14,97       | 1,91 | 8,47 | 13,31       | 1,43 | 6,30 |
| FeO                            | <u>11,31</u> | 9,99 | 12,34 | 13,43       | 1,65 | 8,40 | 11,85       | 1,53 | 8,22 |
| MnO                            | 0,12         | 0,03 | 0,09  | 0,22        | 0,05 | 0,36 | 0,21        | 0,03 | 0,14 |
| MgO                            | 30,80        | 3,36 | 10,04 | 7,22        | 1,13 | 4,81 | 11,07       | 1,22 | 4,75 |
| CaO                            | <u>1,39</u>  | 0,87 | 2,16  | 10,15       | 1,40 | 6,90 | 10,82       | 1,68 | 8,28 |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>1,17</u>  | 2,46 | 6,56  | 2,58        | 0,78 | 3,84 | <u>2,12</u> | 0,89 | 3,81 |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,17</u>  | 0,09 | 0,28  | <u>0,39</u> | 0,29 | 1,76 | <u>0,51</u> | 0,43 | 2,06 |
| $n$                            | 9            |      |       | 72          |      |      | 27          |      |      |

Продолжение табл. 2.1.2

| Компонент                      | 10          |      |       | 11          |      |       | 12          |      |      |
|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|-------------|------|------|
|                                | ВКБ         |      |       | К           |      |       | НКБ         |      |      |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,92       | 1,47 | 5,29  | 46,24       | 2,82 | 10,81 | 55,25       | 2,24 | 6,07 |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>0,35</u> | 0,16 | 0,54  | <u>0,26</u> | 0,13 | 0,40  | 0,44        | 0,10 | 0,26 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 9,56        | 2,65 | 11,09 | <u>4,89</u> | 1,76 | 7,37  | 14,16       | 2,90 | 6,81 |
| FeO                            | 11,24       | 2,41 | 9,18  | 12,69       | 2,33 | 8,42  | 8,92        | 1,09 | 2,42 |
| MnO                            | <u>0,22</u> | 0,09 | 0,41  | 0,19        | 0,06 | 0,21  | 0,15        | 0,02 | 0,05 |
| MgO                            | 19,26       | 2,86 | 9,47  | 31,44       | 4,62 | 14,00 | 11,15       | 2,14 | 4,85 |
| CaO                            | 9,42        | 2,64 | 10,39 | <u>4,09</u> | 1,64 | 6,40  | 5,58        | 1,54 | 3,55 |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>0,76</u> | 0,79 | 3,24  | <u>0,15</u> | 0,05 | 0,19  | 2,85        | 0,85 | 2,31 |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,27</u> | 0,21 | 0,86  | <u>0,05</u> | 0,07 | 0,28  | <u>1,51</u> | 1,46 | 3,88 |
| $n$                            | 21          |      |       | 19          |      |       | 6           |      |      |

Продолжение табл. 2.1.2

| Компонент                      | 13          |      |      | 14          |      |       | 15          |      |      |
|--------------------------------|-------------|------|------|-------------|------|-------|-------------|------|------|
|                                | ВКБ         |      |      | Толенты     |      |       | НКБ         |      |      |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  |
| SiO <sub>2</sub>               | 50,58       | 1,05 | 3,23 | 50,53       | 2,26 | 8,41  | 50,35       | 1,45 | 3,33 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,39        | 0,03 | 0,12 | 1,14        | 0,37 | 1,23  | <u>0,36</u> | 0,35 | 0,72 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 9,07        | 0,90 | 2,47 | 1,433       | 2,10 | 7,38  | 16,72       | 3,84 | 9,24 |
| FeO                            | 11,97       | 0,59 | 1,72 | 13,91       | 2,50 | 10,98 | 9,98        | 2,58 | 5,58 |
| MnO                            | 0,19        | 0,02 | 0,06 | 0,20        | 0,03 | 0,12  | 0,16        | 0,05 | 0,11 |
| MgO                            | 18,30       | 2,24 | 7,79 | 6,52        | 1,30 | 4,52  | 11,52       | 1,72 | 3,80 |
| CaO                            | 7,58        | 1,25 | 4,36 | 10,06       | 2,00 | 8,21  | 8,69        | 1,84 | 4,14 |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>1,40</u> | 0,72 | 2,22 | 2,51        | 0,67 | 2,16  | 1,87        | 0,61 | 1,33 |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,52</u> | 0,60 | 1,90 | <u>0,80</u> | 0,91 | 2,92  | <u>0,35</u> | 0,36 | 0,76 |
| $n$                            | 10          |      |      | 20          |      |       | 7           |      |      |

Продолжение табл. 2.1.2

| Компонент                      | 16          |      |       | 17          |      |      | 18          |      |      |
|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------|------|------|-------------|------|------|
|                                | Толенты     |      |       | Толенты     |      |      | Толенты     |      |      |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  |
| SiO <sub>2</sub>               | 51,64       | 1,93 | 5,82  | 51,14       | 1,30 | 5,08 | 51,55       | 1,54 | 7,04 |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>1,33</u> | 0,51 | 1,81  | 1,23        | 0,29 | 1,30 | 1,10        | 0,27 | 1,22 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,61       | 1,32 | 4,78  | 15,01       | 1,62 | 6,71 | 15,26       | 1,30 | 5,33 |
| FeO                            | 12,35       | 2,57 | 10,03 | 13,14       | 2,27 | 9,05 | 11,92       | 1,79 | 7,22 |
| MnO                            | <u>0,18</u> | 0,09 | 0,27  | 0,23        | 0,04 | 0,15 | 0,20        | 0,05 | 0,19 |
| MgO                            | 7,25        | 0,91 | 3,55  | 6,90        | 1,45 | 4,74 | 7,30        | 1,11 | 4,54 |
| CaO                            | 9,46        | 1,51 | 5,66  | 9,43        | 1,67 | 7,04 | 9,83        | 1,40 | 5,04 |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>2,37</u> | 0,88 | 3,56  | 2,04        | 0,59 | 2,83 | 2,29        | 0,73 | 3,82 |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,80</u> | 0,79 | 2,99  | <u>0,88</u> | 0,82 | 3,41 | <u>0,55</u> | 0,65 | 2,41 |
| $n$                            | 13          |      |       | 21          |      |      | 27          |      |      |

| Компонент                      | 19          |      |       | 20          |      |      |
|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------|------|------|
|                                | Толиты      |      |       | Толиты      |      |      |
|                                | $\bar{X}$   | S    | R     | $\bar{X}$   | S    | R    |
| SiO <sub>2</sub>               | 50,26       | 1,74 | 9,92  | 50,08       | 1,36 | 5,47 |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>1,16</u> | 0,50 | 2,36  | 1,04        | 0,33 | 1,13 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,02       | 1,45 | 8,63  | 14,75       | 1,97 | 7,90 |
| FeO                            | 14,40       | 2,19 | 10,19 | 14,87       | 2,27 | 7,56 |
| MnO                            | <u>0,20</u> | 0,10 | 0,45  | <u>0,20</u> | 0,10 | 0,36 |
| MgO                            | 6,79        | 1,34 | 7,89  | 6,14        | 1,74 | 5,06 |
| CaO                            | 10,54       | 1,72 | 10,40 | 9,92        | 1,58 | 5,24 |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>2,18</u> | 0,96 | 5,31  | 2,37        | 0,75 | 2,71 |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,45</u> | 0,64 | 3,57  | <u>0,63</u> | 0,88 | 3,38 |
| n                              | 99          |      |       | 13          |      |      |

Примечание. 1-11 – коматит-толеитовые формации: 1-3 – Чертомлыкская, 4-7 – Верховцевская, 8-11 – Сурская структуры; 12, 13 – коматитовая формация Верховцевской структуры; 14, 15 – коматит-джеспилит-толеитовая формация Сурской структуры; 16, 17 – нижние дацит-андезит-толеитовые формации: 16 – Чертомлыкская структура, 17 – Конская структура; 18-20 – верхние дацит-андезит-толеитовые формации: 18 – Чертомлыкская, 19 – Сурская, 20 – Конская структуры.

$\bar{X}$  – среднее, S – стандартное отклонение, R – размах выборки. Подчеркнуты оксиды, распределение которых не согласуется с нормальным законом ( $K_v > 0,33$ , где  $K_v = S/\bar{X}$ ).

и, как правило, различных частей одной формации [Сивонов и др., 1984; Зеленокаменные пояса..., 1988]. В то же время относительные количества пород коматитовой серии более устойчивы: низкомагнезиальные коматитовые базальты нередко резко подчинены высокомагнезиальным коматитовым базальтам и коматитам, а среди последних обычно преобладают высокомагнезиальные коматитовые базальты.

Породы известково-щелочной серии, являясь второстепенными членами формации, распространены ограниченно, однако не спорадически, а достаточно закономерно, появляясь ближе к верхним частям разреза.

**Джеспилит-толеитовый формационный тип.** Формации данного типа составляют второй специфический элемент зеленокаменных поясов верхнего архея, не имеющих прямых аналогов в более поздних образованиях.

Главными членами формаций данного типа являются разнообразные по составу железистые породы (кварциты и сланцы), толиты и соответствующие им породы субвулканических и пирокластических фаций (см. табл. 2.1.2). Вулканогенная часть формаций отличается доминированием пород толеитовой серии, которые нередко образуют постепенные переходы с джеспилитовыми образованиями.

В некоторых формациях рассматриваемого типа встречаются породы коматитовой серии, среди которых преобладают коматитовые базальты.

Судя по имеющимся данным, спорадическим распространением пользуются единичные горизонты средних и кислых эффузивов (Верховцевская структура), относящихся к известково-щелочной серии.

**Дациит-андезит-толеитовый формационный тип.** Формации этого типа в пределах СГЗО пользуются, пожалуй, не меньшим распространением, чем коматит-толеитовые парагенезисы. Наиболее полно, однако, они изучены в Чертомлыкской, Конкской и Сурской структурах. Петрохимические статистические характеристики магматических образований представлены в табл. 2.1.2.

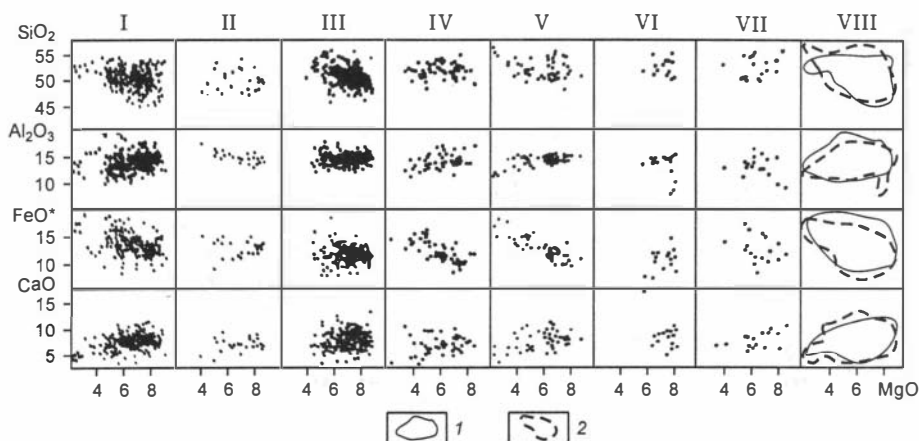
Доминирующим петротипом дацит-андезит-толеитовых формаций являются базальты толеитовой серии. Судя по средним составам этих пород, каких-либо заметных различий между толеитами рассматриваемых формаций нет, за исключением, пожалуй, несколько повышенных содержаний  $MgO$  и пониженных  $FeO$  толеитов нижней и верхней дацит-андезит-толеитовых формаций Чертомлыкской структуры. Более серьезные различия устанавливаются при анализе стандартных отклонений размаха выборок.

Толеиты всех формаций отличаются разномасштабными вариациями тех или иных компонентов либо их комбинаций. Пожалуй, наиболее неоднородной является выборка толеитов дацит-андезит-толеитовой формации Сурской структуры. Для них характерен максимальный размах выборки по содержаниям почти всех петрогенных компонентов, за исключением  $TiO_2$  и  $MnO$ .

Другую выборку с высокой изменчивостью образуют толеиты верхней дацит-андезит-толеитовой формации Конкской структуры. Они отличаются максимальными значениями величины стандартного отклонения по содержаниям  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $MgO$  и  $K_2O$ . В этом отношении по изменчивости соизмерима выборка толеитов нижней дацит-андезит-толеитовой формации Чертомлыкской структуры, но для них характерны максимальные значения стандартного отклонения  $SiO_2$ ,  $TiO_2$  и  $FeO$ .

На рис. 2.1.2 показано положение фигуративных точек базальтов зеленокаменных структур Среднего Приднестровья и других регионов. Близость составов этих пород очевидна. Базальты Среднего Приднестровья отличаются некоторой индивидуальностью, но это совершенно естественно, и аналогичная характерная черта может быть установлена для базальтов любого из рассмотренных регионов (см. рис. 2.1.2). Отчетливая аналогия состава базальтов делает возможным дальнейшее сопоставление на основе средних составов, которые представлены в табл. 2.1.2, а также в табл. 2.1.3.

Кратко охарактеризуем степень однородности состава базальтов других зеленокаменных поясов на основе выборочных статистических характеристик. Как можно видеть из табл. 2.1.3, стандартные отклонения большинства выборок находятся примерно на одном уровне, и лишь отдельные из них отличаются повышенными значениями этого параметра. В частности, максимальные значения стандартного отклонения фиксируются в базальтах:  $SiO_2$ ,  $K_2O$  – Курская магнитная аномалия (КМА);  $FeO$ ,  $Na_2O$  – Барбертон;  $MnO$ ,  $MgO$  – Уилуна-Норсмен;  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  – Белингве. Обращает на себя внимание то, что дисперсия базальтов зеленокаменных поясов Балтийского щита не превышает уровень соответствующего параметра перечисленных регионов. Тем не менее именно базальты Балтийского щита отличаются



**Рис. 2.1.2.** Сопоставление химизма базальтов зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья и других регионов.

1 – поля базальтов Среднего Приднепровья; 2 – генерализованные поля базальтов других регионов. I – Среднее Приднепровье, II – КМА, III – Балтийский щит, IV – пояс Абитиби (Канада), V – пояс Уилуна-Норсмен (Западная Австралия), VI – пояс Белингве (Зимбабве), VII – пояс Барбертон (ЮАР), VIII – суммарная картина.

максимальными значениями размаха выборок по  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , что указывает на компактный характер концентрации фигуративных точек основной массы анализов при наличии некоторого количества аномальных проб (см. рис. 2.1.2). Что же касается базальтов вышеперечисленных регионов, то для них характерно отсутствие аномальных проб, но при этом они отличаются низкой компактностью фигуративных точек (см. рис. 2.1.2). Среди частных особенностей можно отметить, что во всех выборках с нормальным законом не согласуются распределения исключительно  $\text{TiO}_2$  и щелочей, для пояса Уилуна-Норсмен – также и  $\text{MnO}$ .

Сопоставляя базальты зеленокаменных структур Среднего Приднепровья и других регионов (см. табл. 2.1.2 и 2.1.3), можно видеть, что наблюдаемое на рис. 2.1.2 перекрытие полей фигуративных точек отражает все же интегральную картину. Среди сопоставляемых выборок базальтов присутствуют такие, в которых изменчивость соизмерима со среднеприднепровскими базальтами (Балтийский щит), но есть и весьма однородные выборки, отличающиеся минимальными дисперсиями и размахом (пояс Абитиби, см. табл. 2.1.3).

На диаграммах, обычно применяемых при анализе базальтов (рис. 2.1.3–2.1.6), видно, что базальты зеленокаменных структур как Среднего Приднепровья, так и других регионов в целом занимают довольно близкое положение и в своей совокупности образовали бы, очевидно, компактную группу фигуративных точек. Весьма показательно, что на всех диаграммах отчетливо фиксируется смещение точек базальтов Среднего Приднепровья относительно базальтов других регионов в одном и том же направлении – в сторону большей железистости, что неоднократно отмечалось в ряде работе [Абрамович, Дворкина, 1974; Конди, 1983; Галошина и др., 1984;

Таблица 2.1.3

## Статистические характеристики петротипов зеленокаменных структур

| Компонент                      | 1           |      |      | 2           |      |      | 3           |      |      |
|--------------------------------|-------------|------|------|-------------|------|------|-------------|------|------|
|                                | Толенты     |      |      | НКБ         |      |      | ВКБ         |      |      |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  |
| SiO <sub>2</sub>               | 50,27       | 1,99 | 7,02 | 50,34       | 1,31 | 4,51 | 50,16       | 1,17 | 3,63 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,11        | 0,22 | 0,90 | <u>0,73</u> | 0,30 | 1,02 | 0,29        | 0,07 | 0,30 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,53       | 0,93 | 3,92 | 13,64       | 1,17 | 3,38 | 10,46       | 1,72 | 6,10 |
| FeO                            | 13,12       | 1,61 | 6,25 | 12,36       | 2,19 | 6,60 | 10,40       | 0,82 | 2,43 |
| MnO                            | 0,16        | 0,04 | 0,21 | 0,16        | 0,05 | 0,16 | 0,14        | 0,04 | 0,17 |
| MgO                            | 6,90        | 1,41 | 4,64 | 10,65       | 1,27 | 3,49 | 17,23       | 3,08 | 9,09 |
| CaO                            | 9,59        | 1,39 | 5,75 | 9,47        | 2,07 | 6,61 | 9,63        | 0,79 | 2,60 |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,91        | 0,74 | 2,86 | 2,32        | 0,47 | 1,39 | <u>1,52</u> | 0,80 | 2,40 |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,41</u> | 0,43 | 1,97 | <u>0,33</u> | 0,21 | 0,66 | <u>0,17</u> | 0,12 | 0,39 |
| $n$                            | 22          |      |      | 9           |      |      | 17          |      |      |

Продолжение таблица 2.1.3

| Компонент                      | 4           |      |       | 5           |      |       | 6           |      |       |
|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|
|                                | К           |      |       | Толенты     |      |       | НКБ         |      |       |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   |
| SiO <sub>2</sub>               | 45,51       | 1,28 | 5,53  | 50,92       | 1,83 | 8,95  | 50,82       | 2,14 | 9,23  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,38        | 0,12 | 0,52  | <u>0,95</u> | 0,33 | 2,30  | <u>0,65</u> | 0,23 | 1,19  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,45        | 0,95 | 4,14  | 1,511       | 1,15 | 7,38  | 14,12       | 2,47 | 15,88 |
| FeO                            | 11,26       | 1,18 | 5,63  | 11,88       | 1,77 | 11,40 | 11,01       | 1,82 | 10,42 |
| MnO                            | <u>0,13</u> | 0,07 | 0,20  | 0,21        | 0,04 | 0,38  | 0,20        | 0,06 | 0,44  |
| MgO                            | 34,37       | 3,91 | 14,18 | 7,38        | 1,11 | 4,86  | 10,91       | 1,40 | 4,85  |
| CaO                            | <u>4,80</u> | 2,09 | 7,26  | 10,82       | 1,82 | 11,42 | 10,04       | 2,10 | 11,36 |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>0,07</u> | 0,08 | 0,22  | <u>2,40</u> | 0,85 | 4,71  | <u>1,92</u> | 0,79 | 4,69  |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,03</u> | 0,04 | 0,16  | <u>0,33</u> | 0,36 | 2,67  | <u>0,33</u> | 0,40 | 2,40  |
| $n$                            | 20          |      |       | 307         |      |       | 107         |      |       |

Продолжение табл. 2.1.3

| Компонент                      | 7           |      |       | 8           |      |       | 9           |             |             |
|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|-------------|-------------|-------------|
|                                | НКБ         |      |       | К           |      |       | Толеиты     |             |             |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$         | $R$         |
| SiO <sub>2</sub>               | 49,29       | 1,87 | 9,62  | 47,04       | 1,96 | 8,81  | 52,14       | 1,31        | 5,98        |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>0,54</u> | 0,22 | 1,34  | <u>0,39</u> | 0,17 | 0,74  | <u>1,36</u> | 0,53        | 2,26        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 9,47        | 2,57 | 14,38 | 6,35        | 1,56 | 8,04  | 14,85       | 1,32        | 5,21        |
| FeO                            | 11,67       | 1,38 | 7,08  | 10,82       | 1,45 | 7,68  | 12,45       | 1,92        | 8,07        |
| MnO                            | 0,23        | 0,06 | 0,38  | 0,20        | 0,06 | 0,40  | 0,23        | 0,04        | 0,22        |
| MgO                            | 19,06       | 3,12 | 9,88  | 29,21       | 4,28 | 18,31 | 6,46        | 1,21        | 4,99        |
| CaO                            | 8,94        | 2,27 | 14,33 | <u>5,79</u> | 2,28 | 11,83 | 9,47        | 1,58        | 7,19        |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>0,69</u> | 0,65 | 2,66  | <u>0,19</u> | 0,34 | 1,52  | <u>2,75</u> | 0,99        | 4,21        |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,11</u> | 0,21 | 1,60  | <u>0,02</u> | 0,03 | 0,12  | <u>0,22</u> | <u>0,25</u> | <u>0,93</u> |
| $n$                            | 97          |      |       | 152         |      |       | 46          |             |             |

Продолжение таблица 2.1.3

| Компонент                      | 10          |      |       | 11          |      |       | 12          |      |       |
|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|
|                                | НКБ         |      |       | ВКБ         |      |       | К           |      |       |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   |
| SiO <sub>2</sub>               | 50,87       | 1,72 | 7,22  | 48,23       | 2,23 | 11,32 | 45,66       | 1,68 | 9,89  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,74        | 0,19 | 0,87  | 0,55        | 0,16 | 1,02  | <u>0,32</u> | 0,14 | 1,21  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,66       | 1,82 | 11,52 | 9,61        | 1,79 | 8,93  | 6,23        | 1,75 | 7,02  |
| FeO                            | 11,40       | 1,54 | 8,70  | 11,70       | 1,30 | 8,03  | 10,65       | 1,64 | 9,99  |
| MnO                            | <u>0,18</u> | 0,07 | 0,28  | <u>0,19</u> | 0,07 | 0,29  | <u>0,17</u> | 0,07 | 0,25  |
| MgO                            | 11,38       | 1,32 | 4,44  | 18,96       | 3,17 | 9,85  | 31,36       | 5,55 | 21,69 |
| CaO                            | 10,48       | 1,91 | 10,72 | 9,79        | 1,66 | 8,18  | <u>5,40</u> | 2,39 | 9,67  |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>2,12</u> | 0,96 | 3,82  | <u>0,88</u> | 0,78 | 2,93  | <u>0,17</u> | 0,20 | 0,92  |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,22</u> | 0,25 | 0,93  | <u>0,09</u> | 0,16 | 1,14  | <u>0,06</u> | 0,04 | 0,21  |
| $n$                            | 51          |      |       | 71          |      |       | 105         |      |       |

Продолжение таблица 2.1.3

| Компонент                      | 13          |      |      | 14          |      |      | 15          |      |      |
|--------------------------------|-------------|------|------|-------------|------|------|-------------|------|------|
|                                | Толеиты     |      |      | НКБ         |      |      | ВКБ         |      |      |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  |
| SiO <sub>2</sub>               | 51,85       | 1,71 | 7,18 | 51,38       | 1,45 | 5,19 | 49,28       | 2,14 | 9,83 |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>1,19</u> | 0,43 | 1,95 | 0,67        | 0,16 | 0,59 | 0,47        | 0,11 | 0,40 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,56       | 0,89 | 3,49 | 12,61       | 1,49 | 5,16 | 9,08        | 1,85 | 9,68 |
| FeO                            | 12,98       | 2,16 | 9,44 | 11,06       | 1,00 | 4,45 | 11,22       | 1,26 | 6,32 |
| MnO                            | <u>0,24</u> | 0,08 | 0,53 | 0,19        | 0,04 | 0,14 | 0,20        | 0,05 | 0,26 |
| MgO                            | 6,12        | 1,54 | 6,66 | 11,95       | 1,21 | 4,06 | 19,98       | 3,04 | 9,69 |
| CaO                            | 10,53       | 1,84 | 9,76 | 9,79        | 1,33 | 5,20 | 8,65        | 1,61 | 7,84 |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,27        | 0,67 | 3,86 | <u>2,05</u> | 0,80 | 3,20 | <u>0,95</u> | 0,68 | 2,40 |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,26</u> | 0,13 | 0,52 | <u>0,30</u> | 0,29 | 1,15 | <u>0,17</u> | 0,29 | 1,30 |
| $n$                            | 47          |      |      | 22          |      |      | 31          |      |      |

Продолжение таблица 2.1.3

| Компонент                      | 16          |      |       | 17          |      |       | 18          |      |      |
|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|-------------|------|------|
|                                | К           |      |       | Толеиты     |      |       | НКБ         |      |      |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  |
| SiO <sub>2</sub>               | 46,29       | 1,86 | 9,39  | 52,58       | 1,45 | 4,44  | 53,21       | 1,88 | 6,06 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,31        | 0,09 | 0,66  | 0,88        | 0,28 | 0,94  | <u>0,73</u> | 0,33 | 1,00 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,21        | 1,53 | 8,63  | 13,87       | 2,33 | 7,38  | 11,07       | 2,20 | 8,02 |
| FeO                            | 10,45       | 1,29 | 6,11  | 11,21       | 1,71 | 7,25  | 11,57       | 2,01 | 6,57 |
| MnO                            | 0,18        | 0,04 | 0,19  | 0,19        | 0,03 | 0,12  | 0,19        | 0,04 | 0,13 |
| MgO                            | 30,40       | 3,62 | 17,76 | 7,61        | 0,70 | 2,35  | 12,26       | 1,29 | 3,91 |
| CaO                            | 5,80        | 1,76 | 9,01  | 11,47       | 2,77 | 12,20 | 9,06        | 1,54 | 4,94 |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>0,29</u> | 0,36 | 2,58  | <u>2,02</u> | 0,97 | 3,48  | <u>1,75</u> | 0,81 | 1,97 |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,06</u> | 0,13 | 0,89  | <u>0,17</u> | 0,14 | 0,47  | <u>0,16</u> | 0,24 | 0,77 |
| $n$                            | 67          |      |       | 14          |      |       | 9           |      |      |



Продолжение табл. 2.1.3

| Компонент                      | 19          |      |       | 20          |      |       | 21          |      |      |
|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|-------------|------|------|
|                                | ВКБ         |      |       | К           |      |       | Толеиты     |      |      |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$  |
| SiO <sub>2</sub>               | 50,57       | 1,67 | 5,14  | 47,26       | 1,27 | 6,51  | 52,49       | 1,88 | 5,35 |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>0,44</u> | 0,15 | 0,63  | 0,29        | 0,06 | 0,28  | <u>0,98</u> | 0,37 | 1,29 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,82        | 2,18 | 8,62  | 5,96        | 1,21 | 5,24  | 13,85       | 1,69 | 6,76 |
| FeO                            | 11,05       | 1,36 | 6,03  | 11,07       | 0,78 | 3,84  | 12,68       | 2,59 | 9,89 |
| MnO                            | 0,20        | 0,05 | 0,26  | 0,18        | 0,02 | 0,09  | 0,22        | 0,06 | 0,26 |
| MgO                            | 18,39       | 3,12 | 9,31  | 28,91       | 3,49 | 14,51 | 6,75        | 1,01 | 4,08 |
| CaO                            | <u>9,55</u> | 3,27 | 14,52 | 5,79        | 1,19 | 6,14  | 10,00       | 1,46 | 4,96 |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>0,89</u> | 0,68 | 2,24  | <u>0,29</u> | 0,29 | 1,02  | <u>2,72</u> | 1,08 | 4,12 |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,09</u> | 0,13 | 0,49  | <u>0,25</u> | 0,23 | 0,68  | <u>0,31</u> | 0,39 | 1,68 |
| $n$                            | 18          |      |       | 37          |      |       | 17          |      |      |

Окончание табл. 2.1.3

| Компонент                      | 22          |      |       | 23          |      |       | 24          |      |       |
|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|-------------|------|-------|
|                                | НКБ         |      |       | ВКБ         |      |       | К           |      |       |
|                                | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   | $\bar{X}$   | $S$  | $R$   |
| SiO <sub>2</sub>               | 51,85       | 2,61 | 10,47 | 52,04       | 2,65 | 10,34 | 47,24       | 1,40 | 5,38  |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>0,84</u> | 0,36 | 1,16  | 0,55        | 0,16 | 0,72  | <u>0,35</u> | 0,17 | 1,44  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,44       | 2,25 | 10,56 | 6,28        | 1,78 | 7,70  | 3,59        | 0,76 | 2,88  |
| FeO                            | 11,85       | 1,72 | 6,78  | 10,96       | 1,67 | 7,01  | 11,40       | 1,28 | 6,99  |
| MnO                            | 0,22        | 0,05 | 0,20  | 0,21        | 0,05 | 0,20  | 0,19        | 0,05 | 0,36  |
| MgO                            | 11,27       | 1,18 | 4,63  | 18,42       | 3,47 | 9,92  | 31,18       | 3,89 | 15,01 |
| CaO                            | 11,14       | 1,51 | 6,58  | 10,47       | 1,87 | 7,39  | 5,82        | 1,80 | 7,11  |
| Na <sub>2</sub> O              | <u>2,02</u> | 0,79 | 2,85  | <u>1,01</u> | 0,69 | 2,26  | <u>0,20</u> | 0,23 | 0,85  |
| K <sub>2</sub> O               | <u>0,37</u> | 0,50 | 2,14  | <u>0,06</u> | 0,04 | 0,22  | <u>0,03</u> | 0,04 | 0,19  |
| $n$                            | 42          |      |       | 34          |      |       | 56          |      |       |

Примечание. 1–4 – Курско-Воронежский кристаллический массив [Крестин, 1978, 1980, 1983; Ножкин, Крестин, 1984]; 5–8 – Балтийский щит [Вревский, 1980; Вулканизм, 1981; Ганюшина и др., 1984; Кожевников и др., 1988; Коматииты..., 1988; Куликова, Куликов, 1981; Светлова, 1988; Henriksen, 1983; Jahn et al., 1980; Nesbitt, 1983; Sun, Nesbitt, 1978]; 9–12 – пояс Абитиби (Канада) [Arndt, 1977, 1986; Arndt, Nesbitt, 1982, 1984; Arndt et al., 1979; Arth et al., 1977; Barnes, 1985; Barnes et al., 1983; Brooks, Hart, 1972; Capdevila et al., 1982; Cattel, 1987; Duke, 1986; Green et al., 1979; Green, Schiz, 1977; Jensen, 1976; Lajoe, Gelinias, 1978; Nesbitt, Sun, 1976; Nesbitt et al., 1979; Stone et al., 1987; Sun, Nesbitt, 1978]; 13–16 – пояс Уилуна Норמן (Зап. Австралия) [Barrett et al., 1976; Geochemistry..., 1981; Glikson, 1979; Hallberg et al., 1976; McQueen, 1981; Naldrett, Turner, 1977; Nesbitt, 1971; Nesbitt, Sun, 1976; Redman, Keays, 1985; Sun, Nesbitt, 1978]; 17–20 – пояс Белингве (Зимбабве) [Bickle et al., 1977, 1975; Hawkesworth, O'Nions, 1977; Herrman et al., 1976; Nesbitt, Sun, 1976; Nesbitt et al., 1977, 1979, 1987; Sun, Nesbitt, 1978; Takahashi, Scarfe, 1985]; 21–24 – пояс Барбертон (ЮАР) [Glikson, 1979; Hawkesworth, O'Nions, 1977; Herrman et al., 1976; Jahn et al., 1982; Nesbitt, Sun, 1976; Nesbitt et al., 1979; Smith et al., 1980; Sun, Nesbitt, 1978; Viljoen, 1969a,b; Viljoen, 1969a,b; Viljoen, 1969a,b; Rose, 1977; Williams, Furnell, 1979].

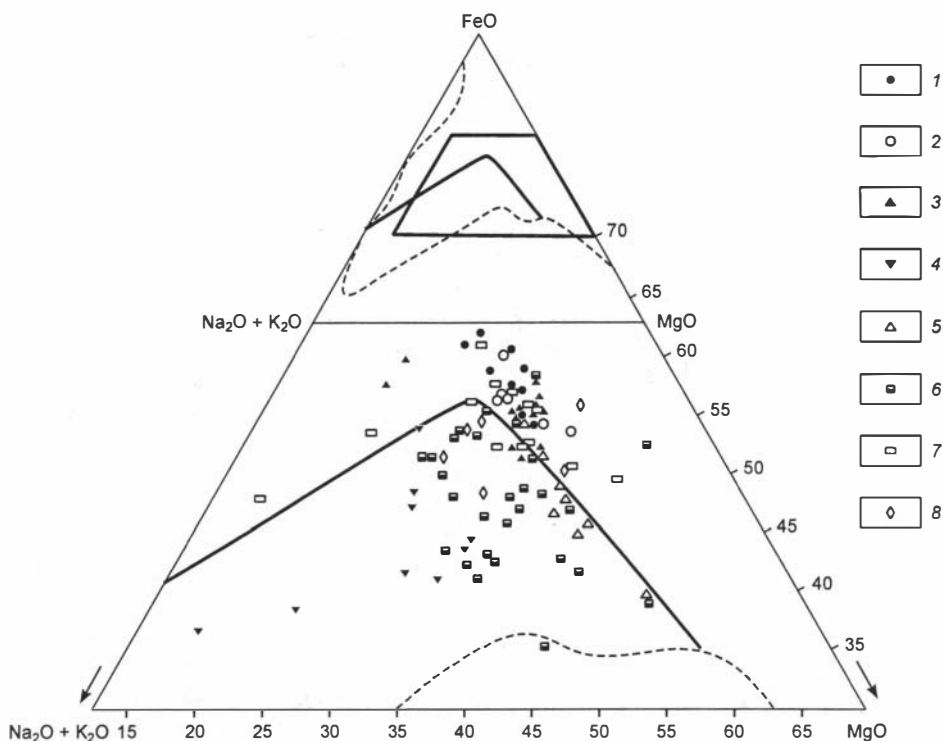
Малюк, 1987; Gill, 1979; Glikson, 1979; Sun, 1984]. По другим параметрам различия несущественны, и, следовательно, повышенную железистость толеитов зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья можно считать их специфической чертой.

Для сопоставления базальтов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья и других регионов с базальтами иных геодинамических обстановок была сформирована специальная выборка, характеризующая состав базальтов: траппов, островных дуг, срединно-океанических хребтов, офиолитов, океанических островов и континентальных рифтов (см. литературные источники в подписи к рис. 2.1.3). В эту выборку включены только средние составы пород, рассчитанные по данным не менее пяти конкретных анализов с тем, чтобы добиться статистической сопоставимости этих данных с данными, полученными в настоящей работе (см. табл. 2.1.2, 2.1.3).

Как можно видеть на диаграмме AFM (см. рис. 2.1.3), базальты зеленокаменных поясов близки базальтам траппов и океанических островов, являясь более железистыми по сравнению с базальтами всех других обстановок. Особо следует отметить, что базальты островных дуг относительно базальтов зеленокаменных поясов заметно смещены в сторону щелочей, срединно-океанических хребтов – в сторону MgO, а базальты офиолитов и континентальных рифтов занимают промежуточное положение – между базальтами островных дуг и срединно-океанических хребтов.

На диаграмме JAFM (см. рис. 2.1.4) в целом наблюдается аналогичное распределение фигуративных точек, но концентрация их более компактна, в связи с чем имеет место довольно значительное перекрытие полей фигуративных точек, затрудняющее четкую дискриминацию.

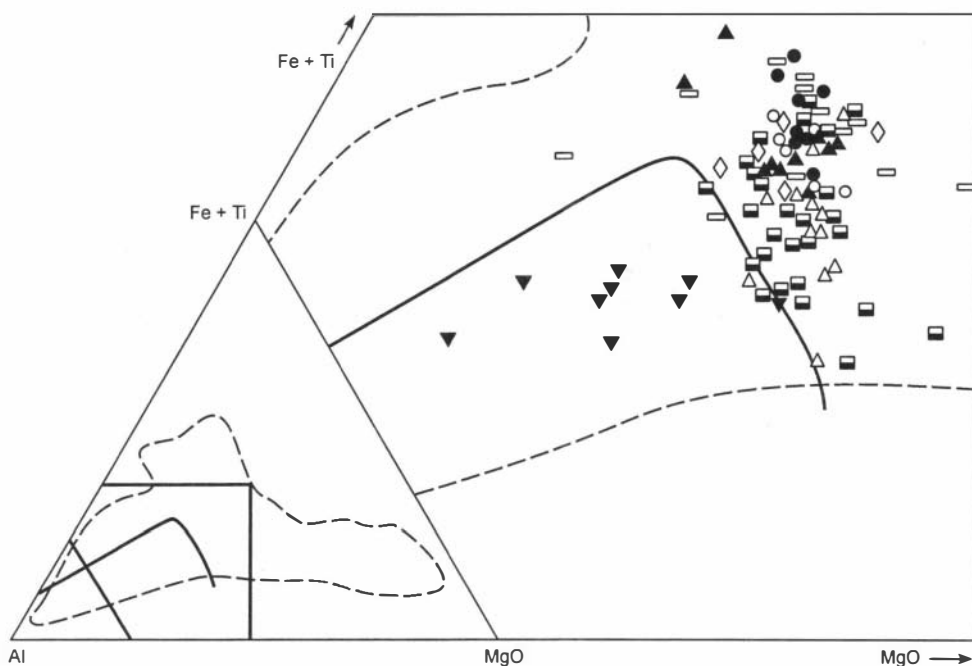
Практически те же соотношения точек базальтов наблюдаются и на диаграммах A–S и  $\text{SiO}_2\text{--FeO}$  ( $\text{FeO} + \text{MgO}$ ) (см. рис. 2.1.5, 2.1.6), хотя здесь фиксируется лишь отчетливое смещение базальтов зеленокаменных поясов в железистую область, но перекрытие полей базальтов других геодинамических обстановок как между собой, так и с базальтами зеленокаменных поясов становится еще большим.



**Рис. 2.1.3.** Химизм различных типов базальтов на диаграмме AFM.

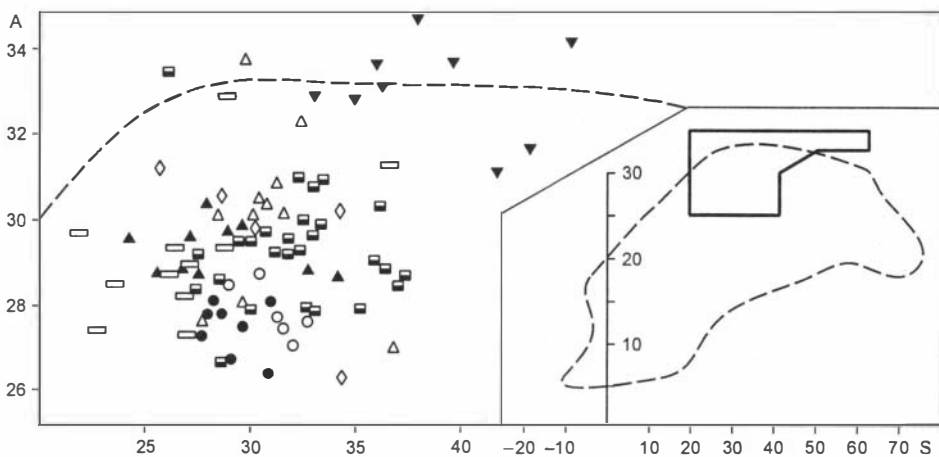
1 – зеленокаменные структуры Среднего Приднепровья (см. табл. 2.1.2); 2 – зеленокаменные пояса других регионов (см. табл. 2.1.3); 3 – траппы [Лутц, 1980, табл. 43, № 1–6, табл. 45, № 1, 2; Магматические... породы, 1985, табл. 16, № 1, 2]; 4 – островные дуги [Лутц, 1980, табл. 11, № 14, табл. 12, № 10, 16; Магматические... породы, 1985, табл. 117, № 1, 2, 4–7]; 5 – срединно-океанические хребты [Лутц, 1980, табл. 1, № 1–4, 6; Магматические... породы, 1985, табл. 92, № 1, 5, 7, табл. 93, № 3, 5]; 6 – офиолиты [Лутц, 1980, табл. 33, № 6, 7, табл. 35, № 6, 9; Магматические... породы, 1985, табл. 49, № 1–18, 20–25]; 7 – океанические острова [Лутц, 1980, табл. 2, № 4; Магматические... породы, 1985, табл. 97, № 1–8, табл. 102, № 2, 4–6]; 8 – континентальные рифты [Магматические... породы, 1988, табл. 38, № 1, 2, 4–7].

Таким образом, базальты зеленокаменных поясов и, в частности, Среднего Приднепровья образуют самостоятельную группу основных пород нормального ряда, отличающуюся от аналогичных образований других геодинамических обстановок главным образом повышенной железистостью. В то же время они обладают всеми необходимыми признаками базальтов, что выражается в многочисленных перекрытиях полей фигуративных точек на вариационных диаграммах. Что же касается полей конкретных составов базальтов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья, то они перекрывают, как правило, подавляющее большинство точек базальтов других регионов.



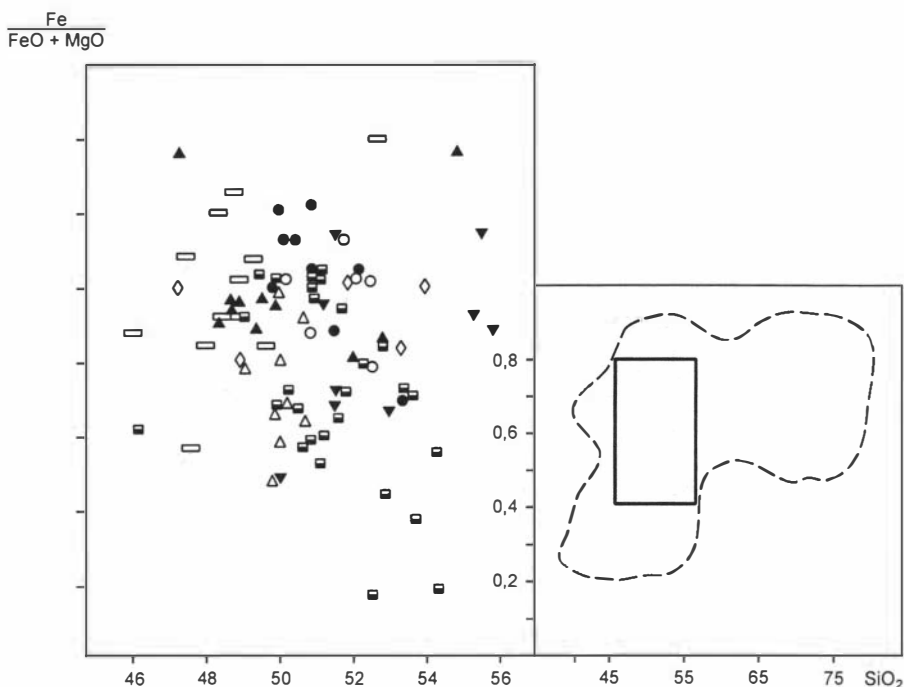
**Рис. 2.1.4.** Химизм различных типов базальтов на диаграмме JAFM.

Усл. обозн. см. на рис. 2.1.1 и 2.1.3.



**Рис. 2.1.5.** Химизм различных типов базальтов на диаграмме Ю.И. Дмитриева AS ( $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ ,  $S = \text{SiO}_2 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{MnO} - \text{TiO}_2$ ) [Классификация..., 1981].

Усл. обозн. см. на рис. 2.1.3.



**Рис. 2.1.6.** Химизм различных типов базальтов на диаграмме Е.Ф. Осборна  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})\text{--SiO}_2$  [Осборн, 1964].

Усл. обозн. см. на рис. 2.1.3.

**Породы коматиитовой серии.** Поскольку породы этой серии подразделяются на три группы, описывать необходимо каждую отдельно. Такая работа проведена нами ранее [Малюк, 1986; Сиворонов и др., 1989], однако выборки, использованные в указанных статьях, отличаются от таковых, сформированных в настоящей работе, что связано с большей детальностью исследований, в частности, разбраковкой данных по формациям. Поэтому, несмотря на близость результатов, полученных [Там же], и в настоящей работе, необходимо специально остановиться на этом вопросе.

**Низкомagneзиальные коматиитовые базальты (НБК).** Из табл. 2.1.2, 2.1.3 видно, что максимальной изменчивостью отличаются НБК зеленокаменных поясов Балтийского щита, что выражается как в наибольших значениях размаха выборки практически по всем компонентам, так и, в ряде случаев, стандартного отклонения ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ). Кроме того, значительной дисперсией по  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  отличаются НБК пояса Барбертон. Ранее говорилось, что такие особенности указывают на сравнительно ограниченные размеры полей данного петротипа пояса Барбертон при некомпактном характере распределения точек. В отличие от этого НБК Балтийского щита (как это имело место и в случае толеитовых базальтов) свойственны как значительный разброс фигуративных точек, так и присутствие аномальных проб, с нормальным законом не согласуются распределения титана и щелочей.

При сопоставлении пород коматиитовой серии с аналогичными образованиями других регионов мы сочли необходимым ввести нумерацию соответствующих фигуративных точек, поскольку принадлежность мафических и ультрамафических метавулканитов Среднего Приднестровья к коматиитовой серии некоторыми исследователями [Струева, 1983] оспаривается, и при обсуждении этого вопроса требуется конкретность.

На диаграмме JAFM (рис. 2.1.7) НКБ других регионов образуют достаточно компактное поле, в которое хорошо вписываются породы коматиит-толеитовой формации Сурской структуры. Обособленно от этой группы располагаются точки пород коматиитовой формации Верховцевской и коматиит-джеспилит-толеитовой

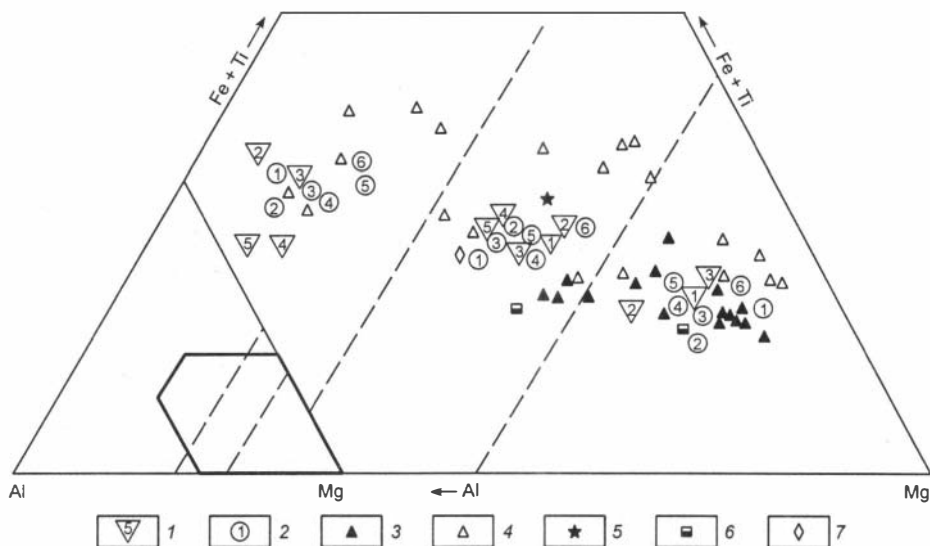


Рис. 2.1.7. Химизм различных типов эффузивных ультрабазитов на диаграмме JAFM.

1 – породы зеленокаменных структур Среднего Приднестровья (цифры в треугольниках: 1–3 – коматиит-толеитовые формации Чертомлыкской (1), Верховцевской (2) и Сурской (3) структур; 4 – коматиитовая формация Верховцевской структуры; 5 – коматиит-джеспилит-толеитовая формация Сурской структуры); 2 – породы коматиитовой серии зеленокаменных поясов других регионов (цифры в кружках: 1 – КМА, 2 – Балтийский щит, 3 – Абитиби, 4 – Уилуна-Норсмен, 5 – Белингве, 6 – Барбертон (см. табл. 2.1.3)); 3 – складчатые области [Магматические... породы, 1988, табл. 44, № 1–8, 10–17]; 4 – континентальные рифты [Там же, табл. 55, № 1, 2 (Печенгская структура), табл. 77, № 1–4; Ляшкевич, 1987, табл. 28, 29; Hynes, Francis, 1982, табл. 1, № 1, 4 (пояс Кейп-Смит), табл. 28, № 1–4; Коматииты..., 1988, (Ветренный Пояс) средние НКБ – 55 ан., ВКБ – 70 ан., К – 16 ан.]; 5 – траппы Сибирской платформы [Магнезиальные базиты, 1984]; 6 – массив Троодос (рассчитанные средние составы, соответствующие ВКБ и К по данным [Марковский, Ротман, 1981, табл. 19, № 1–8, 10–17]; 7 – о. Горгона [Aitken, Echerverria, 1984; Hynes, Francis, 1982].

На врезке – полная диаграмма с контуром изображенной части и указанием полей пород коматиитовой серии (см. рис. 2.1.1). Пунктиром показаны общие поля вулканитов зеленокаменных структур Среднего Приднестровья. Рассчитанные средние значения для Ветренного Пояса и массива Троодос представлены в табл. 2.1.4.

Таблица 2.1.4

**Средние составы (мас. %) некоторых ультрамафитов, использованных при петрохимических сопоставлениях**

| Оксид                          | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 51,78 | 48,57 | 46,38 | 46,70 | 50,17 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,78  | 0,85  | 0,48  | 0,22  | 0,35  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,95 | 10,70 | 7,68  | 6,78  | 10,63 |
| FeO                            | 10,52 | 11,39 | 11,75 | 9,22  | 8,07  |
| MnO                            | 0,20  | 0,22  | 0,20  | 0,14  | 0,16  |
| MgO                            | 11,31 | 17,95 | 26,44 | 30,50 | 19,98 |
| CaO                            | 9,87  | 8,90  | 6,34  | 5,98  | 9,68  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,98  | 1,14  | 0,53  | 0,37  | 0,79  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,61  | 0,28  | 0,20  | 0,09  | 0,17  |
| n                              | 55    | 70    | 16    | 9     | 7     |

Примечание. 1–3 – Ветреный Пояс, Юго-Восточная Карелия (по [Коматииты..., 1988]); 4, 5 – массив Троодос (по [Марковский, Ротман, 1981]). Ост. поясн. в тексте и на рис. 2.1.17.

Среди эталонных значений рассматриваемый уровень магнезиальности имеют лишь мафические образования рифтовых зон, в частности, пояса Кейп-Смит, Ветреного Пояса Юго-Восточной Карелии (тяготеют к полю коматиитовых базальтов), а также рифтов Рейнской области и Восточной Африки (смещены в железистую сторону).

Практически аналогичны вышеописанным соотношения пород коматиитовой серии Среднего Приднепровья и других зеленокаменных поясов между собой и с эталонными анализами ультрамафитов других геодинамических обстановок на диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–(TiO<sub>2</sub>×10)–MgO (рис. 2.1.8). Эта диаграмма, предложенная В.С. Куликовым [Куликов, 1989; Куликов и др., 1989], топологически близка диаграмме Дженсена [Jensen, 1976]. Различия заключаются в классификационной нагрузке. Как видно на рис. 2.1.8, большинство ультрамафитов зеленокаменных структур относятся к коматиитовой серии, но некоторых из них в силу определенного дефицита окиси титана либо избытка глинозема отклоняются в поля бонинитовой серии. Как будет показано ниже, в случае СГЗО такая черта, скорее всего, является результатом действия наложенных процессов.

На диаграмме АСМ (рис. 2.1.9) наблюдаются близкие вышеописанным соотношения рассматриваемых пород. НКБ коматиитовой формации Верховцевской и коматиит-джеспит-толеитовой формации Сурской структуры смещены относительно основной группы НКБ, отражая отмечавшуюся обогащенность глиноземом пород последней формации, а также обедненность СаО НКБ коматиитовой формации Верховцевской структуры (см. табл. 2.1.2, 2.1.3). Вместе с тем хорошо заметно отклонение к соответствующему тренду НКБ пояса Барбертон.

формации Сурской структуры. Как можно видеть в табл. 2.1.2, 2.1.3, при значительном размахе выборок эти породы отличаются высокими содержаниями глинозема и низкими – железа, что указывает на возможность присутствия в этих немногочисленных (по пять анализов) выборках сильно измененных пород, искажающих истинную картину. К такому выводу приводит также то обстоятельство, что рассматриваемые точки отклоняются в сторону, противоположную всем использованным магматическим эталонам.

Эталонная выборка составлена из средних значений мафических и ультрамафических вулканитов складчатых областей, рифтовых зон, магнезиальных траппов, а также офиолитовых комплексов (см. литературные источники к рис. 2.1.7).

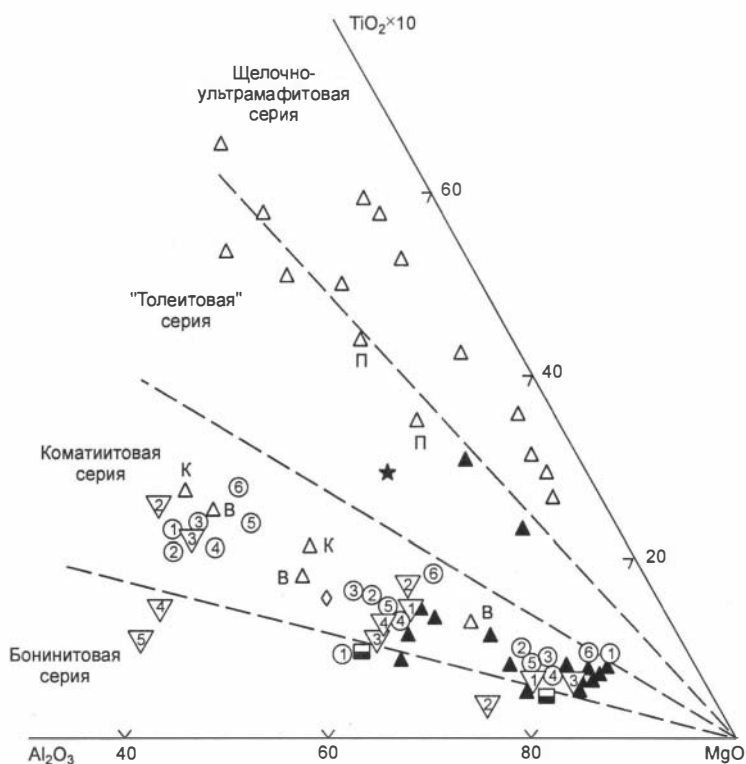


Рис. 2.1.8. Химизм различных типов эффузивных ультрабазитов на диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $(\text{TiO}_2 \times 10)$ – $\text{MgO}$  В.С. Куликова [Куликов, 1989; Куликов и др., 1989].

Вулканы рифтогенных прогибов: П – Печенгского, В – Ветреного Пояса, К – Кейп-Смит. Ост. обозн. см. на рис. 2.1.7.

Соотношения пород зеленокаменных поясов с эталонными образованиями аналогичны вышеописанным. Среди рифтовых вулканитов в поле коматиитовых базальтов находятся породы пояса Кейп-Смир и Ветреного Пояса. Интересно отметить положение точек вулканитов рифтовых зон фанерозоя, отражающее высокие содержания в них  $\text{CaO}$  и низкие  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

На диаграмме  $\text{A-S}$  (рис. 2.1.10) сохраняются главные из отмеченных особенностей. Четко видно различие щелочных вулканитов фанерозойских рифтов и коматиитовых базальтов. Однако наиболее очевидны эти различия на диаграммах  $\text{TiO}_2$ – $\text{MgO}$  и  $\text{SiO}_2$ – $\text{MgO}$  (нумерация точек представлялась излишней ввиду проектирования реальных количеств окислов, которые даны в табл. 2.1.2, 2.1.3).

Высокомagneзиальные коматиитовые базальты (ВКБ). Среди пород этого состава наиболее однородной является выборка ВКБ пояса Уилуна-Норсмен. Значительной изменчивостью обладают вулканиты зеленокаменных поясов Балтийского щита и ЮАР, отличающиеся максимальными значениями раз-



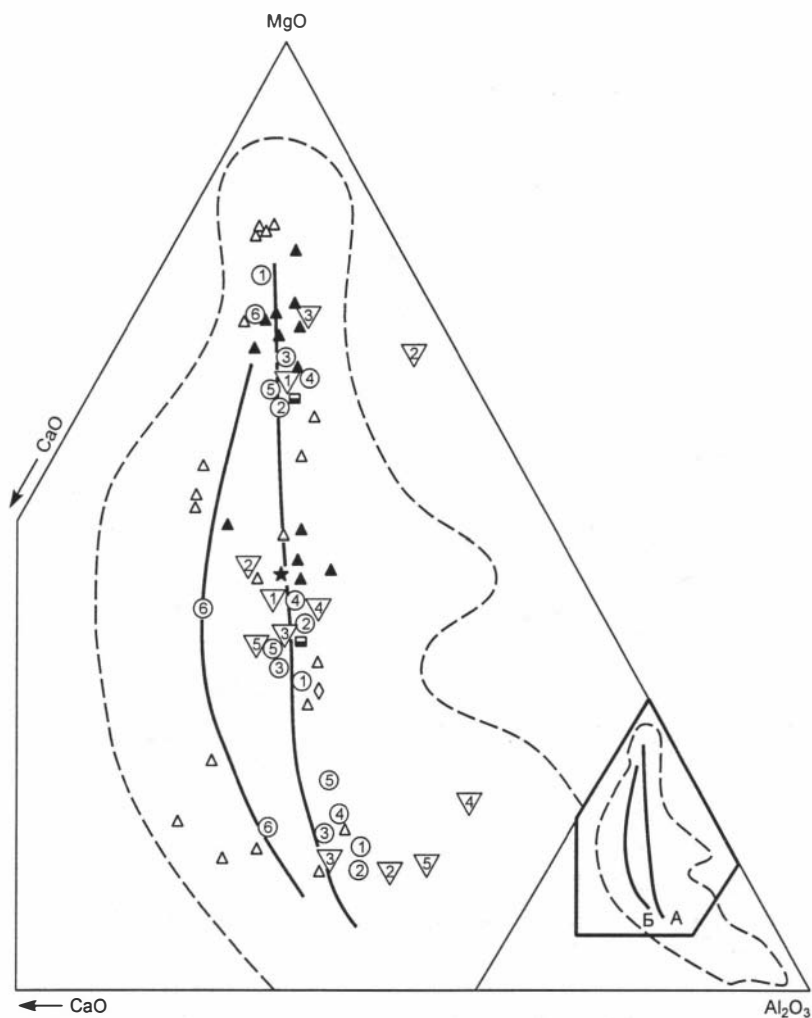


Рис. 2.1.9. Химизм различных типов эффузивных ультрамафитов на диаграмме ACM.

Обозн. см. на рис. 2.1.1, 2.1.7.

маха выборок  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и стандартного отклонения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ . С нормальным законом обычно не согласуются распределения  $\text{TiO}_2$  и щелочей, а для пояса Белингве – также  $\text{CaO}$ .

На диаграммах JAFM и диаграмме В.С. Куликова (см. рис. 2.1.7, 2.1.8) фигуративные точки ВКБ других регионов располагаются достаточно кучно, хотя все же заметно смещение пород пояса Барбертон в сторону обеднения  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , как это имело место и в случае НКБ. Породы зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья полностью вписываются в поле, образуемое точками ВКБ. Достаточно близко также проектируются магнезиальные вулканиды пояса Кейп-Смит и Ветреного

**Рис. 2.1.10.** Химизм различных типов эффузивных ультрабазитов на диаграмме AS.

Обозн. см. на рис. 2.1.5, 2.1.7.

Пояса, а также магнезиальных траппов Сибирской платформы и о-ва Горгона. Элементами группы железа обеднены вулканы складчатых областей и офиолиты Троодос, а обогащены породы континентальных рифтов.

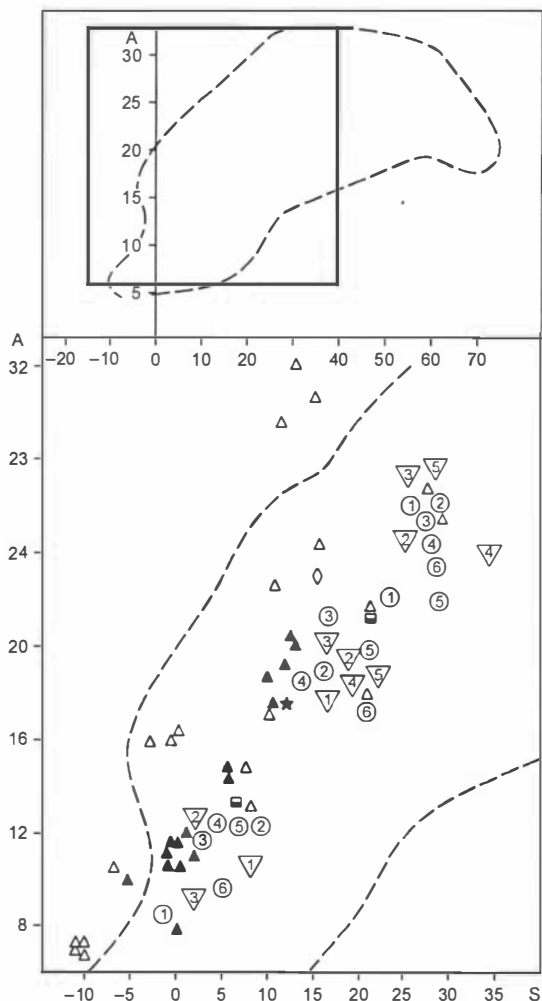
На диаграмме АСМ (см. рис. 2.1.9) почти все рассматриваемые породы концентрируются в одно вытянутое вдоль генерального коматиитового тренда поле. Исключение составляют вулканы фанерозойских континентальных рифтов, располагающиеся с “кальциевой” стороны трендов коматиитов пояса Барбертон, породы которого, кстати, ложатся прямо на этот тренд.

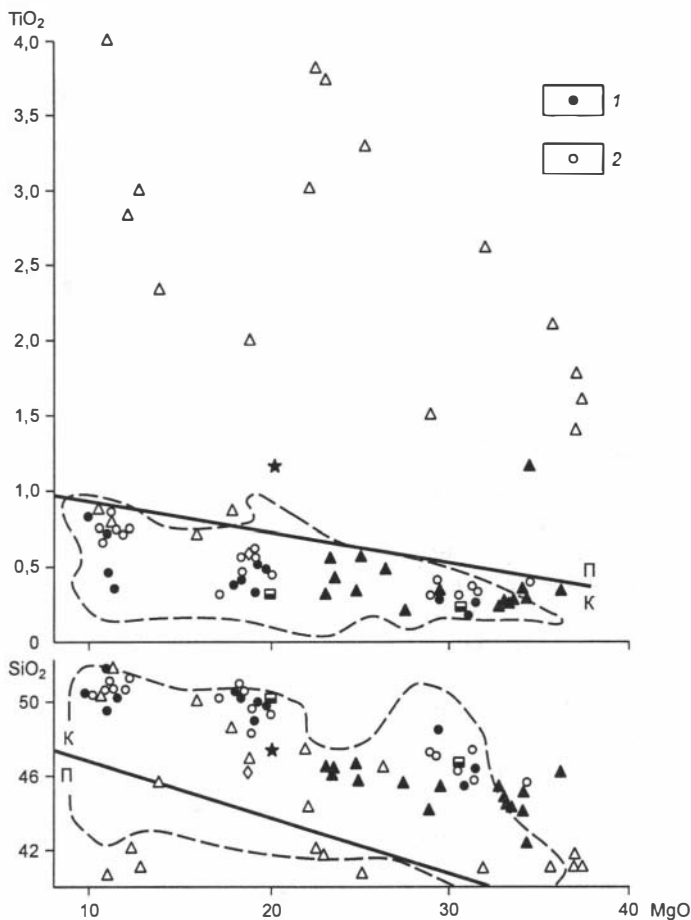
Достаточно близко положение фигуративных точек рассматриваемого комплекса пород и на диаграмме А–S (см. рис. 2.1.10).

Наконец, на диаграммах  $\text{TiO}_2$ – $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ – $\text{MgO}$  (рис. 2.1.11) отчетливо видны черты сходства ВКБ зеленокаменных поясов и магнезиальных вулканитов складчатых областей, рифтогенных структур Кейп-Смит и Ветреный Пояс, о-ва Горгона и офиолитов Троодос.

Вместе с тем необходимо отметить различия по такому важному показателю, как  $\text{TiO}_2$ , от вулканитов траппов Сибирской платформы и континентальных рифтов фанерозоя.

Собственно коматииты. В отличие от менее магнезиальных пород коматиитовой серии наибольшая изменчивость наблюдается для выборки коматиитов пояса Абитиби, характеризующихся максимальными значениями стандартного отклонения ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ) и размаха выборки ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ). Достаточно велик размах выборки коматиитов Балтийского щита по содержаниям  $\text{MnO}$  и  $\text{CaO}$ , а пояса Уилуна-Норсмен – по содержаниям  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . С нормальным законом чаще всего не согласуются распределения  $\text{TiO}_2$  и щелочей, для коматиитов Балтийского щита – также  $\text{CaO}$ .





**Рис. 2.1.11.** Химизм различных типов эффузивных ультрамафитов на диаграммах  $\text{SiO}_2\text{--MgO}$  и  $\text{TiO}_2\text{--MgO}$ .

1 – породы зеленокаменных структур Среднего Приднестровья, 2 – породы коматиитовой серии зеленокаменных поясов других регионов. Ост. обозн. см. на рис. 2.1.7.

Коматииты зеленокаменных поясов других регионов в своем расположении не отличаются такой компактностью, как ВКБ. В образуемую ими группу хорошо вписываются вулканиты Среднего Приднестровья (см. рис. 2.1.7, 2.1.8).

Достаточно близка коматиитам зеленокаменных и высокомагнезиальные вулканиты других геодинамических обстановок, в том числе пикриты и меймечиты.

На диаграмме АСМ (см. рис. 2.1.9) точки рассматриваемого комплекса пород располагаются более обособленно, однако вытягиваются вдоль генерального коматиитового тренда и явно комплементарны вершине  $\text{MgO}$ , что предполагает оливиновый контроль и делает наблюдаемые между вулканитами различия несущественными.

Столь же сложно произвести содержательную интерпретацию различий между коматиитами зеленокаменных поясов и другими ультрамафитами на диаграм-

ме  $A-S$  (см. рис. 2.1.10), поскольку смещение точек в сторону отрицательных значений  $S$  также предполагает оливиновый контроль.

Значительно более показательны различия между коматиитами зеленокаменных поясов и эталонных ультрамафитов на диаграммах  $TiO_2-MgO$  и  $SiO_2-MgO$ . Так, четко видно, что от рифтогенных пикритов и меймечитов коматииты заметно отличаются по содержаниям  $TiO_2$  и  $SiO_2$ , а ультрамафиты (пикриты) складчатых областей характеризуются несколько пониженным уровнем содержания кремнезема.

Таким образом, проведенный анализ показывает, что состав пород коматиитовой серии достаточно четко индивидуализирован, хотя и не по всем петрогенным компонентам одновременно. Во всех рассмотренных случаях фиксируется идентичность состава коматиитов архейских зеленокаменных поясов и протерозойских рифтогенных структур Кейп-Смит и Ветреный Пояс. В то же время ультрамафиты Печенгской рифтогенной структуры протерозоя существенно отличаются от пород коматиитовой серии повышенными содержаниями  $TiO_2$  и  $FeO$ . Незначительные различия фиксируются также с породами о-ва Горгона и комплекса Троодос, относимыми к коматиитовой серии.

Значительно более четко проявлены различия между породами коматиитовой серии и магнезиальными вулканитами платформенных деструктивных зон фанерозоя в целом. По сути дела, наиболее существенные из них, отличающие от коматиитов, пикриты, меймечиты, а также магнезиальные траппы аналогичны отмечавшимся выше для Печенгской структуры – повышенные содержания окислов титана и железа. Некоторые ультрамафиты рифтовых зон, кроме того, отличаются также повышенными содержаниями щелочей. Наконец, ультрамафиты складчатых зон (в частности, пикриты Камчатки) отличаются от коматиитов и ВКБ пониженными содержаниями кремнезема, а в последнем случае – еще и  $FeO$ .

Породы коматиитовой серии Среднего Приднестровья в целом полностью соответствуют по составу аналогичным образованиям других зеленокаменных поясов мира, и их отнесение к пикритам [Струева, 1983] не имеет под собой каких-либо серьезных оснований, базируясь, как нам представляется, на использовании термина “пикрит” без расшифровки его конкретного понимания.

Особо следует отметить, что на многих диаграммах поля магнезиальных метавулканитов Среднего Приднестровья настолько широки, что перекрывают не только эталонные фигуративные точки коматиитов, но и мафит-ультрамафитов других геодинамических обстановок, значительно ограничивая дискриминантные возможности таких диаграмм. Такая ситуация проанализирована нами в работах [Малюк, 1986; Сиворонов и др., 1989], где показано, что отмеченная особенность обусловлена влиянием наложенных метасоматических процессов, сопровождавших метаморфизм зеленокаменных поясов. Учитывая близость средних составов коматиитовой серии Среднего Приднестровья и других зеленокаменных поясов, сделан вывод, что процессы изменения коматиитов Среднего Приднестровья отличались определенной полярностью перераспределения отдельных компонентов, приводившей к образованию своего рода комплементарных групп измененных коматиитов, частные составы которых характеризуются диаметрально нарушенными соотношениями ряда окислов. Интегрированную же картину, отражающую первичные черты химизма пород коматиитовой серии зеленокаменных структур Среднего Приднестровья, дают средние составы. В этом (см. также рис. 2.1.7–2.1.11) можно убедиться путем сопоставления реальных составов пород коматиитовой серии всех рассмот-

ренных регионов на серии бинарных вариационных диаграмм, где ординатами выбраны основные петрогенные оксиды, а общей абсциссой – MgO.

Предварительно на эти диаграммы (рис. 2.1.12) была нанесена вся совокупность использованных анализов пород коматиитовой серии. Проведя в пределах полученных полей медианные кривые, построили генерализованные тренды коматиитовой серии для каждого компонента. Эти генерализованные тренды являются удобными реперами, позволяющими анализировать положение фигуратив-

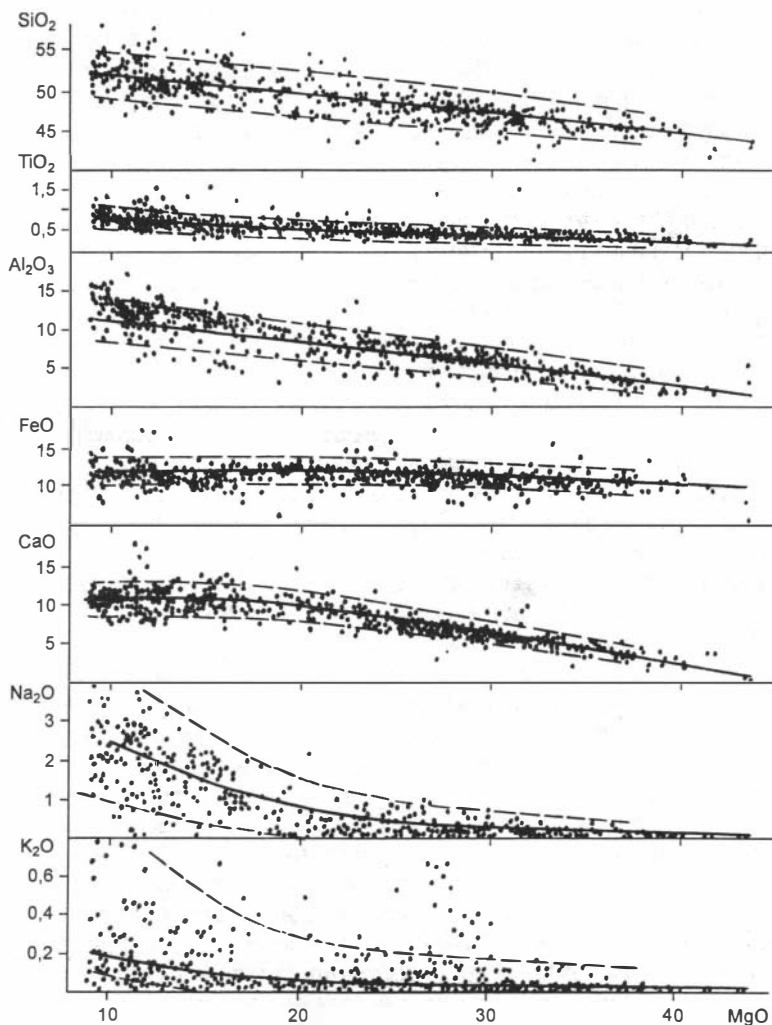


Рис. 2.1.12. Петрохимические особенности коматиитовой серии в бинарных координатах R–MgO (R – основные петрогенные компоненты) (по [Малюк, 1986; Сиворонов и др., 1988]).

ных точек каждой конкретной коматиитовой серии, рассматривая их в отдельности. С этой целью коматиитовые серии каждого региона также нанесены на аналогичные диаграммы (рис. 2.1.13).

На диаграммах легко можно установить все те особенности изменчивости конкретных выборок, которые отмечались при описании пород коматиитовой серии соответствующих регионов. В частности, для магнезиальных вулканитов Среднего Приднестровья, помимо приуроченности к генеральным коматиитовым трендам, характерен значительный разброс фигуративных точек, отражающий, по нашему мнению, влияние отмечавшихся выше наложенных процессов. Сопоставляя рис. 2.1.12 и 2.1.13 видно, что данные вулканиты, вне всякого сомнения, принадлежат к коматиитовой серии, а их значительная изменчивость является специфической региональной чертой, но не признаком, отличающим их от пород коматиитового класса. В качестве дополнительной иллюстрации этого положения можно привести аналогичные диаграммы для пикритов Камчатки и траппов Сибирской платформы (рис. 2.1.14, 2.1.15), на которых видны те отличия от коматиитовой серии, которые перечислены ранее.

На основании рассмотренных материалов можно сделать следующие выводы.

1. Вулканиты зеленокаменных структур Среднего Приднестровья характеризуются выдержанностью состава петротипов, принадлежавших к трем магматическим сериям – толеитовой, известково-щелочной и коматиитовой. Породы этих серий слагают преимущественно вулканогенные формации нескольких типов, среди которых выделяются гомо- и гетеросериальные формации.

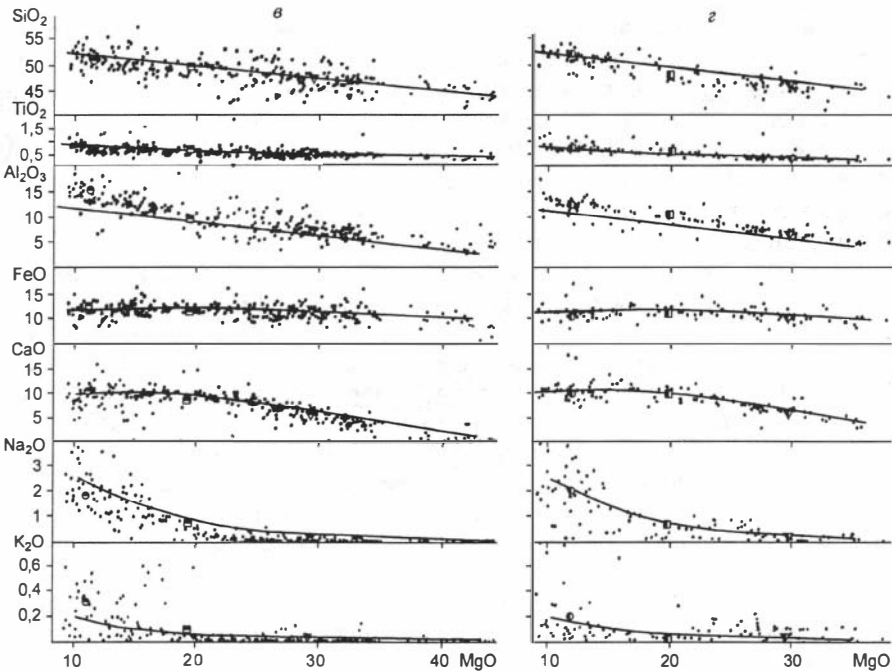
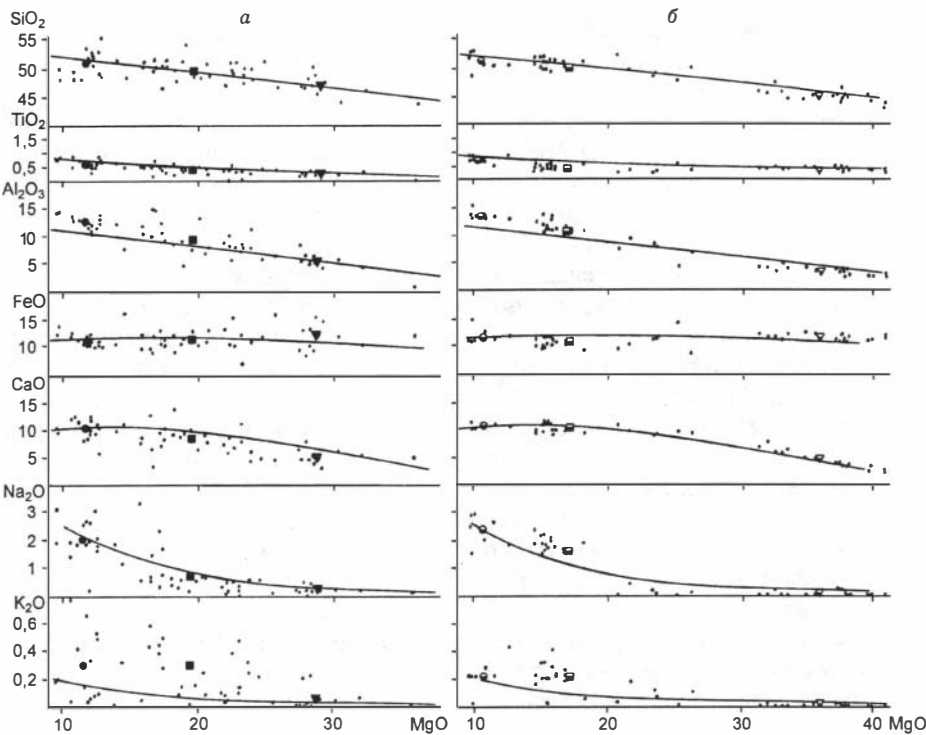
2. Вулканиты зеленокаменных структур Среднего Приднестровья полностью сопоставимы с аналогичными образованиями зеленокаменных поясов других щитов.

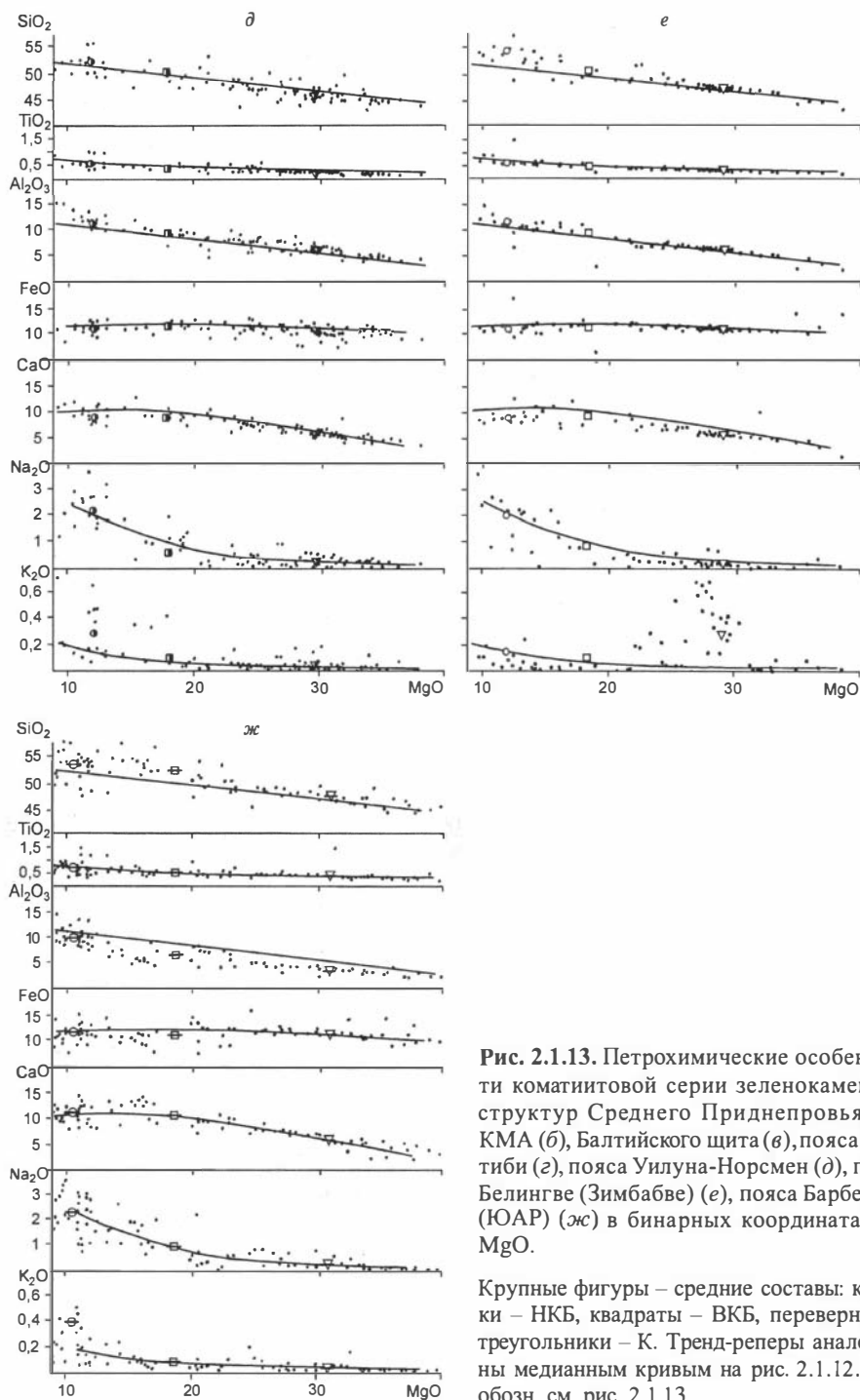
3. Породы коматиитовой серии зеленокаменных поясов весьма близки мафит-ультрамафитам пояса Кейп-Смит и Ветреного Пояса (протерозойские рифтогенные структуры), комплекса Троодос и о-ва Горгона (офиолиты фанерозоя). Магнезиальные вулканиты других геодинамических обстановок отличаются повышенной титанистостью, щелочностью либо пониженной основностью.

Низкомагнезиальные ( $<9\% \text{ MgO}$ ) основные породы сопоставимы с базальтами срединно-океанических хребтов, траппов, офиолитовых комплексов, но заметно отличаются от всех этих образований повышенной железистостью и пониженной глиноземистостью.

4. Магматические образования зеленокаменных поясов раннего докембрия имеют целый ряд общих черт с эффузивными образованиями разнообразных геодинамических обстановок фанерозоя. Вместе с тем раннедокембрийский магматизм отличается комплексом специфических характеристик, главными из которых являются низкая титанистость и основность пород коматиитовой серии, высокая железистость толеитов. К специфическим магматическим сериям зеленокаменных поясов относится коматиитовая серия, тогда как толеитовая и известково-щелочная серии в первом приближении могут рассматриваться как неспецифические.

5. Сходство рассмотренных магматических образований позволяет привлекать для решения генетических вопросов обширный материал, в том числе и экспериментальный, по другим геодинамическим обстановкам. Есть основания полагать, что при образовании сходных по составу магматических ассоциаций роль тектонических факторов далеко не всегда является приоритетной по сравнению с ролью разнообразия субстратов и механизмов магомгенерации [Нестеренко, 1984, 1986;

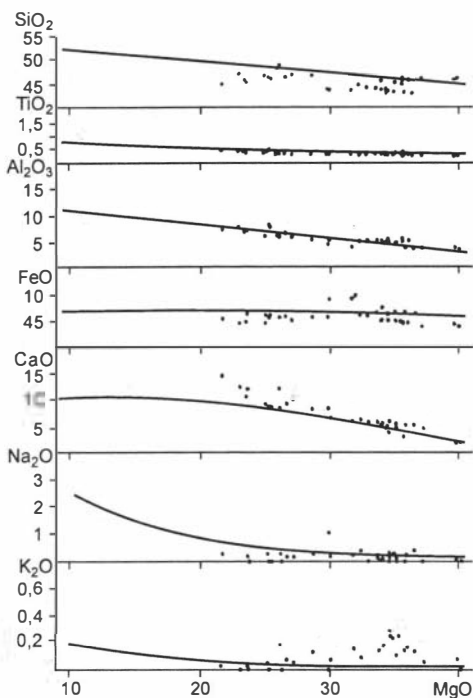




**Рис. 2.1.13.** Петрохимические особенности коматиитовой серии зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (*а*), КМА (*б*), Балтийского щита (*в*), пояса Абитибид (*г*), пояса Уилуна-Норсмен (*д*), пояса Белингве (Зимбабве) (*е*), пояса Барбертон (ЮАР) (*ж*) в бинарных координатах R-MgO.

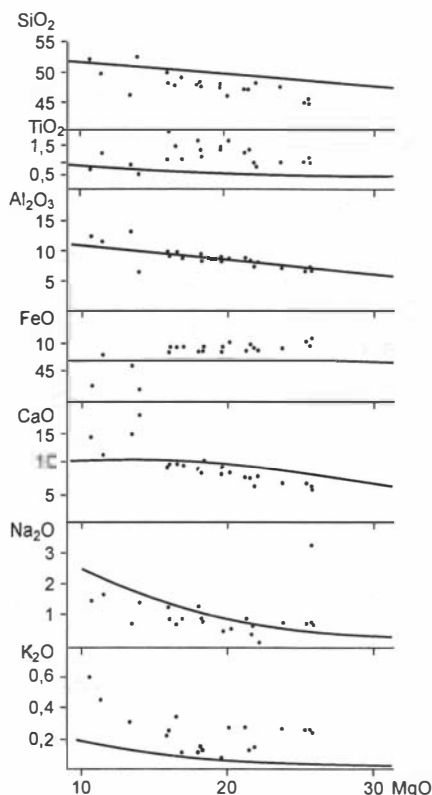
Крупные фигуры – средние составы: кружки – НКБ, квадраты – ВКБ, перевернутые треугольники – К. Тренд-реперы аналогичны медианным кривым на рис. 2.1.12. Ост. обозн. см. рис. 2.1.13.





**Рис. 2.1.14.** Петрохимические особенности пикритов Камчатки в бинарных координатах R–MgO (по [Марковский, Ротман, 1981]).

Ост. обозн. см. на рис. 2.1.13.



**Рис. 2.1.15.** Петрохимические особенности коматиитоподобных пород Сибирской платформы в бинарных координатах R–MgO (по [Магнезиальные базиты..., 1984]).

Ост. обозн. см. на рис. 2.1.12.

Arculus, 1987], что может вызывать достаточно широкую конвергенцию признаков, выражающуюся в появлении неспецифических или “сквозных” [Шарков, Цветков, 1986, 1987] магматических серий.

## 2.2. Петрохимические особенности прочих платформенных ассоциирующих вулканогенных базитов и ультрабазитов на примере Сибирской платформы\*

Вулканогенные базиты древних платформ на огромных территориях петрохимически достаточно однообразны, как можно видеть, например, из табл. 2.2.1, где

\* Раздел написан при участии А.М. Виленского,

имеются статистически обработанные представительные выборки недифференцированных траппов из главнейших провинций мира [Кутолин, 1969], и табл. 2.2.2, где представлены средние составы базальтов пермско-триасовой трапповой формации Сибирской платформы. Отличаются от них заметно большим содержанием щелочей субщелочные траппы регионов завершенной складчатости (“молодых платформ”) на примере траппов Зауралья и Тургайского прогиба, а также Кузбасса (см. табл. 2.2.1) [Там же]. Вместе с тем если принять во внимание не только недифференцированные траппы, но и все многообразие проявляющихся их типов, то станет очевидным, что заметную их долю могут составлять субультраосновные и субщелочные породы, а также изредка кислые разновидности. Они на общем фоне главной массы толеитовых недифференцированных траппов выглядят по составу как аномальные отклонения. Тем не менее вулканогенные ультрабазиты являются здесь, несомненно, закономерным глубинным продуктом, ассоциирующим с вулканогенными базитами, что хорошо видно на примере траппов Сибирской платформы и подтверждается имеющимся детальным материалом последних лет по траппам Декана и Южной Африки [Macdougall (Ed.), 1988]. Для иллюстрации вещественного состава как главных элементов, так и основных микроэлементов и РЗЭ, приведем некоторые материалы (табл. 2.2.3) обширных исследований ряда зарубежных континентальных флудбазальтов последних лет [Wilson, 1989], а также по траппам Сибирской платформы. Как можно видеть, вариации вещественного состава флудбазальтов от провинции к провинции весьма значительны и не только по главным, но и по микроэлементам.

Для детализации поднятых проблем существа связи вулканогенных базитов и ультрабазитов древних платформ обратимся к рассмотрению особенностей их состава на примере пермско-триасовых траппов, наиболее развитых в Сибирской трапповой провинции. По некоторым частным особенностям тектоники и состава этих траппов здесь выделяется целый ряд субпровинций [Магнезиальные базиты..., 1984], для которых (рис. 2.2.1) может идти сопоставление сопредельных траппов как эффузивной, так и интрузивной фации. Отдельно остановимся на проявлении существенно одновременных с ними щелочных и щелочно-ультраосновных пород в пределах Маймеча-Котуйской провинции.

Пермско-триасовые траппы и сопутствующие породы. Все многообразие траппов, выявленное петрографическими и петрохимическими методами [Петрология..., 1978; Магнезиальные базиты..., 1984; Золотухин и др., 1986, 1989], позволяет выделить три большие группы (субформации) в составе пермско-триасовой трапповой формации Сибирской платформы. По специфике их состава различают: гипербазит-базитовую, базитовую и щелочно-базитовую, ассоциирующую со щелочными базитами и базальтоидами. К ним относятся соответственно производные субультрабазитовых, базитовых и субщелочных базитовых расплавов, представленных породами эффузивной и интрузивной фаций, с соответствующими петрохимическими параметрами (условные показатели А.М. Виленского: общей основности (ОО), степени основности (СО), щелочности-кислотности (Щ-К)). Наибольшим распространением пользуются траппы базитовой субформации (“собственно траппы” или “нормальные” траппы). Кратко остановимся на их особенностях (по субпровинциям).

Таблица 2.2.1

Средние составы (мас. %) недифференцированных траппов разных регионов (по В.А. Кутолину [1969])

| Оксид                                    | 1 (176 ан.) |       | 2 (51 ан.) |       | 3 (31 ан.) |       | 4 (65 ан.) |       |
|------------------------------------------|-------------|-------|------------|-------|------------|-------|------------|-------|
|                                          | $\bar{X}$   | S     | $\bar{X}$  | S     | $\bar{X}$  | S     | $\bar{X}$  | S     |
| SiO <sub>2</sub>                         | 48,43       | 1,48  | 51,88      | 1,43  | 49,42      | 1,84  | 48,31      | 1,83  |
| TiO <sub>2</sub>                         | 1,48        | 0,61  | 1,34       | 0,34  | 2,15       | 1,16  | 1,44       | 0,71  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>           | 15,35       | 1,37  | 15,30      | 0,89  | 14,06      | 1,76  | 14,52      | 2,01  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>           | 3,59        | 1,62  | 1,35       | 0,90  | 3,80       | 1,23  | 4,95       | 3,90  |
| FeO                                      | 9,39        | 1,95  | 9,12       | 0,98  | 9,33       | 1,76  | 8,20       | 3,23  |
| MnO                                      | 0,19        | 0,08  | 0,23       | 0,11  | 0,18       | 0,10  | 0,19       | 0,26  |
| MgO                                      | 6,18        | 1,24  | 6,92       | 1,25  | 5,26       | 1,32  | 6,88       | 1,54  |
| CaO                                      | 10,69       | 1,12  | 10,03      | 1,02  | 9,95       | 1,25  | 10,83      | 1,43  |
| Na <sub>2</sub> O                        | 2,18        | 0,61  | 2,09       | 0,37  | 2,67       | 0,56  | 2,23       | 0,86  |
| K <sub>2</sub> O                         | 0,73        | 0,47  | 0,78       | 0,27  | 0,83       | 0,30  | 0,91       | 0,64  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>            | 0,13        | 0,14  | 0,12       | 0,09  | 0,32       | 0,20  | Не опр.    | –     |
| Числовые характеристики А.Н. Заварицкого |             |       |            |       |            |       |            |       |
| <i>a</i>                                 | 5,91        | 1,48  | 5,76       | 0,99  | 7,19       | 1,45  | 5,99       | 1,85  |
| <i>c</i>                                 | 7,57        | 1,30  | 7,40       | 0,99  | 6,00       | 1,31  | 6,81       | 1,72  |
| <i>b</i>                                 | 28,87       | 2,51  | 26,66      | 2,34  | 27,82      | 2,95  | 30,47      | 3,76  |
| <i>f'</i>                                | 43,02       | 5,74  | 37,91      | 3,83  | 45,38      | 7,12  | 40,44      | 7,94  |
| <i>m'</i>                                | 37,18       | 5,70  | 43,96      | 5,39  | 32,23      | 5,91  | 38,78      | 7,61  |
| <i>c'</i>                                | 19,98       | 5,40  | 18,08      | 4,00  | 22,38      | 4,19  | 21,66      | 5,27  |
| <i>n</i>                                 | 82,07       | 10,46 | 80,30      | 5,41  | 83,09      | 5,02  | 79,19      | 11,32 |
| $\varphi$                                | 10,80       | 5,30  | 4,31       | 2,92  | 12,13      | 4,64  | 13,84      | 11,03 |
| <i>t</i>                                 | 1,59        | 0,58  | 1,47       | 0,48  | 3,17       | 1,74  | 2,22       | 1,08  |
| <i>Q</i>                                 | –4,07       | 4,07  | 1,17       | 4,08  | –2,44      | 4,03  | –4,83      | 4,99  |
| <i>a/c</i> ·100                          | 82,83       | 35,26 | 80,84      | 25,48 | 120,36     | 46,11 | 97,49      | 51,52 |
| <i>f'/m'</i> ·100                        | 119,51      | 33,96 | 86,87      | 20,17 | 148,90     | 50,54 | 108,82     | 40,43 |

Окончание таблицы 2.2.1

| Оксид                                    | 5 (43 ан.) |       | 6 (18 ан.) |       | 7 (65 ан.) |       | 8 (26 ан.) |       |
|------------------------------------------|------------|-------|------------|-------|------------|-------|------------|-------|
|                                          | $\bar{X}$  | $S$   | $\bar{X}$  | $S$   | $\bar{X}$  | $S$   | $\bar{X}$  | $S$   |
| SiO <sub>2</sub>                         | 53,13      | 0,77  | 54,06      | 1,62  | 49,46      | 2,59  | 52,22      | 1,06  |
| TiO <sub>2</sub>                         | 0,60       | 0,23  | 0,72       | 0,17  | 1,68       | 0,47  | 1,63       | 0,37  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>           | 16,13      | 1,52  | 15,85      | 1,64  | 16,06      | 1,03  | 14,48      | 1,19  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>           | 1,00       | 0,68  | 1,85       | 1,11  | 5,76       | 2,01  | 3,32       | 1,17  |
| FeO                                      | 8,08       | 0,77  | 7,33       | 0,62  | 5,89       | 2,10  | 9,33       | 1,56  |
| MnO                                      | 0,14       | 0,06  | 0,15       | 0,08  | 0,16       | 0,07  | 0,21       | 0,04  |
| MgO                                      | 6,05       | 2,00  | 5,60       | 2,29  | 4,83       | 1,69  | 4,06       | 0,60  |
| CaO                                      | 11,23      | 0,90  | 10,03      | 1,13  | 8,23       | 1,48  | 7,78       | 0,77  |
| Na <sub>2</sub> O                        | 1,64       | 0,42  | 1,94       | 0,34  | 2,84       | 0,61  | 3,08       | 0,32  |
| K <sub>2</sub> O                         | 1,02       | 0,27  | 0,88       | 0,23  | 1,34       | 0,63  | 1,29       | 0,47  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>            | Не опр.    | –     | 0,07       | 0,03  | Не опр.    | –     | 0,52       | 0,27  |
| Числовые характеристики А.Н. Заварицкого |            |       |            |       |            |       |            |       |
| <i>a</i>                                 | 5,19       | 1,27  | 5,63       | 1,11  | 8,62       | 1,60  | 8,89       | 0,94  |
| <i>c</i>                                 | 8,39       | 1,10  | 8,00       | 1,46  | 7,00       | 1,45  | 5,48       | 1,14  |
| <i>b</i>                                 | 24,59      | 3,83  | 23,35      | 3,44  | 23,33      | 3,95  | 23,55      | 1,81  |
| <i>f'</i>                                | 36,86      | 8,14  | 38,81      | 8,22  | 49,25      | 8,54  | 52,15      | 3,34  |
| <i>m'</i>                                | 41,00      | 7,47  | 42,59      | 8,27  | 36,01      | 8,76  | 29,77      | 3,37  |
| <i>c'</i>                                | 22,13      | 2,28  | 18,59      | 4,19  | 14,72      | 7,35  | 18,08      | 2,73  |
| <i>n</i>                                 | 70,80      | 4,75  | 77,42      | 2,81  | 76,81      | 8,88  | 78,38      | 6,09  |
| $\varphi$                                | 3,62       | 2,64  | 7,23       | 4,89  | 30,46      | 16,28 | 14,34      | 7,65  |
| <i>t</i>                                 | 0,83       | 0,32  | 0,97       | 0,21  | 2,54       | 0,70  | 2,30       | 0,52  |
| <i>Q</i>                                 | 4,90       | 2,41  | 6,83       | 3,91  | –2,49      | 7,26  | 1,02       | 2,50  |
| <i>a/c</i> ·100                          | 62,72      | 18,36 | 73,39      | 21,02 | 132,78     | 54,26 | 173,23     | 60,00 |
| <i>f'/m'</i> ·100                        | 97,70      | 46,06 | 88,80      | 37,64 | 154,70     | 83,14 | 180,38     | 32,66 |

Примечание. 1 – траппы Сибирской платформы; 2 – долериты Карру; 3 – траппы Декана; 4 – траппы Таймыра; 5 – долериты Тасмании; 6 – долериты Антарктики; 7 – траппы Зауралья и Тургайского прогиба; 8 – траппы Кузбасса. Цифры в скобках – количество анализов, включенных в расчеты средних составов (По литературным данным).

Таблица 2.2.2

**Средний химический состав базальтов пермско-триасовой формации  
Сибирской платформы [Структуры траппов..., 1976]**

| Оксид                          | Центральный район |      | Северный район |      | Северо-западный район |      | Тунгусская синеклиза в целом |      |
|--------------------------------|-------------------|------|----------------|------|-----------------------|------|------------------------------|------|
|                                | $\bar{X}$         | $S$  | $\bar{X}$      | $S$  | $\bar{X}$             | $S$  | $\bar{X}$                    | $S$  |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,61             | 4,83 | 49,53          | 1,29 | 49,81                 | 1,27 | 49,08                        | 3,76 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,32              | 0,38 | 1,30           | 0,52 | 1,24                  | 0,19 | 1,29                         | 0,37 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,87             | 1,62 | 15,92          | 1,59 | 15,27                 | 0,80 | 15,76                        | 1,21 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,67              | 1,97 | 5,01           | 2,28 | 4,57                  | 1,68 | 5,25                         | 1,99 |
| FeO                            | 7,74              | 2,15 | 7,69           | 2,08 | 7,83                  | 1,69 | 6,74                         | 2,02 |
| MnO                            | 0,20              | 0,06 | 0,17           | 0,04 | 0,20                  | 0,03 | 0,20                         | 0,05 |
| MgO                            | 6,88              | 1,02 | 7,22           | 0,68 | 7,16                  | 0,62 | 7,01                         | 0,89 |
| CaO                            | 11,10             | 1,67 | 11,04          | 1,06 | 11,34                 | 0,92 | 11,15                        | 1,40 |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,21              | 0,62 | 1,86           | 0,88 | 2,12                  | 0,26 | 2,12                         | 0,61 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,40              | 0,28 | 0,26           | 0,36 | 0,46                  | 0,25 | 0,40                         | 0,29 |
| Количество анализов            | 111               | —    | 38             | —    | 53                    | —    | 202                          | —    |

Примечание. В пересчете на 100 % без воды и П.п.п.  $\bar{X}$  – среднее содержание,  $S$  – стандартное отклонение.

**Гипербазит-базитовая субформация**, представленная как эффузивными, так и интрузивными породами, имеет распространение в северной части Сибирской платформы – в Норильско-Хараелахской, Каменской, Хантайско-Рыбинской, а также Южно-Таймырской субпровинциях [Магнезиальные базиты..., 1984; Золотухин и др., 1986]. Гипербазит-базитовые эффузивы в Норильско-Хараелахской субпровинции в виде пикритовых и анкармитовых базальтов присутствуют в составе гудчихинской, туклонской и моронговской свит. Здесь же проявлены также близкие им коматитоподобные породы гипербазит-базитового состава. Повышенной щелочностью, кремнеземистостью, известковистостью при относительно низком содержании магния по сравнению с гипербазит-базитовыми лавами других свит отличаются анкармитовые базальты моронговской свиты плато Хараелах. В пределах Хантайско-Рыбинской субпровинции (район р. Имангда и озер Лама и Глубокого) пикритовые базальты туклонской свиты выявлены в юго-восточной части Хараелахской мульды и северо-западной части Тунгусской синеклизы. От гудчихинских пикритовых базальтов здесь же их отличает более высокая кремнекислотность, глиноземистость и щелочность и более низкое содержание титана.

В Каменской субпровинции пикритовые базальты гудчихинской и анкармитовые базальты моронговской свит известны в пределах Иконской и Большеавамской мульды. Эффузивы гипербазит-базитовой субформации в Южно-Таймырской субпровинции залегают в разрезах зверинской свиты. На Западном Таймыре они представлены пикритовыми базальтами (район оз. Надуду-

Таблица 2.2.3

Главные (мас. %) и рассеянные (г/т) элементы для континентальных флудбазальтов в сравнении с островными океаническими толентами и нормальными и обогащенными

| Компонент                      | Сибирь | р. Снейк Плайн |       | Декан | р. Парана | Зап. Грен-<br>ландия,<br>пикрит | Океан.<br>остров.<br>толенты | Нормаль-<br>ный MORB | Обогащен-<br>ный MORB |
|--------------------------------|--------|----------------|-------|-------|-----------|---------------------------------|------------------------------|----------------------|-----------------------|
|                                | 1      | 2              | 2a    | 3     | 4         | 5                               | 6                            | 7                    | 8                     |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,24  | 46,18          | 45,89 | 50,56 | 50,75     | 44,20                           | 50,36                        | 50,40                | 51,18                 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,32   | 2,06           | 3,33  | 2,57  | 3,95      | 0,88                            | 3,62                         | 1,36                 | 1,69                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,71  | 14,47          | 14,63 | 13,83 | 13,51     | 8,34                            | 13,41                        | 15,19                | 16,01                 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,29a | 13,52          | 16,46 | 13,79 | 14,24     | 12,85                           | 13,63                        | 10,01a               | 9,40                  |
| MnO                            | 0,19   | 0,19           | 0,21  | 0,17  | 0,19      | 0,18                            | 0,18                         | 0,18                 | 0,16                  |
| MgO                            | 7,17   | 9,99           | 6,46  | 5,12  | 4,21      | 25,36                           | 5,52                         | 8,96                 | 6,90                  |
| CaO                            | 10,79  | 9,68           | 9,37  | 9,62  | 8,45      | 8,30                            | 9,60                         | 11,43                | 11,49                 |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,34   | 2,63           | 2,84  | 2,65  | 2,80      | 0,43                            | 2,80                         | 2,30                 | 2,74                  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,56   | 0,61           | 0,65  | 0,93  | 1,58      | 0,36                            | 0,77                         | 0,09                 | 0,43                  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,17   | 0,44           | 0,69  | 0,22  | 0,66      | 0,07                            | 0,42                         | 0,14                 | 0,15                  |
| Ba                             | 200    | 298            | 464   | 239   | 653       | 31                              | 191                          | <20                  | 86                    |
| Be                             | 0,8    | 0,7            | 1,1   | 0,7   | 1,6       | 0,1                             | 1,1                          | –                    | –                     |
| Cr                             | 200    | 256            | 107   | 44    | 20        | 970                             | 81                           | 346                  | 225                   |
| Cu                             | 130    | 59             | 50    | 202   | 74        | 60                              | 98                           | –                    | –                     |
| Ga                             | –      | 20             | 24    | 24    | 25        | 10                              | 22                           | –                    | –                     |
| Hf                             | 2,8    | 3,87           | 7,18  | 4,49  | 7,22      | 1,16                            | 5,95                         | –                    | –                     |
| Nb                             | 5,2    | 15,1           | 25,5  | 15,9  | 37        | 1,5                             | 21,5                         | 2,1                  | 8,6                   |
| Ni                             | 130    | 193            | 44    | 44    | 43        | 1090                            | 78                           | 177                  | 132                   |
| Pb                             | 9,4    | 5              | 3     | –     | 6         | 2                               | ~2                           | –                    | –                     |
| Rb                             | 13     | 13,7           | 10,4  | 15    | 44        | 12,3                            | 15,4                         | 2,3                  | 10,3                  |
| Sr                             | 230    | 285            | 370   | 219   | 732       | 76                              | 395                          | 98                   | 155                   |
| Ta                             | 0,6    | 0,93           | 1,68  | 1,39  | 1,88      | –                               | 1,5                          | –                    | –                     |
| Th                             | –      | 1,78           | 1,62  | 2,12  | 5,33      | 0,58                            | 1,64                         | –                    | –                     |
| Y                              | 22     | 31             | 48    | 50    | 42        | 12,5                            | 42                           | 37                   | 39                    |
| Zn                             | 100    | 97             | 131   | 149   | 127       | 64                              | 119                          | –                    | –                     |
| Zr                             | 160    | 167            | 295   | 203   | 398       | 39                              | 227                          | 97                   | 121                   |

Окончание табл. 2.2.2

| Компонент | 1    | 2    | 2а   | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| La        | 13   | 18,3 | 32,3 | 19,3 | 46   | 5,55 | 24   | 2,95 | 6,92 |
| Ce        | 29   | 41,2 | 74   | 43   | 100  | —    | 53   | 12   | 17,8 |
| Pr        | 4,3  | 4,8  | 8,4  | 5,2  | 11,0 | —    | 6,0  | —    | —    |
| Nd        | 16,5 | 23   | 39   | 27,6 | 51   | 6,55 | 35,1 | 9,9  | 13,6 |
| Sm        | 4,2  | 5,6  | 9,4  | 7,6  | 10,9 | 2,1  | 8,9  | 3,91 | 4,64 |
| Eu        | 1,3  | 1,94 | 3,35 | 2,47 | 3,5  | 0,73 | 2,98 | 1,41 | 1,55 |
| Gd        | 4,7  | 5,7  | 9,6  | 8,4  | 9,9  | 2,3  | 9,1  | 6,4  | 6,0  |
| Dy        | 4,3  | 5,26 | 8,28 | 8,18 | 7,61 | 2,32 | 7,58 | 5,6  | —    |
| Ho        | 1,3  | 1,05 | 1,60 | 1,55 | 1,42 | 0,46 | 1,41 | —    | —    |
| Er        | 2,5  | 3,08 | 4,44 | 4,20 | 3,79 | 1,29 | 3,64 | —    | —    |
| Yb        | 2,0  | 2,78 | 4,06 | 3,63 | 3,07 | 1,15 | 3,04 | 3,61 | 3,46 |
| Lu        | 0,57 | 0,42 | 0,61 | 0,53 | 0,45 | 0,17 | 0,42 | 0,50 | 0,46 |

Примечание. Данные по источникам: 1 – пермско-триасовые базальты северо-западной части Сибирской платформы: главные элементы, П.п.п. = 2,93, средневзвешенное по мощности свит по 444 обр. [Альмухамедов и др., 1988], редкие элементы, средневзвешенное по мощности свит по 27–170 обр. [Альмухамедов, Золотухин, 1989], редкоземельные элементы, средневзвешенное по 163 обр. [Балашов, Нестеренко, 1966; Золотухин и др., 1989]; 2–8 – цитируется по [Wilson, 1989] (2–5 – [Thompson et al., 1983], 6 – [Thompson et al., 1984], 7, 8 – [Humphris et al., 1985]).

Турку), на Центральном Таймыре – анкарамитовыми базальтами (юго-западная часть Быррангской антиклинали). Последние при относительно высокой общей основности характеризуются повышенной щелочностью по сравнению с близкими к ним по петрохимии пикритовыми лавами Каменской провинции и р. Аян.

Как уже упоминалось выше, среди гипербазит-базитовых эффузивов раннего этапа магматизма региона довольно часто наблюдаются коматиитоподобные породы (см. также: [Золотухин, 1980, 2000]), которые отличаются от пикритовых базальтов меньшими значениями отношения железа к сумме железа и магния при близких содержаниях глинозема (рис. 2.2.2, табл. 2.2.4). Гипербазит-базитовые и коматиитоподобные лавы Хантайско-Рыбнинской субпровинции отличаются наиболее низкой щелочностью, в то время как таковые Каменской субпровинции характеризуются наиболее высокой щелочностью. С увеличением их общей основности и щелочности в направлении от Иконской к Аянской и Большеавамской мульдам [Магнезиальные базиты..., 1984] они приобретают черты щелочно-ультраосновных пород (щелочных пикритовых порфиритов), распространенных в Маймеч-Котуйской щелочной провинции [Васильев, Золотухин, 1975; Золотухин и др., 1986].

Интрузивная фацис гипербазит-базитовой субформации проявляется обычно в виде дифференцирован-

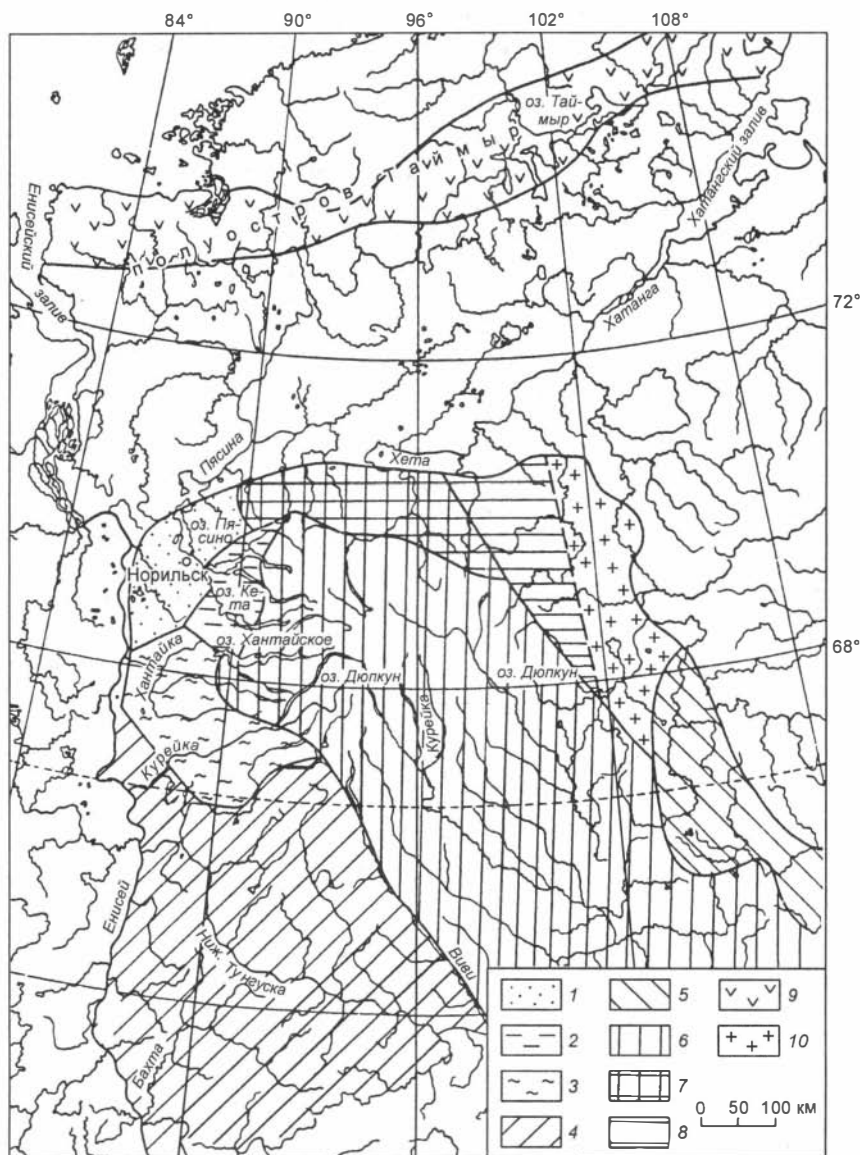


Рис. 2.2.1. Карта-схема базитовых субпровинций Сибирской платформы и Таймырской складчатой системы [Магнезиальные базиты..., 1984].

Субпровинции: 1 – Норильско-Хараелахская, 2 – Хантайско-Рыбнинская, 3 – Курейско-Летнинская, 4 – Тунгусская, 5 – Восточно-Путоранская, 6 – Центрально-Путоранская, 7 – Каменская, 8 – Хетская, 9 – Южно-Таймырская, 10 – Маймеча-Котуйская.



ных интрузивов (табл. 2.2.5) в основном в Норильско-Хараелахской субпровинции. Интрузивная фация здесь представлена более щелочными и кремнекислыми породами, чем эффузивная. Вместе с тем условный показатель общей основности пород для всей субформации в целом выдержан ( $1680 \pm 20$ ), что указывает на комагматичность фаций этой субформации. Обращает на себя внимание также близость петрохимического тренда для схем глубинной эволюции лав раннего этапа магматизма и внутрикамерной дифференциации никеленосных интрузий. Большинство дифференцированных интрузий субпровинции (в том числе рудоносных) близки по составу к базальтовым коматиитам, как это уже отмечалось рядом автором [Золотухин, 1979, 2000; Дюжиков, 1980; Дюжиков, Дистлер, 1981]. Также уже подчеркивалось, что коматиитоподобные дифференцированные рудоносные интрузии и эффузивные коматииты базит-гипербазитового состава гудчихинской свиты представляют собой комагматичную ассоциацию, образовавшуюся в процессе эволюции расплавов, достаточно близких по составу к перидотитовым или пироксенитовым коматиитам [Магнезиальные базиты..., 1984].

Интрузии гипербазит-базитовой субформации в других субпровинциях Сибирской платформы проявились в гораздо меньших масштабах. Обычно это единичные расслоенные тела с дифференциацией от троктолитовых, реже пикритовых и оливиновых, до кварцевых габбро-долеритов. Формируют они пластовые тела, лополиты и дайки мощностью от 20 до 150 м. Особенности их средневзвешенных составов в координатах условных показателей А.М. Виленского щелочность–общая основность–степень основности–кремнекислотность в каждой из

вышеупомянутых субпровинций отражены на рис. 2.2.3. Эффузивные коматиитоподобные породы занимают гораздо более локальное положение на подобной диаграмме (см.: [Золотухин и др., 1986, рис. 3.2]). Только дифференцированные ги-

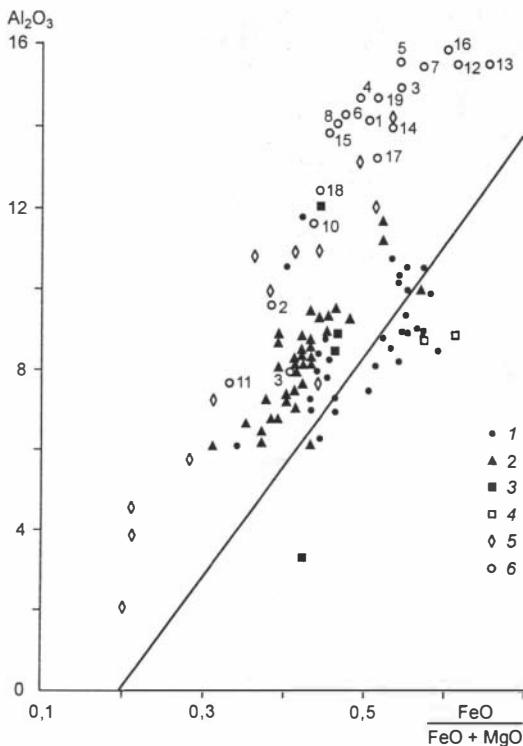


Рис. 2.2.2. Вариационная диаграмма  $Al_2O_3$ – $FeO/(FeO + MgO)$  для коматиитов и коматиитоподобных пород и некоторых дифференцированных интрузий Сибирской платформы и Таймырской складчатой системы [Золотухин и др., 1986].

1–4 – коматиитоподобные породы провинций: 1 – Каменской, 2 – Норильско-Хараелахской, 3 – Хантайско-Рыбинской, 4 – Южно-Таймырской; 5 – коматииты Южной Африки, Австралии, Кипра, Канады и Индии; 6 – дифференцированные интрузии Норильско-Хараелахской провинции.

Таблица 2.2.4

Химический состав коматититоподобных пород северо-западной части  
Сибирской платформы, мас. %

| Оксид                          | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 46,32 | 44,60 | 46,30 | 46,44 | 45,14 | 47,20 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,83  | 0,99  | 1,21  | 1,42  | 1,60  | 1,59  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,67  | 6,86  | 8,31  | 8,15  | 8,57  | 8,68  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,01  | 5,83  | 5,79  | 6,80  | 5,61  | 6,98  |
| FeO                            | 8,52  | 8,93  | 8,20  | 7,35  | 9,76  | 7,04  |
| MnO                            | 0,18  | 0,16  | 0,18  | 0,23  | –     | 0,18  |
| MgO                            | 21,72 | 25,63 | 21,31 | 19,63 | 20,14 | 18,07 |
| CaO                            | 7,33  | 5,79  | 7,41  | 8,85  | 8,27  | 8,62  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,27  | 0,88  | 0,94  | 0,88  | 0,56  | 1,32  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,05  | 0,26  | 0,28  | 0,08  | 0,28  | 0,12  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,10  | 0,07  | 0,07  | 0,17  | 0,07  | 0,21  |

Продолжение табл. 2.2.4

| Оксид                          | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 46,09 | 47,30 | 48,43 | 46,58 | 43,94 | 43,81 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,28  | 1,37  | 0,85  | 0,85  | 0,86  | 0,89  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,97  | 8,65  | 7,19  | 6,83  | 6,48  | 6,27  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,53  | 6,18  | 4,27  | 5,33  | 5,32  | 9,63  |
| FeO                            | 8,60  | 8,31  | 10,12 | 8,97  | 10,58 | 6,31  |
| MnO                            | 0,16  | 0,17  | 0,20  | 0,20  | 0,30  | 0,28  |
| MgO                            | 21,55 | 19,64 | 21,86 | 23,76 | 25,58 | 25,27 |
| CaO                            | 7,23  | 7,77  | 6,11  | 6,38  | 5,60  | 6,36  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,38  | 0,51  | 0,70  | 0,81  | 0,80  | 0,82  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,13  | 0,08  | 0,15  | 0,27  | 0,26  | 0,26  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,08  | –     | 0,10  | 0,02  | 0,10  | 0,10  |

Продолжение табл. 2.2.4

| Оксид                          | 13    | 14    | 15    | 16    | 17    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 47,47 | 48,38 | 49,12 | 46,96 | 51,95 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,27  | 1,01  | 1,03  | 1,05  | 0,65  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 9,13  | 8,46  | 9,31  | 7,97  | 12,28 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,28  | 5,83  | 4,76  | 5,15  | 3,06  |
| FeO                            | 6,06  | 8,76  | 8,97  | 9,09  | 5,07  |
| MnO                            | 0,19  | 0,21  | 0,16  | 0,51  | 0,18  |
| MgO                            | 18,22 | 17,00 | 16,01 | 18,43 | 10,72 |
| CaO                            | 8,26  | 9,22  | 9,00  | 9,94  | 13,92 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,90  | 0,92  | 1,28  | 0,86  | 1,48  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,15  | 0,11  | 0,23  | 0,13  | 0,60  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,07  | 0,10  | 0,13  | 0,11  | 0,09  |

Продолжение табл. 2.2.4

| Оксид                          | 18    | 19    | 20    | 21    | 22    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 52,47 | 49,17 | 47,23 | 47,75 | 45,39 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,49  | 1,17  | 1,39  | 1,89  | 0,82  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,27  | 11,29 | 9,52  | 8,87  | 12,88 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,58  | 4,39  | 5,54  | 5,56  | 9,37  |
| FeO                            | 5,73  | 8,81  | 8,89  | 8,88  | 2,29  |
| MnO                            | 0,16  | 0,16  | 0,11  | 0,37  | 0,20  |
| MgO                            | 14,12 | 11,55 | 16,57 | 16,14 | 13,42 |
| CaO                            | 17,56 | 11,12 | 9,51  | 9,31  | 14,49 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,46  | 1,70  | 0,72  | 0,88  | 0,77  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,10  | 0,45  | 0,35  | 0,26  | 0,31  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06  | 0,19  | 0,17  | 0,09  | 0,06  |

Продолжение табл. 2.2.4

|                 | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Нормы СРП       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Ap              | 0,23  | 0,16  | 0,16  | 0,39  | 0,16  | 0,49  | 0,19  | —     |
| Il              | 1,58  | 1,88  | 2,30  | 2,70  | 3,04  | 3,02  | 2,43  | 2,60  |
| Or              | 0,30  | 1,54  | 1,65  | 0,47  | 1,65  | 0,71  | 0,77  | 0,47  |
| Ab              | 2,28  | 7,45  | 7,95  | 7,45  | 4,74  | 11,17 | 3,22  | 4,32  |
| An              | 1,57  | 14,00 | 17,63 | 18,05 | 20,04 | 17,40 | 19,66 | 21,08 |
| Ne              | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| Mt              | 10,06 | 8,45  | 8,39  | 9,86  | 7,48  | 10,12 | 9,47  | 8,96  |
| Di              | 12,77 | 11,28 | 14,77 | 19,50 | 16,31 | 18,88 | 12,40 | 13,82 |
| Wo              | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 |
| Fs              | 5,52  | 5,44  | 5,49  | 4,25  | 7,16  | 3,80  | 5,42  | 5,66  |
| En              | 44,48 | 44,56 | 44,51 | 45,75 | 42,84 | 46,20 | 42,58 | 44,34 |
| Hy              | 43,84 | 22,05 | 28,53 | 31,61 | 27,88 | 31,47 | 40,75 | 44,14 |
| Fs              | 11,03 | 10,88 | 10,99 | 8,49  | 14,32 | 7,61  | 10,85 | 11,32 |
| En              | 88,97 | 89,12 | 89,01 | 91,51 | 85,68 | 92,39 | 89,15 | 88,68 |
| Ol              | 9,28  | 33,19 | 18,62 | 9,98  | 18,24 | 6,76  | 11,12 | 4,59  |
| Fa              | 11,03 | 10,88 | 10,99 | 8,49  | 14,32 | 7,61  | 10,85 | 11,32 |
| Fo              | 88,97 | 89,12 | 89,01 | 91,51 | 85,68 | 92,39 | 89,15 | 88,68 |
| Q               | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| N <sub>pl</sub> | 89    | 64    | 68    | 70    | 80    | 59    | 85    | 82    |

Продолжение табл. 2.2.4

|                 | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    | 15    |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ap              | 0,23  | 0,05  | 0,23  | 0,23  | 0,16  | 0,23  | 0,30  |
| Il              | 1,61  | 1,61  | 1,63  | 1,69  | 2,41  | 1,92  | 1,96  |
| Or              | 0,89  | 1,60  | 1,54  | 1,54  | 0,89  | 0,65  | 1,36  |
| Ab              | 5,92  | 6,85  | 6,77  | 6,94  | 7,62  | 7,78  | 10,83 |
| An              | 16,03 | 14,20 | 13,32 | 12,66 | 20,43 | 18,63 | 18,98 |
| Ne              | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| Mt              | 6,19  | 7,73  | 7,71  | 13,96 | 12,01 | 8,45  | 6,90  |
| Di              | 10,86 | 13,72 | 10,97 | 14,26 | 15,73 | 21,05 | 19,81 |
| Wo              | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 |
| Fs              | 8,19  | 6,21  | 7,24  | 1,57  | 2,05  | 7,61  | 8,76  |
| En              | 41,81 | 43,79 | 42,76 | 48,43 | 47,95 | 42,39 | 41,24 |
| Hy              | 45,53 | 30,79 | 20,16 | 24,37 | 40,58 | 38,67 | 35,56 |
| Fs              | 16,39 | 12,43 | 14,47 | 3,14  | 4,09  | 15,22 | 17,53 |
| En              | 83,61 | 87,57 | 85,53 | 96,86 | 95,91 | 84,78 | 82,47 |
| Ol              | 12,72 | 23,45 | 37,48 | 24,35 | —     | 2,62  | 4,30  |
| Fa              | 16,39 | 12,43 | 14,47 | 3,14  | —     | 15,22 | 17,53 |
| Fo              | 83,61 | 87,57 | 85,53 | 96,86 | —     | 84,78 | 82,47 |
| Q               | —     | —     | —     | —     | 0,18  | —     | —     |
| N <sub>pl</sub> | 72    | 66    | 65    | 63    | 72    | 69    | 62    |

Продолжение табл. 2.2.4

| с  | 16    | 17    | 18    | 19    | 20    | 21    | 22    |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ap | 0,25  | 0,21  | 0,14  | 0,44  | 0,39  | 0,21  | 0,14  |
| Il | 1,99  | 1,23  | 0,93  | 2,22  | 2,64  | 3,59  | 1,56  |
| Or | 0,77  | 3,55  | 6,50  | 2,66  | 2,07  | 1,54  | 1,83  |
| Ab | 7,28  | 12,52 | 3,89  | 14,38 | 6,09  | 7,45  | 6,52  |
| An | 17,50 | 25,09 | 11,79 | 21,85 | 21,71 | 19,48 | 30,77 |
| Ne | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| Mt | 7,47  | 4,44  | 2,29  | 6,37  | 8,03  | 8,06  | 5,66  |

Продолжение табл. 2.2.4

|                 | 16    | 17    | 18    | 19    | 20    | 21    | 22     |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Нормы CIPW      |       |       |       |       |       |       |        |
| Di              | 24,76 | 34,49 | 59,67 | 25,78 | 19,38 | 20,77 | 31,70  |
| Wo              | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00  |
| Fs              | 7,88  | 7,35  | 7,92  | 11,20 | 7,56  | 7,47  | —      |
| En              | 42,12 | 42,65 | 42,08 | 38,80 | 42,44 | 42,53 | 50,00  |
| Hy              | 26,38 | 16,37 | 13,01 | 23,74 | 34,60 | 37,14 | 10,82  |
| Fs              | 15,75 | 14,69 | 15,85 | 22,40 | 15,11 | 14,94 | —      |
| En              | 84,25 | 85,31 | 84,15 | 71,60 | 84,89 | 85,06 | 100,00 |
| Ol              | 13,60 | —     | 1,77  | 2,56  | 5,09  | 1,77  | 5,54   |
| Fa              | 15,75 | —     | 15,85 | 22,40 | 15,11 | 14,94 | —      |
| Fo              | 84,25 | —     | 84,15 | 77,60 | 84,89 | 85,06 | 100,00 |
| Q               | —     | 2,11  | —     | —     | —     | —     | —      |
| N <sub>Pl</sub> | 69    | 65    | 74    | 59    | 77    | 71    | 82     |

Продолжение табл. 2.2.4

|                                    | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8     |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Характеристики А.Н. Заварицкого    |        |        |        |        |        |        |        |       |
| <i>a</i>                           | 0,59   | 1,96   | 2,17   | 1,82   | 1,46   | 2,75   | 0,90   | 1,10  |
| <i>c</i>                           | 4,21   | 2,91   | 3,79   | 3,92   | 4,39   | 3,81   | 4,24   | 4,61  |
| $\bar{c}$                          | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —     |
| <i>b</i>                           | 48,41  | 51,43  | 47,05  | 46,53  | 47,21  | 44,34  | 47,84  | 45,35 |
| <i>s</i>                           | 46,80  | 43,69  | 46,99  | 47,74  | 46,95  | 49,10  | 47,02  | 48,93 |
| <i>f'</i>                          | 25,85  | 22,46  | 24,05  | 24,75  | 25,85  | 25,84  | 25,57  | 26,22 |
| <i>m'</i>                          | 66,68  | 71,58  | 67,21  | 63,20  | 64,43  | 61,53  | 67,11  | 65,36 |
| <i>c'</i>                          | 7,47   | 5,96   | 8,74   | 12,06  | 9,72   | 12,53  | 7,31   | 8,42  |
| <i>n</i>                           | 89,14  | 83,72  | 83,61  | 94,36  | 75,25  | 94,36  | 81,63  | 90,64 |
| <i>t</i>                           | 1,33   | 1,64   | 1,93   | 2,25   | 2,60   | 2,47   | 2,05   | 2,13  |
| $\varphi$                          | 10,86  | 8,22   | 9,22   | 11,05  | 8,33   | 12,02  | 10,27  | 10,38 |
| <i>Q</i>                           | -11,79 | -19,46 | -14,15 | -12,08 | -13,42 | -11,12 | -12,01 | -8,95 |
| <i>a/c</i>                         | 0,14   | 0,67   | 0,57   | 0,46   | 0,33   | 0,72   | 0,21   | 0,24  |
| <i>K<sub>ф</sub></i>               | 41,69  | 36,54  | 39,63  | 41,89  | 42,56  | 43,69  | 41,25  | 42,46 |
| Al                                 | 20,59  | 16,98  | 23,54  | 24,13  | 24,44  | 27,05  | 21,73  | 25,34 |
| Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O | 5,40   | 3,38   | 3,36   | 11,00  | 2,00   | 11,00  | 2,92   | 6,38  |

Продолжение табл. 2.2.4

|                                    | 9     | 10     | 11     | 12    | 3     | 14    | 15    |
|------------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|
| <i>a</i>                           | 1,52  | 1,86   | 1,82   | 1,91  | 1,98  | 1,96  | 2,85  |
| <i>c</i>                           | 3,41  | 2,98   | 2,77   | 4,85  | 4,51  | 4,10  | 4,21  |
| $\bar{c}$                          | —     | —      | —      | —     | —     | —     | —     |
| <i>b</i>                           | 46,77 | 49,35  | 52,42  | 43,33 | 44,01 | 43,89 | 41,72 |
| <i>s</i>                           | 48,30 | 45,81  | 42,99  | 49,92 | 49,50 | 50,05 | 51,23 |
| <i>f'</i>                          | 24,93 | 22,96  | 24,11  | 27,92 | 26,61 | 27,60 | 27,61 |
| <i>m'</i>                          | 68,58 | 69,63  | 70,15  | 58,96 | 63,08 | 58,82 | 58,74 |
| <i>c'</i>                          | 6,49  | 7,41   | 5,74   | 13,13 | 10,31 | 13,59 | 13,65 |
| <i>n</i>                           | 87,64 | 82,01  | 82,38  | 75,77 | 90,12 | 92,71 | 89,43 |
| <i>t</i>                           | 1,30  | 1,35   | 1,45   | 2,17  | 1,97  | 1,55  | 1,55  |
| $\varphi$                          | 6,76  | 7,88   | 7,36   | 9,95  | 14,47 | 10,18 | 8,82  |
| <i>Q</i>                           | -9,86 | -15,07 | -20,42 | -8,82 | -9,47 | -7,91 | -7,45 |
| <i>a/c</i>                         | 0,45  | 0,62   | 0,65   | 0,39  | 0,44  | 0,48  | 0,68  |
| <i>K<sub>ф</sub></i>               | 39,70 | 37,57  | 38,33  | 46,55 | 44,04 | 46,19 | 46,17 |
| Al                                 | 19,83 | 17,95  | 15,62  | 30,71 | 28,04 | 26,78 | 31,30 |
| Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O | 4,67  | 3,00   | 3,08   | 2,06  | 6,00  | 8,36  | 5,57  |

Характеристики А.Н. Заварицкого

|                                       | 16     | 17    | 18    | 19    | 20    | 21    | 22     |
|---------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| <i>a</i>                              | 1,84   | 3,88  | 2,27  | 4,12  | 1,91  | 2,10  | 2,04   |
| <i>c</i>                              | 3,80   | 5,79  | 2,52  | 5,03  | 4,85  | 4,33  | 7,18   |
| $\bar{c}$                             | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —      |
| <i>b</i>                              | 46,34  | 34,35 | 42,95 | 37,53 | 43,33 | 42,97 | 41,08  |
| <i>s</i>                              | 48,01  | 55,99 | 52,26 | 53,32 | 49,92 | 50,60 | 49,70  |
| <i>f'</i>                             | 25,47  | 20,81 | 14,08 | 30,68 | 27,92 | 28,56 | 24,03  |
| <i>m'</i>                             | 59,62  | 49,57 | 48,46 | 48,89 | 58,96 | 57,63 | 52,62  |
| <i>c'</i>                             | 14,91  | 29,51 | 37,45 | 20,43 | 13,13 | 13,81 | 23,35  |
| <i>n</i>                              | 90,95  | 78,94 | 38,86 | 85,17 | 75,77 | 83,72 | 79,06  |
| <i>t</i>                              | 1,65   | 0,93  | 0,70  | 1,76  | 2,17  | 2,89  | 1,34   |
| $\varphi$                             | 8,41   | 7,16  | 2,74  | 9,38  | 9,95  | 10,02 | 18,55  |
| <i>Q</i>                              | -11,46 | -1,57 | -2,55 | -6,62 | -8,82 | -7,32 | -11,85 |
| <i>a/c</i>                            | 0,48   | 0,67  | 0,90  | 0,82  | 0,39  | 0,48  | 0,28   |
| <i>K<sub>ф</sub></i>                  | 43,59  | 43,13 | 34,11 | 53,33 | 46,55 | 47,22 | 46,49  |
| <i>Al</i>                             | 24,40  | 65,15 | 29,26 | 45,62 | 30,71 | 29,01 | 51,36  |
| <i>Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O</i> | 6,62   | 2,47  | 0,42  | 3,78  | 2,06  | 3,38  | 2,48   |

Примечание. Составы приводятся в пересчете на 100 % безводного вещества. Ан. 1–13 – из Норильско-Хараелахской субпровинции (гудчихинская свита); ан. 14–18 – из Каменской субпровинции (14–16 – гудчихинская свита, 17, 18 – туклонская свита); ан. 19–22 – из Хантайско-Рыбнинской субпровинции (19–21 – гудчихинская свита, 22 – туклонская свита). Использованы данные О.А. Дюжикова, Т.Н. Ивановой и Ю.Н. Томановской (см.: [Золотухин и др., 1986]).

$K_{\phi} = 100(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) \text{ мас.}\%$ ,  $Al = 100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) \text{ мас.}\%$ .

пербазит-базитовые интрузивы Центрального Таймыра приближаются по петрохимическим характеристикам к соответствующим интрузивам Норильско-Хараелахской субпровинции. Изотропные интрузии пикритовых габбро-долеритов (до плагиоверлитов) имеются в западной части Центрального Таймыра (дайки и силлы) с условными показателями степени основности в диапазоне 1,20–1,46 и щелочности – кислотности 905 – 967. В Курейско-Летнинской и Тунгусской субпровинциях основность соответствующих пород заметно снижается (см. рис. 2.2.3). Как уже указывалось ранее, дифференцированные интрузивы гипербазит-базитовой субформации проявляются лишь “в районах, где магматизмом унаследованы структуры древнего (в частности, рифейского) заложения, представленные в свое время прогибами и авлакогенами” [Магнезиальные базиты..., 1984, с. 40]. Поэтому на территории Каменской и Маймеч-Котуйской субпровинций их не встречено, а в пределах Хетской субпровинции, учитывая ее особое структурное положение, наряду с немногочисленными дифференцированными гипербазит-базитовыми интрузивами, присутствуют, как и в упомянутых этих двух субпровинциях, мелкие интрузии щелочно-ультраосновных, щелочных и основных пород, т. е. проявляется магматизм различной глубины заложения очагов.

Интересно сопоставить главные петрохимические особенности упомянутых гипербазит-базитовых интрузивов и коматиитоподобных эффузивов, которые являются составной частью гипербазит-базитовой субформации. Они попадают в те же поля диаграмм, что и типичные породы гипербазит-базитовой субформации,

Таблица 2.2.5

**Средневзвешенные химические составы 22 дифференцированных  
гипербазит-базитовых интрузивов северной части Сибирской платформы, мас. %**

| Оксид                          | 1 (63) | 2 (107) | 3 (35) | 4 (31) | 5 (6) | 6 (41) |
|--------------------------------|--------|---------|--------|--------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 43,83  | 44,19   | 46,01  | 44,11  | 43,26 | 45,16  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,84   | 0,89    | 1,23   | 0,64   | 0,72  | 0,91   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,18  | 14,24   | 15,01  | 14,49  | 10,26 | 14,73  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,54   | 3,73    | 3,26   | 2,33   | 3,77  | 2,63   |
| FeO                            | 8,25   | 8,78    | 8,56   | 8,63   | 9,12  | 8,73   |
| MnO                            | 0,14   | 0,19    | 0,20   | 0,21   | 0,24  | 0,16   |
| MgO                            | 11,47  | 10,93   | 9,60   | 12,18  | 19,40 | 11,66  |
| CaO                            | 9,56   | 9,81    | 10,13  | 9,33   | 5,87  | 10,11  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,80   | 1,98    | 1,85   | 1,51   | 1,16  | 1,66   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,60   | 0,84    | 0,53   | 1,23   | 0,93  | 0,67   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,14   | 0,09    | 0,21   | 0,19   | 0,11  | 0,20   |
| П.п.п.                         | 2,86   | 3,60    | 2,50   | 3,51   | –     | 2,44   |

Продолжение табл. 2.2.5

| Оксид                          | 7 (3) | 8 (10) | 9 (5) | 10 (24) | 11 (96) | 12 (38) |
|--------------------------------|-------|--------|-------|---------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 46,15 | 47,91  | 45,33 | 45,34   | 43,96   | 45,78   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,53  | 1,26   | 0,97  | 0,99    | 0,77    | 0,81    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,64 | 15,71  | 8,03  | 14,25   | 14,23   | 13,43   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,68  | 3,14   | 2,38  | 2,62    | 2,24    | 2,97    |
| FeO                            | 7,32  | 8,55   | 11,40 | 9,13    | 11,19   | 8,67    |
| MnO                            | 0,16  | 0,16   | 0,18  | 0,17    | 0,18    | 0,18    |
| MgO                            | 11,72 | 7,12   | 20,44 | 12,21   | 14,95   | 13,33   |
| CaO                            | 10,91 | 9,77   | 7,19  | 10,09   | 8,22    | 9,87    |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,44  | 2,41   | 1,11  | 1,67    | 1,57    | 1,71    |
| K <sub>2</sub> O               | 0,31  | 0,87   | 0,39  | 0,46    | 0,34    | 0,53    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,19  | 0,04   | 0,11  | 0,29    | 0,10    | 0,18    |
| П.п.п.                         | 1,29  | 2,86   | 2,34  | 2,50    | 2,02    | 2,47    |

Продолжение табл. 2.2.5

| Оксид                          | 13 (57) | 14 (19) | 15 (8) | 16 (11) | 17 (13) |
|--------------------------------|---------|---------|--------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 45,68   | 44,87   | 47,08  | 47,24   | 45,98   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,82    | 1,02    | 1,38   | 1,27    | 0,94    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,83   | 13,26   | 16,12  | 15,12   | 13,53   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,24    | 2,91    | 2,60   | 3,07    | 1,72    |
| FeO                            | 9,29    | 10,06   | 9,31   | 9,52    | 9,80    |
| MnO                            | 0,19    | 0,21    | 0,16   | 0,25    | 0,23    |
| MgO                            | 11,64   | 13,65   | 7,85   | 9,84    | 12,91   |
| CaO                            | 8,85    | 9,30    | 11,01  | 9,67    | 9,55    |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,92    | 1,82    | 2,14   | 1,74    | 1,33    |
| K <sub>2</sub> O               | 0,82    | 0,48    | 0,41   | 0,51    | 1,05    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | –       | –       | 0,12   | 0,13    | 0,14    |
| П.п.п.                         | 2,38    | 1,97    | 0,93   | 2,25    | 2,82    |

Продолжение табл. 2.2.5

| Оксид                          | 18 (25) | 19 (4) | 20 (8) | 21 (4) | 22 (6) |
|--------------------------------|---------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 47,84   | 47,26  | 46,74  | 45,98  | 43,56  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,29    | 1,64   | 1,62   | 1,24   | 0,67   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,92   | 13,53  | 13,41  | 14,35  | 11,87  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,87    | 2,04   | 3,00   | 3,53   | 4,92   |
| FeO                            | 8,68    | 11,27  | 12,48  | 10,03  | 7,59   |
| MnO                            | 0,19    | 0,17   | 0,22   | 0,26   | 0,19   |

Продолжение табл. 2.2.5

| Оксид                         | 18 (25) | 19 (4) | 20 (8) | 21 (4) | 22 (6) |
|-------------------------------|---------|--------|--------|--------|--------|
| MgO                           | 7,48    | 9,56   | 9,56   | 9,75   | 16,08  |
| CaO                           | 9,55    | 10,26  | 9,11   | 10,08  | 9,00   |
| Na <sub>2</sub> O             | 2,42    | 2,19   | 2,06   | 0,84   | 0,94   |
| K <sub>2</sub> O              | 1,00    | 0,56   | 0,57   | 0,46   | 0,50   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,06    | 0,19   | 0,22   | 0,27   | 0,33   |
| П.п.п.                        | 2,56    | 1,19   | 0,55   | 2,62   | 4,29   |

Продолжение табл. 2.2.5

|                                    | 1      | 2      | 3     | 4      | 5      | 6      | 7      | 8     |
|------------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Характеристики А.Н. Заварицкого    |        |        |       |        |        |        |        |       |
| <i>a</i>                           | 4,92   | 5,65   | 4,94  | 5,21   | 3,69   | 4,65   | 3,69   | 6,77  |
| <i>c</i>                           | 7,20   | 6,83   | 7,78  | 7,28   | 4,65   | 7,59   | 10,87  | 7,46  |
| $\bar{c}$                          | —      | —      | —     | —      | —      | —      | —      | —     |
| <i>b</i>                           | 36,49  | 35,89  | 32,88 | 35,90  | 44,62  | 35,39  | 31,58  | 28,54 |
| <i>s</i>                           | 51,40  | 51,63  | 54,40 | 51,62  | 47,04  | 52,37  | 53,86  | 57,23 |
| <i>f'</i>                          | 33,06  | 33,07  | 34,48 | 29,50  | 25,67  | 30,39  | 27,56  | 39,60 |
| <i>m'</i>                          | 54,22  | 52,26  | 50,95 | 58,55  | 69,61  | 56,10  | 64,02  | 43,56 |
| <i>c'</i>                          | 12,72  | 14,67  | 14,59 | 11,95  | 4,72   | 13,52  | 8,42   | 16,83 |
| <i>n</i>                           | 82,01  | 78,18  | 84,14 | 65,11  | 65,47  | 79,02  | 87,59  | 80,81 |
| <i>t</i>                           | 1,42   | 1,49   | 1,97  | 1,08   | 1,24   | 1,49   | 0,86   | 1,94  |
| $\varphi$                          | 10,82  | 9,00   | 8,65  | 5,65   | 6,83   | 6,39   | 4,63   | 9,70  |
| <i>Q</i>                           | -14,25 | -14,87 | -8,86 | -14,46 | -17,95 | -12,16 | -10,51 | -6,54 |
| <i>a/c</i>                         | 0,68   | 0,83   | 0,63  | 0,71   | 0,79   | 0,61   | 0,34   | 0,91  |
| <i>K<sub>ф</sub></i>               | 52,70  | 53,37  | 54,95 | 47,36  | 39,92  | 49,35  | 43,44  | 62,15 |
| Al                                 | 58,43  | 60,75  | 69,78 | 62,62  | 31,77  | 63,99  | 89,96  | 83,52 |
| Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O | 3,00   | 2,36   | 3,46  | 1,23   | 1,25   | 2,48   | 4,65   | 2,77  |

Продолжение табл. 2.2.5

|                                    | 9      | 10     | 11     | 12     | 13     | 14     | 15    |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| <i>a</i>                           | 2,69   | 4,31   | 3,85   | 4,41   | 5,40   | 4,56   | 5,42  |
| <i>c</i>                           | 3,46   | 7,31   | 7,36   | 6,54   | 7,20   | 6,32   | 8,31  |
| $\bar{c}$                          | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —     |
| <i>b</i>                           | 47,02  | 36,40  | 39,47  | 37,77  | 34,95  | 38,90  | 30,42 |
| <i>s</i>                           | 46,83  | 51,97  | 49,32  | 51,28  | 52,45  | 50,22  | 55,84 |
| <i>f'</i>                          | 24,82  | 30,21  | 31,41  | 28,21  | 33,61  | 30,50  | 37,68 |
| <i>m'</i>                          | 65,89  | 56,39  | 62,53  | 58,16  | 56,25  | 57,56  | 44,64 |
| <i>c'</i>                          | 9,29   | 13,40  | 6,06   | 13,63  | 10,14  | 11,94  | 17,67 |
| <i>n</i>                           | 81,22  | 84,66  | 87,53  | 83,06  | 78,06  | 85,21  | 88,81 |
| <i>t</i>                           | 1,58   | 1,62   | 1,30   | 1,31   | 1,33   | 1,68   | 2,16  |
| $\varphi$                          | 3,87   | 6,11   | 4,73   | 6,54   | 7,90   | 6,19   | 7,46  |
| <i>Q</i>                           | -15,20 | -12,00 | -16,42 | -12,81 | -13,10 | -14,90 | -7,47 |
| <i>a/c</i>                         | 0,78   | 0,59   | 0,52   | 0,67   | 0,75   | 0,72   | 0,65  |
| <i>K<sub>ф</sub></i>               | 40,27  | 49,04  | 47,32  | 46,62  | 51,84  | 48,72  | 60,27 |
| Al                                 | 23,47  | 59,47  | 50,14  | 53,78  | 61,36  | 49,81  | 81,58 |
| Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O | 2,85   | 3,63   | 4,62   | 3,23   | 2,34   | 3,79   | 5,22  |

Продолжение табл. 2.2.5

|           | 16    | 17    | 18    | 19    | 20    | 21    | 22    |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>a</i>  | 4,59  | 4,36  | 6,90  | 5,52  | 5,27  | 2,58  | 2,72  |
| <i>c</i>  | 7,86  | 6,70  | 6,72  | 6,12  | 6,19  | 8,57  | 6,38  |
| $\bar{c}$ | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| B         | 32,62 | 36,93 | 29,95 | 34,36 | 35,00 | 34,12 | 42,13 |
| S         | 54,93 | 52,01 | 56,43 | 54,00 | 53,54 | 54,72 | 48,77 |

Окончание табл. 2.2.5

|              | 16    | 17     | 18    | 19    | 20    | 21    | 22     |
|--------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|
| $f'$         | 36,64 | 29,22  | 39,88 | 35,99 | 41,09 | 38,51 | 26,83  |
| $m'$         | 51,26 | 58,06  | 43,04 | 46,19 | 45,46 | 49,69 | 62,98  |
| $c'$         | 12,10 | 12,72  | 17,08 | 17,82 | 13,46 | 11,80 | 10,19  |
| $N$          | 83,83 | 65,81  | 78,62 | 85,60 | 84,60 | 73,51 | 74,07  |
| $T$          | 1,98  | 1,51   | 1,99  | 2,54  | 2,54  | 1,99  | 1,14   |
| $\phi$       | 8,06  | 3,90   | 11,24 | 4,98  | 7,20  | 9,08  | 9,73   |
| $Q$          | -7,17 | -11,41 | -7,65 | -9,16 | -9,65 | -4,29 | -14,29 |
| $a/c$        | 0,58  | 0,65   | 1,03  | 0,90  | 0,85  | 0,30  | 0,43   |
| $K_b$        | 56,13 | 47,16  | 62,66 | 58,20 | 61,82 | 58,17 | 43,76  |
| Al           | 67,41 | 55,38  | 74,49 | 59,16 | 53,55 | 61,56 | 41,52  |
| $Na_2O/K_2O$ | 3,41  | 1,27   | 2,42  | 3,91  | 3,61  | 1,83  | 1,88   |

Примечание. Данные 1–22 по: [Поисковые критерии..., 1978]: 1 – Норильск-1, 2 – Верхнеталнахская, 3 – Норильск-2, 4 – Нижнеталнахская, 5 – Нижненорильская, 6 – Черногорская, 7 – Ханарская, 8 – Верхнедвугорбинская, 9 – Нижнефокинская, 10 – Имангдинская, 11 – Моронговская, 12 – Мантуровская, 13 – Зубовская, 14 – Пясинско-Вологодчанская, 15 – Аламджахская, 16 – Нижний I, 17 – Зеленая Грива, 18 – Накохозовская, 19 – Нижний II, 20 – Второго порог, 21 – Горстрой, 22 – руч. Магнитный. В скобках указано число анализов для каждого из интрузивов.

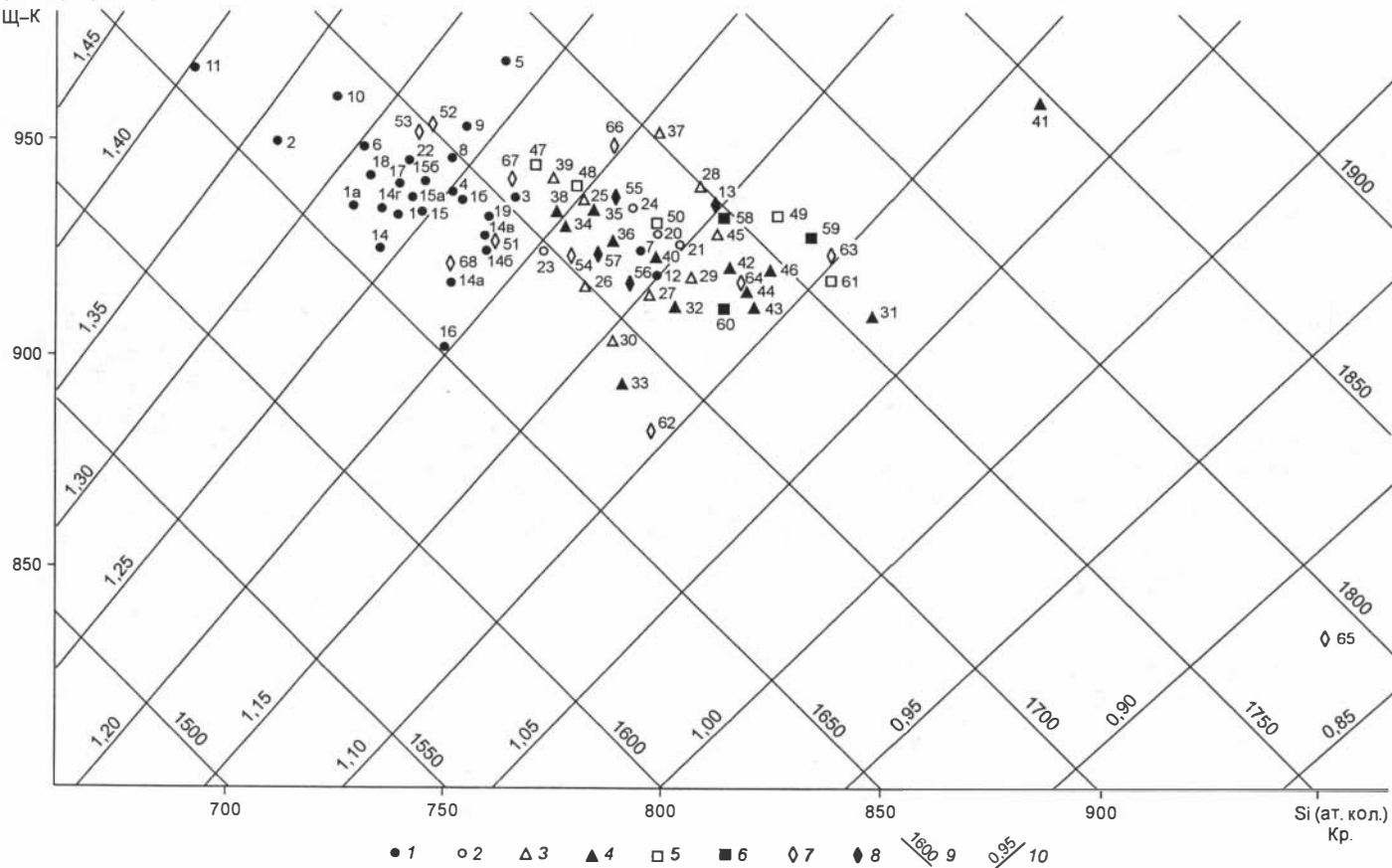
$$K_{\phi} = 100 \cdot (Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO); Al = 100 \cdot Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO).$$

которые являются менее основными и более богатыми щелочами. Коматиитоподобные породы Норильско-Хараелахской провинции обладают наибольшей основностью, а в районе Норильского и Талнахского рудных узлов наблюдались породы, близкие к перидотитовым коматиитам. В Хантайско-Рыбнинской субпровинции коматиитоподобные породы имеют пироксенитово-коматиитовый состав, а базальтово-коматиитовый свойственен Каменской субпровинции и северу Хараелахской мульды. Наиболее низким содержанием глинозема при высокой магнезиальности характеризуются коматиитоподобные породы Норильско-Хараелахской субпровинции (рис. 2.2.4). Коматиитоподобные породы Каменской и Южно-Таймырской субпровинций имеют повышенные содержания железа и титана. К ним же приближается по составу ряд дифференцированных интрузивов этой субформации [Магнезиальные базиты..., 1984; Золотухин и др., 1986, 1989]. Обнаруживаемые закономерности магматизма указывают, что дифференцированные никеленосные интрузивы – производные гипербазит-базитовых расплавов и близки по составу к базальтовым коматиитам [Золотухин, 1979, 1980; Дюжиков, Дистлер, 1981]. Они комагматичны пикритовым лавам гудчихинской и туклонской свит, которые сходны с коматиитовыми сериями известных провинций мира (см. рис. 2.2.4).

**Базитовая субформация.** Наиболее широко проявились на Сибирской платформе породы эффузивной и интрузивной фаций базитовой субформации, причем ее эффузивы в основном приурочены к крупнейшей позднепалеозойской структуре – Тунгусской синеклизе. Мощность вулканогенной толщи возрастает от 800 м в южной части синеклизы до 2200 – в северной и 3700 м – в Норильско-Хараелахской провинции, причем с юга на север в разрезах закономерно уменьшается содержание пирокластических и туфогенно-осадочных пород с фациальным замещением существенно туфовых свит лавовыми. Туфолововая толща в Но-



$\frac{(Si + Al) \cdot 1000}{(Si + Al) + (Na + K)}$   
Щ-К

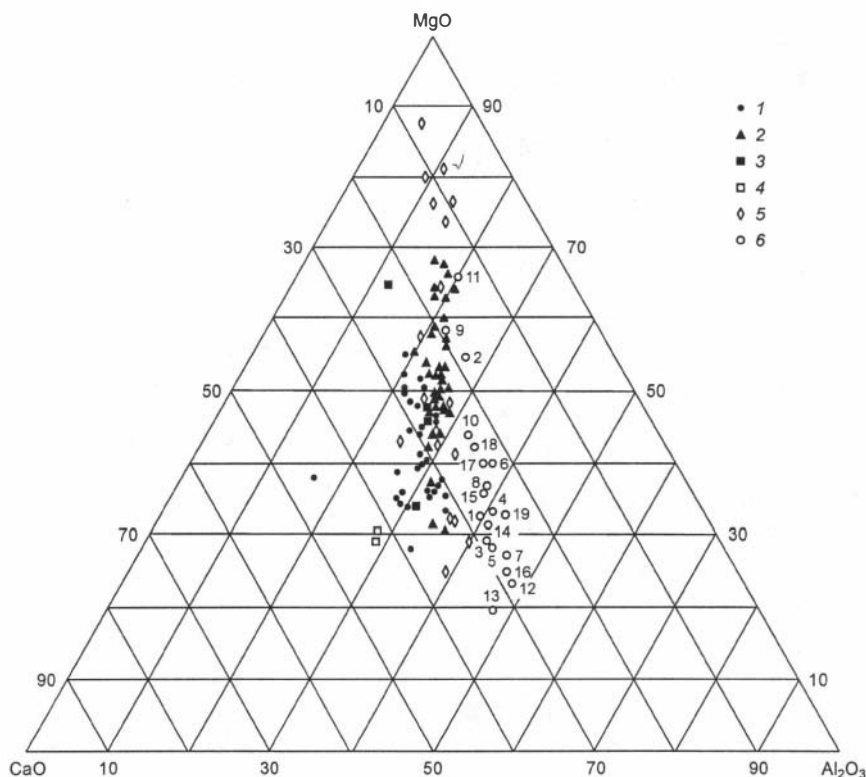


**Рис. 2.2.3.** Состав дифференцированных интрузий Сибирской платформы в координатах щелочность–кремнекислотность–общая основность [Магнезиальные базиты..., 1984].

Дифференцированные интрузии базитовых субпровинций: 1 – Норильско-Хараелахской, 2 – Каменской, 3 – Хантайско-Рыбинской, 4 – Курейско-Летнинской, 5 – Хетской, 6 – Восточно-Путоранской, 7 – Южной-Таймырской, 8 – Тунгусской; 9 – линии равных значений общей основности; 10 – линии равных значений степени основности. Цифры на рисунке – номера интрузий: 1 – Норильск-1, 2 – Нижне-Норильская, 3 – Норильск-2, 4 – Черногорская, 5 – Горстрой, 6 – Моронго, 7 – Буркан, 8 – Зеленая Грива, 9 – Нижнефокинская, 10 – ручья Магнитного, 11 – ручья Пикритового, 12 – Верхнедвугорбинская, 13 – Анакитская, 14 – Верхнеталнахская (ветви: а – Юго-Западная, б – Северо-Восточная, в – Северо-Западная, г – Хараелахская), 15 – Нижнеталнахская, 16 – Тулаек-Тасская, 17 – Нижняя Тулаек-Тасская, 18 – Пясинско-Вологодчанская, 19 – Зуб-Маркшейдерская, 20 – Тальминская, 21 – Иконская, 22 – Клюквенная, 23 – Ыттахская, 24 – Арылахская, 25 – Имангдинская, 26 – Мантуровская, 27 – Накохозовская, 28 – Микчандинская, 29 – Хюктанская, 30 – Макусовская, 31 – Верхнегорбиачинская, 32 – Кулюмбинская, 33 – Галельская, 34 – Второй Порог, 35 – Нижний I, 36 – Нижний II, 37 – Джалтульская, 38 – Хупери, 39 – Среднегорбиачинская, 40 – Горбиачинская, 41 – Среднекулюмбинская, 42 – Авамская, 43 – Дегенская, 44 – Неконгдоконская, 45 – Борпуклинская, 46 – Ерачимо, 47 – Ханарская, 48 – Верхнекунтыкахская, 49 – Маймечинская, 50 – Хуангтукунская, 51 – Боотонкагская, 52 – пикритовых габбро-долеритов Центрального Таймыра, 53 – Верхнедзеляктаринская, 54 – Фадьюкудинская, 55 – Аламджахская (восточный комплекс), 56 – Аламджахская (западный комплекс), 57 – Холомолах, 58 – Нинимская, 59 – Нижнетомбинская, 60 – Велингна, 61 – Улахан-Вава, 62–66 – слабодифференцированные интрузии Западного Таймыра, 67 – интрузия р. Тальник, 68 – интрузия р. Бол. Таймыра.

рильско-Хараелахской субпровинции сформировалась в течение пяти тектономатематических фаз. Циклический характер здесь проявлен отчетливо. Дальнейшее затухание его прослеживается уже в пределах Хантайско-Рыбинской, а также Каменской субпровинций – с повышением щелочности лав (2–5 циклы излияния) и совершенно отсутствует в Курейско-Летнинской субпровинции. В разрезе последней уже отсутствуют торизонты пикритовых базальтов, а сам разрез начинается с туфогенной – авамской толщи и фиксируется антиформной эволюцией магматических очагов. В Тунгусской, Центрально-Путоранской, Хетской субпровинциях слабо выражено циклическое развитие. Отмечается неоднократная смена антиформной и томодромной последовательности эволюции базитовых расплавов в течение каждого этапа магматизма. Для всего региона усредненная эволюционная направленность в целом антиформная [Петрология..., 1978; Золотухин и др., 1986]. Главная особенность пород базитовой субформации – близкий средний состав одновозрастных пород во всех субпровинциях региона (см. табл. 2.2.2). На площадях развития гипербазит-базитовой субформации базитовые производные имеют пониженную основность.

Очень близки по составу эффузивные дифференцированные интрузивы базитовой субформации (см.: [Золотухин и др., 1986, табл. Приложения]). Расселенные интрузии базитовой субформации значительно слабее дифференцированы, чем таковые гипербазит-базитовой субформации. Нижние торизонты их сложены обычно оливиновыми, реже троктолитовыми таббро-долеритами, которые, как прив-



**Рис. 2.2.4.** Сопоставление химического состава (мас.%) коматитов, коматитоподобных пород и некоторых рудоносных дифференцированных интрузий [Золотухин и др., 1986].

1–4 – коматитоподобные породы провинций: 1 – Каменской, 2 – Норильско-Хараелахской, 3 – Хантайско-Рыбинской, 4 – Южной-Таймырской, 5 – коматиты зарубежных стран; 6 – дифференцированные интрузии.

ло, образуют невыдержанные по мощности горизонты и линзы, а верхние – оливиновыми, оливинсодержащими и безоливиновыми габбро-долеритами. Эти интрузивы отличаются значительно более низкой основностью как нижних, так и верхних горизонтов по сравнению с дифференцированными интрузивами гипербазит-базитовой субформации. В Норильско-Хараелахской субпровинции примером таких образований могут быть Буркан и Верхнедвугорбинская (степень основности не превышает 1,17), в Хантайско-Рыбинской – интрузивы Микчанда, Накохозовская и Хюкта, а в Каменской субпровинции – Тальминская, Иконская и Арылахская. В Тунгусской субпровинции яркими примерами таких интрузивов являются Некогдаковский, Анакитский и Аламджахский, в Хетской субпровинции – Маймечинская и Хунгтукунская, а в Восточно-Путоранской – интрузия Велингна. Наиболее высокой степенью основности отличаются интрузивы Норильско-Хараелахской и Хантайско-Рыбинской субпровинций [Там же]. Наиболее низкая основность характерна для интрузивов Хетской субпровинции.

**Щелочно-базитовая субформация.** Эффузивная фация этой субформации представлена достаточно широко в Норильско-Хараелахской, Каменской, Хантайско-Рыбнинской, Южно-Таймырской и Курейско-Летнинской субпровинциях, в то время как в других субпровинциях она практически отсутствует. Щелочно-базитовые проявления связываются со структурами древних авлакогенов, претерпевших инверсию в позднем палеозое или раннем мезозое. В Норильско-Хараелахской и Южно-Таймырской субпровинциях установлено чередование даже в короткие промежутки времени щелочно-базитового и базитового магматизма. Так, начиная с ивакинской до хараелахской свиты, щелочно-базитовые проявления фиксировались неоднократно [Магнезиальные базиты..., 1984; Золотухин и др., 1986], а на Центральном Таймыре они развиты в составе аятаринской свиты, где их состав изменяется от основного до кремнекислого (трахиандезиты и трахилипариты). К субщелочным отнесены базальты с содержанием суммы щелочей более 4 мас.% (условный показатель щелочности–кислотности 900 и менее). По содержанию  $\text{SiO}_2$  выделены субщелочные оливиновые базальты (45–47 %), оливинсодержащие и безоливиновые (47–53 %) и трахиандезитобазальты (>53 %) вплоть до трахилипаритов. В Норильско-Хараелахской субпровинции кремнекислые субщелочные базальты представлены трахибазальтами и трахиандезитобазальтами (до 55 %  $\text{SiO}_2$ ), а в Маймеч-Котуйской субпровинции в составе дельканской свиты развиты трахиты и трахилипариты. В более мафической части эволюционного ряда щелочно-базитовых пород известны непрерывные переходы от титан-авгитовых базальтов и трахибазальтов Норильско-Хараелахской субпровинции через анкарамитовые базальты Каменской субпровинции до пикритовых порфиритов Маймеч-Котуйской субпровинции. Здесь наблюдается региональный естественный ряд от субщелочных кремнекислых до щелочно-ультраосновных базальтоидов.

**Интрузивная фация** этой субформации также представлена эволюционным рядом пород от трахидолеритов Хантайско-Рыбнинской провинции с понижением щелочности к субщелочным породам Норильско-Хараелахской, Тунгусской и Каменской субпровинций. В отличие от пород эффузивной фации интрузивы широко развиты практически повсеместно и слагают дайки и мелкие тела трахидолеритов, титан-авгитовых долеритов, тешенитов и прочих основных пород повышенной щелочности. Среднее содержание щелочей не превышает 5–6 %, титана – до 5 %, повышаясь в регионе в южном направлении. Повышенная основность характерна для субщелочных интрузий Хантайско-Рыбнинской субпровинции. Для региона в целом, по сравнению с интрузивными, эффузивные породы каждой субпровинции более кремнекислые и менее щелочные, а состав их более выдержан.

Подводя итоги, можно сказать [Золотухин и др., 1986], что щелочно-базитовые и щелочно-ультраосновные магматиты, по-видимому, образуют единую формацию (субформацию) на северной окраине Сибирской платформы, охватывающей Норильско-Хараелахскую, Каменскую, Хетскую и Маймеч-Котуйскую субпровинции с возрастанием доли щелочных и щелочно-ультраосновных лав в разрезе вулканогенной толщи с запада на восток. В пределах древних авлакогенов, не претерпевших инверсии, степень глубинной дифференциации и ошелочения расплавов резко увеличивается [Магнезиальные базиты..., 1984; Золотухин и др., 1986], с чем и связана локализация щелочно-ультраосновного магматизма Маймеч-Котуйской субпровинции на участке сопряжения древних авлакогенов – Предтаймырского и Байкало-Таймырского.

Таблица 2.2.6

Средний состав пород из вулканотриизивной ассоциации Маймеча-Котуйской щелочной провинции и сопредельных районов Сибирской платформы, мас. %

| Оксид                          | Маймеча-Котуйская провинция |        |        |        |        |            |        |        |
|--------------------------------|-----------------------------|--------|--------|--------|--------|------------|--------|--------|
|                                | Интрузивные                 |        |        |        |        | Эффузивные |        |        |
|                                | 1                           | 2      | 3      | 4      | 5      | 6          | 7      | 8      |
| SiO <sub>2</sub>               | 36,09                       | 37,90  | 35,37  | 37,95  | 38,66  | 37,26      | 40,75  | 45,48  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,43                        | 1,70   | 1,25   | 1,57   | 3,32   | 1,45       | 2,61   | 1,43   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,57                        | 2,04   | 0,27   | 2,40   | 4,25   | 2,22       | 4,66   | 14,45  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,50                        | 0,30   | 0,17   | 0,36   | 0,18   | 0,37       | —      | —      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,98                        | 6,00   | 5,27   | 4,99   | 7,15   | 6,27       | 7,23   | 9,88   |
| FeO                            | 7,93                        | 8,09   | 12,31  | 6,84   | 7,76   | 5,94       | 6,09   | 4,33   |
| MnO                            | 0,17                        | 0,19   | 0,29   | 0,15   | 0,22   | 0,16       | 0,18   | 0,11   |
| NiO                            | 0,26                        | 0,20   | 0,14   | 0,21   | 0,14   | 0,20       | —      | —      |
| MgO                            | 38,80                       | 31,55  | 41,99  | 34,11  | 22,78  | 33,61      | 19,47  | 6,91   |
| CaO                            | 0,86                        | 5,36   | 0,83   | 3,80   | 8,49   | 3,98       | 10,85  | 12,25  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,12                        | 0,23   | 0,15   | 0,24   | 0,69   | 0,18       | 0,36   | 1,89   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,06                        | 0,22   | 0,12   | 0,27   | 0,91   | 0,13       | 1,37   | 0,16   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,12                        | 0,18   | 0,06   | 0,21   | 0,44   | 0,17       | 0,63   | 0,15   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,74                        | 0,66   | 0,13   | 0,69   | 1,35   | 0,93       | 1,87   | 1,07   |
| S <sub>общ</sub>               | 0,07                        | 0,05   | 0,015  | —      | —      | 0,04       | —      | —      |
| П.п.п.                         | 8,03                        | 5,65   | 1,64   | 6,78   | 4,92   | 7,35       | 4,02   | 2,40   |
| Сумма                          | 99,69                       | 100,12 | 100,00 | 100,57 | 101,26 | 100,26     | 100,09 | 100,51 |
| n                              | 17                          | 21     | 23     | 9      | 17     | 22         | 3      | 5      |

Продолжение табл. 2.2.6

| Оксид                          | Маймеча-Котуйская<br>провинция |        |        | Сопредельные районы |        |       |        |       |
|--------------------------------|--------------------------------|--------|--------|---------------------|--------|-------|--------|-------|
|                                | Эффузивные                     |        |        |                     |        |       |        |       |
|                                | 9                              | 10     | 11     | 12                  | 13     | 14    | 15     | 16    |
| SiO <sub>2</sub>               | 44,28                          | 61,39  | 38,90  | 46,12               | 42,89  | 44,47 | 49,53  | 48,43 |
| TiO <sub>2</sub>               | 4,35                           | 0,88   | 1,82   | 1,15                | 3,74   | 1,28  | 1,30   | 1,48  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,81                          | 16,12  | 12,61  | 7,75                | 7,21   | 9,35  | 15,92  | 15,35 |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | —                              | —      | —      | —                   | 0,16   | —     | —      | —     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,79                           | 3,13   | 8,54   | 6,43                | 4,74   | 5,65  | 5,01   | 3,59  |
| FeO                            | 7,92                           | 2,01   | 5,83   | 8,36                | 8,84   | 7,36  | 7,69   | 9,39  |
| MnO                            | 0,24                           | 0,12   | 0,23   | 0,20                | 0,14   | 0,17  | 0,17   | 0,19  |
| NiO                            | —                              | —      | —      | —                   | 0,09   | —     | —      | —     |
| MgO                            | 4,94                           | 1,10   | 9,18   | 21,73               | 17,62  | 15,85 | 7,22   | 6,18  |
| CaO                            | 10,04                          | 1,86   | 13,45  | 7,22                | 8,04   | 7,59  | 11,04  | 10,69 |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,93                           | 2,40   | 2,67   | 0,75                | 1,23   | 1,12  | 1,86   | 2,18  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,52                           | 10,15  | 1,31   | 0,44                | 0,86   | 0,28  | 0,26   | 0,73  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 1,33                           | 0,34   | 0,76   | 0,10                | 0,21   | 0,14  | —      | 0,13  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 1,31                           | 0,20   | 1,21   | —                   | 0,73   | —     | —      | —     |
| S <sub>общ</sub>               | —                              | —      | —      | —                   | —      | —     | —      | —     |
| П.п.п.                         | 3,01                           | 0,73   | 3,85   | —                   | 3,63   | —     | —      | —     |
| Сумма                          | 101,47                         | 100,43 | 100,36 | 100,25              | 100,13 | 93,26 | 100,00 | 98,34 |
| n                              | 11                             | 8      | 11     | 13                  | 8      | 337   | 38     | 176   |

Продолжение табл. 2.2.6

|                 | 1     | 2     | 3 | 4     | 5     | 6     | 7     | 8       |
|-----------------|-------|-------|---|-------|-------|-------|-------|---------|
| Нормы CIPW      |       |       |   |       |       |       |       |         |
| Ap              | 0,28  | 0,42  |   | 0,49  | 1,02  | 0,39  | 1,46  | 0,35    |
| Il              | 0,82  | 3,23  |   | 2,98  | 6,31  | 2,75  | 4,96  | 2,72    |
| Or              | 0,35  | 1,30  |   | 1,60  | 5,38  | 0,77  | 8,10  | 0,95    |
| Ab              | 1,02  | 1,95  |   | 2,03  | 5,84  | 1,52  | 3,05  | 15,99   |
| An              | 0,84  | 3,88  |   | 4,67  | 5,81  | 4,87  | 7,05  | 30,47   |
| Ne              | –     | –     | – | –     | –     | –     | –     | Hm 2,87 |
| Mt              | 8,67  | 8,70  |   | 7,24  | 10,37 | 9,09  | 10,48 | 10,17   |
| Di              | 2,08  | 16,92 |   | 10,04 | 26,18 | 10,77 | 33,30 | 22,82   |
| Wo              | 50,00 | 50,00 |   | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00   |
| Fs              | 3,39  | 3,36  |   | 2,60  | 2,10  | 1,60  | 0,95  | –       |
| En              | 46,61 | 46,64 |   | 47,40 | 47,90 | 48,40 | 49,05 | 50,00   |
| Hy              | 9,97  | 6,33  |   | 8,61  | 0,33  | 11,05 | 5,89  | 6,63    |
| Fs              | 6,77  | 6,72  |   | 5,20  | 4,20  | 3,19  | 1,90  | –       |
| En              | 93,23 | 93,28 |   | 94,80 | 95,80 | 96,81 | 98,10 | 100,00  |
| Ol              | 67,11 | 50,73 |   | 54,88 | 33,44 | 50,16 | 19,92 | –       |
| Fa              | 6,77  | 6,72  |   | 5,20  | 4,20  | 3,19  | 1,90  | –       |
| Fo              | 93,23 | 93,28 |   | 94,80 | 95,80 | 96,81 | 98,10 | –       |
| Q               | –     | –     | – | –     | –     | –     | –     | 4,08    |
| N <sub>Pl</sub> | 44    | 65    |   | 68    | 48    | 75    | 69    | 64      |

Продолжение табл. 2.2.6

|                 | 9     | 10     | 11     | 12    | 13    | 14    | 15    | 16    |
|-----------------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ap              | 3,08  | 0,79   | 1,76   | 0,23  | 0,49  | 0,32  | –     | 0,30  |
| Il              | 8,26  | 1,67   | 3,46   | 2,18  | 7,10  | 2,43  | 2,47  | 2,81  |
| Or              | 14,89 | 59,98  | 5,94   | 2,60  | 5,08  | 1,65  | 1,54  | 4,31  |
| Ab              | 22,32 | 20,31  | Lc1,41 | 6,35  | 10,41 | 9,48  | 15,74 | 18,45 |
| An              | 11,63 | 3,23   | 18,55  | 16,48 | 11,61 | 19,66 | 34,32 | 29,94 |
| Ne              | 1,34  | Hm     | 12,24  | –     | –     | –     | –     | –     |
| Mt              | 10,11 | 4,32   | 12,38  | 9,32  | 6,87  | 8,19  | 7,26  | 5,21  |
| Di              | 23,33 | 2,94   | 33,80  | 14,77 | 21,25 | 13,53 | 16,51 | 18,26 |
| Wo              | 50,00 | 50,00  | 50,00  | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 | 50,00 |
| Fs              | 5,62  | –      | 1,72   | 5,34  | 5,00  | 5,98  | 12,82 | 18,80 |
| En              | 44,38 | 50,00  | 48,28  | 44,66 | 45,00 | 44,02 | 37,18 | 31,20 |
| Hy              | –     | 1,38   | –      | 30,28 | 14,21 | 32,73 | 18,16 | 18,61 |
| Fs              | –     | –      | –      | 10,69 | 9,99  | 11,96 | 25,65 | 37,59 |
| En              | –     | 100,00 | –      | 89,31 | 90,01 | 88,04 | 74,35 | 62,41 |
| Ol              | 2,37  | –      | 5,76   | 18,04 | 18,51 | 5,27  | –     | –     |
| Fa              | 11,24 | –      | 3,45   | 10,69 | 9,99  | 11,96 | –     | –     |
| Fo              | 88,76 | –      | 96,55  | 89,31 | 90,01 | 88,04 | –     | –     |
| Q               | –     | 4,73   | –      | –     | –     | –     | 4,00  | 0,46  |
| N <sub>Pl</sub> | 33    | 13     | 100    | 71    | 51    | 66    | 67    | 60    |

Продолжение табл. 2.2.6

|                                    | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8     |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Характеристики А.Н. Заварицкого    |        |        |        |        |        |        |        |       |
| <i>a</i>                           | 0,29   | 0,70   | 0,28   | 0,78   | 2,53   | 0,50   | 2,53   | 4,55  |
| <i>c</i>                           | 0,17   | 0,81   | —      | 0,97   | 1,27   | 1,02   | 1,58   | 7,74  |
| $\bar{c}$                          | —      | —      | 0,11   | —      | —      | —      | —      | —     |
| <i>b</i>                           | 65,43  | 60,87  | 67,93  | 60,80  | 54,53  | 61,27  | 51,62  | 32,93 |
| <i>s</i>                           | 34,11  | 37,63  | 31,68  | 37,46  | 41,67  | 37,21  | 44,26  | 54,77 |
| <i>f'</i>                          | 16,11  | 18,05  | 18,77  | 15,12  | 22,39  | 15,55  | 21,45  | 39,82 |
| <i>m'</i>                          | 82,80  | 74,21  | 80,39  | 80,06  | 63,05  | 79,36  | 58,27  | 36,80 |
| <i>c'</i>                          | 1,06   | 7,74   | 1,14   | 4,82   | 14,56  | 5,09   | 20,28  | 23,38 |
| <i>n</i>                           | 75,25  | 61,37  | 51,89  | 57,46  | 53,54  | 67,79  | 28,54  | 94,72 |
| <i>t</i>                           | 0,89   | 3,26   | 2,59   | 3,02   | 6,07   | 2,84   | 4,60   | 2,31  |
| $\varphi$                          | 6,44   | 7,12   | 4,93   | 5,91   | 9,99   | 7,47   | 10,92  | 26,56 |
| <i>Q</i>                           | -32,53 | -26,95 | -37,31 | -27,60 | -22,99 | -27,59 | -18,12 | -7,30 |
| <i>alc</i>                         | 1,71   | 0,87   | 2,53   | 0,80   | 1,99   | 0,49   | 1,61   | 0,59  |
| <i>K<sub>ф</sub></i>               | 26,39  | 30,87  | 29,51  | 25,75  | 39,56  | 26,65  | 40,62  | 67,28 |
| Al                                 | 1,08   | 4,47   | 0,45   | 5,22   | 11,28  | 4,85   | 14,21  | 68,42 |
| Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O | 2,00   | 1,05   | 1,25   | 0,89   | 0,76   | 1,38   | 0,26   | 11,81 |

Окончание табл. 2.2.6

|                                    | 9      | 10     | 11     | 12     | 13     | 14    | 15    | 16    |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| <i>a</i>                           | 10,27  | 20,13  | 7,90   | 1,99   | 3,66   | 2,80  | 4,51  | 5,99  |
| <i>c</i>                           | 2,90   | 0,80   | 4,62   | 3,52   | 2,64   | 4,70  | 8,48  | 7,51  |
| $\bar{c}$                          | —      | —      | —      | —      | —      | —     | —     | —     |
| <i>b</i>                           | 31,95  | 8,09   | 41,04  | 48,03  | 45,67  | 42,17 | 29,21 | 28,94 |
| <i>s</i>                           | 54,88  | 70,98  | 46,44  | 46,46  | 48,04  | 50,33 | 57,80 | 57,55 |
| <i>f'</i>                          | 43,61  | 58,51  | 32,31  | 24,71  | 25,50  | 27,72 | 40,53 | 43,01 |
| <i>m'</i>                          | 26,60  | 23,19  | 38,46  | 66,70  | 60,45  | 62,07 | 42,17 | 36,98 |
| <i>c'</i>                          | 29,79  | 18,30  | 29,24  | 8,60   | 14,05  | 10,21 | 17,30 | 20,02 |
| <i>n</i>                           | 63,86  | 26,44  | 75,60  | 72,15  | 68,49  | 85,87 | 91,58 | 81,94 |
| <i>t</i>                           | 6,88   | 1,07   | 3,40   | 1,84   | 6,15   | 2,12  | 1,94  | 2,25  |
| $\varphi$                          | 18,95  | 33,30  | 18,06  | 9,96   | 8,21   | 11,17 | 14,77 | 10,84 |
| <i>Q</i>                           | -13,67 | 0,89   | -27,53 | -14,59 | -13,88 | -9,65 | -1,89 | -4,39 |
| <i>alc</i>                         | 3,54   | 25,21  | 1,71   | 0,57   | 1,39   | 0,60  | 0,53  | 0,80  |
| <i>K<sub>ф</sub></i>               | 75,09  | 82,37  | 61,02  | 40,50  | 43,53  | 45,08 | 63,76 | 67,75 |
| Al                                 | 59,56  | 258,33 | 53,55  | 21,22  | 23,11  | 32,40 | 79,92 | 80,11 |
| Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O | 1,16   | 0,24   | 2,04   | 1,70   | 1,43   | 4,00  | 7,15  | 2,99  |

Примечание. 1 – дуниты Гулинского плутона; 2 – перидотиты Гулинского плутона; 3 – оливиниты Маймеча-Котуйской провинции; 4 – дайки меймечитов; 5 – дайки пикритовых порфиритов; 6 – меймечиты лавовые; 7 – пикритовые порфириты (лавы); 8 – долеритобазальты Коготокской свиты; 9 – трахитобазальты Коготокской свиты; 10 – трахиты и щелочные трахиты; 11 – меланократовый оливиновый нефелинит Арыджангской свиты; 12 – коматитоподобные породы (пикритовые базальты) Норильско-Хараелахской субпровинции; 13 – полевошпатовые пикриты севера Сибирской платформы (р. Аян); 14 – пикритовые базальты Норильского района; 15 – толентовые базальты северной части Тунгусской синеклизы; 16 – средний Сибирский трапп. Литературные источники приводимых данных: ан. 1–6 и 13 по: [Васильев, Золотухин, 1975]; 7–11 – по [Жук-Почкутов и др., 1965]; 12, 14 – по [Золотухин и др., 1986]; 15 – по [Структуры траппов..., 1976]; 16 – по [Кутолин, 1969].

$K_f = 100 \cdot (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ , мас.%;  $\text{Al} = 100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ , мас.%

Главные особенности состава базитов, щелочных базитов, щелочно-ультрабазитовых и ультрабазитовых пород уникальной Маймеча-Котуйской субпровинции отражены в табл. 2.2.6, где суммированы и важнейшие их петрохимические показатели. Из четырех разновидностей ультрабазитов, как показано Ю.Р. Васильевым [1983] (см. табл. 3.4.1), только одна – полевошпатовые ультрабазиты могут иметь прямые генетические связи с нормальными траппами. Со щелочными базальтоидами может предполагаться такая связь у щелочных пикритоидов. Что касается меймечитов и дунитов (а также оливинитов), то они располагаются петрохимически в значительной мере особняком и их возможные генетические связи с ассоциируемыми вулканогенными породами субпровинции все еще проблематичны. На этом мы еще остановимся далее в гл. 4.



### Глава 3

## ПЕТРОГЕНЕЗИС ВУЛКАНОГЕННЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ АССОЦИИРУЮЩИХ УЛЬТРАБАЗИТОВ И БАЗИТОВ

### Введение.

#### Некоторые петрологические проблемы и факторы магмогенеза

Важнейшими петрологическими факторами базитового и ультрабазитового магмогенеза являются состав мантийного субстрата, условия температуры и давления, а также содержание летучих компонентов, которые в совокупности приводят к возникновению процесса парциального плавления мантии и дальнейшему сегрегированию первичного расплава, рассеянного среди субстрата. Единственным прямым источником информации о составе мантийного субстрата являются глубинные ксенолиты, находимые в кимберлитах и щелочных базальтах и рассматриваемые как отторженцы верхней мантии. Они характеризуют, очевидно, достаточно широкий диапазон материала верхней мантии [Соболев, 1974; Мантийные ксенолиты..., 1983; Dawson, 1967 и др.]. Ксенолиты из алмазоносных кимберлитов могли захватываться с глубин до 150 км и более, судя по нахождению их в поле стабильности алмаза. Обычно они представлены гранатовым лерцолитом, реже гарцбургитом, дунитом, пироксенитом, глиммеритами и разнообразными эклогитами. Главные минералы гранатовых лерцолитов: оливин–ортопироксен–клинопироксен–гранат. Амфибол, флогопит, серпентин, карбонаты чаще являются метасоматическими и связаны с флюидами, ассоциированными с кимберлитовой магмой. Структуры лерцолитов показывают различную степень деформации и перекристаллизации, иногда имеют четкую полосчатость как результат пластического течения внутри верхней мантии. Различают обогащенные и истощенные ксенолиты. В серии от гранатового лерцолита к гранатовому гарцбургиту и гарцбургиту до дунита первый является наиболее обогащенным и последний – наиболее истощенным [Nixon et al., 1981] после полной экстракции базальтового расплава из лерцолитового материала. Обогащенные магнеиом типы мантийных ксенолитов преобладают в кимберлитах, имея менее 10–20 % клинопироксена и граната. Температура для них устанавливается в диапазоне 850–1100 °С, а глубина 90–140 км, отвечая отторженцам субконтинентальной литосферы. Указывалось, что разрыв между низко- и высокотемпературными (более глубинными) сериями таких ксенолитов приблизительно может отвечать границе литосфера–астеносфера [Finnerty, Boyd, 1987]. Как уже отмечалось [Wilson, 1989], низкотемпературные перидотиты содержат более магнезиальный оливин ( $Fo > 91,5$ ), межзерновое обогащение P3Э и диопсиды с обогащенными Nd-Sr характеристиками, в то время как высокотемпературные имеют менее магнезиальный оливин ( $Fo < 91,5$ ), хондритовую P3Э кривую и деплетированные Nd-Sr характеристики. Низкотемпературные перидотиты обычно заметно деплетированы базальтовыми компонентами (железом и титаном).

Из-за наложения метасоматических минералов, чаще амфиболов и биотитов, на поздних стадиях данные по главным и несовместимым элементам могут не согласовываться с явлениями ранней экстракции магмы.

Ксенолиты лерцолитов наиболее характерны и для серии щелочной базальт–базанит–нефелинит, но главная глиноземистая фаза в них чаще представлена шпинелью, чем гранатом. Шпинель заметно варьирует по составу, и в зависимости от роста в ней отношения  $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$  порода становится прогрессивно деплетированной в ряду  $\text{Al}$ –шпинелевый лерцолит– $\text{Cr}$ –шпинелевый лерцолит и хромитовый лерцолит [Carswell, 1980]. Температура для них менее определена – 900–1150 °С, хотя из петрографических данных очевидно, что глубина была менее 70–80 км [Wilson, 1989]. Как видим, мантия является исключительно гетерогенной и минералогически сложной, но валовой ее состав может быть изображен следующим простым соотношением главных оксидов:  $\text{SiO}_2$  – 44 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 2,  $\text{FeO}$  – 8,  $\text{CaO}$  – 2,  $\text{MgO}$  – 42 %, остаток 2 %, причем до 86 % от веса мантии составляют  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  [Там же], что объясняет резкое преобладание в ней оливина и ортопироксена. Отсюда можно рассматривать мантию как смесь лерцолитов, в которых по мере возрастания давления глиноземистая фаза меняется от плагиоклаза к шпинели до граната. При парциальном плавлении и последующей магматической экстракции мантия деплетируется. В дальнейшем она может стать снова обогащенной с привнесением несовместимых элементов мигрирующими обогащенными флюидами и парциальными расплавами, когда может появиться ассоциация метасоматических амфибола, флогопита, перовскита, сфена, апатита, карбонатов и некоторых других минералов. Как уже отмечалось многими авторами, деплетирование континентальной литосферы большой мощности связывается с возникновением коры в ранней истории Земли. Сублитосферная верхняя мантия затем может обогащаться несовместимыми элементами из резервуаров нижней мантии. В процессах такого взаимодействия на протяжении геологического времени возникает гетерогенность верхней мантии, которая фиксируется особенно четко в твердой континентальной литосфере, в отличие от сублитосферной верхней мантии, где гомогенность поддерживается процессом конвекции. Как было выяснено экспериментально [Там же], при нормальных условиях безводная мантия ниже континентов и океанов в равной мере должна быть твердой, поскольку геотермы не пересекают ее солидуса. Понижение солидуса возможно при добавлении даже небольших количеств воды. Так было установлено, что при содержании в мантии уже 0,4 %  $\text{H}_2\text{O}$  пересечение геотермами солидуса наблюдается в интервале 100–250 км, с появлением малого (<1 %) количества парциального расплава, способного объяснить сейсмические характеристики низкоскоростной зоны в пределах этих глубин мантии. Исходя из малого количества летучих, обнаруженных в ультрамафических ксенолитах из мантии, н о р м а л ь н о е ее состояние должно быть существенно твердым.

Как известно [Кокс и др., 1982], различают р а в н о в е с н о е и ф р а к ц и о н н о е частичное плавление. В первом случае возникающий расплав постоянно реагирует и находится в равновесии с кристаллическим остатком. Во втором случае парциальный расплав постоянно удаляется из системы и не реагирует с кристаллическим остатком. Этот случай может реализоваться, если мантия стала проницаемой уже при низкой степени парциального плавления. Эксперименты с лерцолитами указывают на их проницаемость, начиная с 2–3 % парциального расплава. По-

этому уже стало ясным, что в действительности парциальное плавление в мантии, во всяком случае в начале процесса, представляет тип, промежуточный между упомянутыми выше двумя типами. Важно подчеркнуть, что начальный парциальный расплав всегда имеет эвтектический состав вне зависимости от валового состава системы. Как достаточно близкий аналог плавящейся мантии может быть принята, как известно, безводная тройная система форстерит–диопсид–энстатит при 20 кбар. Она демонстрирует очевидную генетическую взаимосвязь между герцолитовыми, гарцбургитовыми и дунитовыми ксенолитами, упомянутыми выше.

В отличие от субдукционных зон, где главным механизмом для парциального плавления мантии, очевидно, является снижение мантийного солидуса за счет добавления летучих из субдуцируемой океанической коры, у многих внутримантийных вулканических центров процесс парциального плавления мантии вызывается, скорее всего, адиабатической декомпрессией (снятием давления), чтобы обеспечить возникновение больших объемов магмы. Предполагают, что для появления наблюдающегося спектра базальтовых магм степень плавления мантии в среднем должна составлять интервал 5–30 % [Wilson, 1989]. Как было показано экспериментально [Wyllie, 1981], появление магм в диапазоне от кимберлита и щелочного базальта до толеитового базальта и андезита определяется варьированием валового и минералогического состава субстрата, условиями его глубинности и степени плавления. При этом далеко не всегда ясна роль процессов парциального плавления и кристаллизационного фракционирования в происхождении многообразия составов извергающихся лав. В то же время главной проблемой в происхождении базальтовой магмы остается дилемма, является ли она немодифицированным первичным мантийным расплавом или она – результат последующей модификации после сегрегирования первичного расплава из субстрата мантии. Первичные магмы редко наблюдаются у поверхности Земли, поскольку обычно они модифицируются при их подъеме за счет процессов фракционной кристаллизации, коровой контаминации и смешения магм. Для определения первичности магмы обыкновенно используются геохимические критерии [Wilson, 1989].

Континентальные флудбазальты, как и базальты океанического дна, очень часто интерпретируются исследователями как результаты выплавления значительных объемов парциального расплава, незначительно модифицированного фракционной кристаллизацией. Как выяснилось, однако, “такие базальтовые магмы обычно не имеют первичных геохимических характеристик” [Там же]. Кроме того, обнаруживаются несоответствия в интерпретации известных экспериментов по плавлению базальтов при высоких давлениях, и отсутствие оливины в жидкостях в условиях 10–15 кбар отвечает глубине их сегрегации в 30–40 км, что является малом для источников в континентальной мантии. Учитывая существование трех широких групп по химизму среди родственных магматических типов – коматиитов, пикритов и базальтов, возникает вопрос: будут ли они все первичными магматическими типами или базальты являются результатом дифференциации пикритов или коматиитов? Эксперименты [Jaques, Green, 1980] по плавлению герцолитовых источников показывают, что толеитовые базальтовые магмы могут образовываться под давлением не более 15–20 кбар при средней степени плавления обычно менее 20 %, а при более высоких давлениях, как и степени плавления, появляются уже пикритовые жидкости. Щелочные базальтовые магмы должны возникать из обогащенного источника

при степени парциального плавления меньше 20 %, а давлениях – больших чем 10 кбар. Высокомagneзиальные перидотитовые жидкости должны появляться от 40–50 % степени парциального плавления до 30–40 % (от нормальных до деплетированных разностей лерцолитов). Таким образом, для появления коматиитов помимо очень высоких температур требуются интенсивные степени плавления мантийных субстратов, которые не вполне поддаются объяснению. Вместе с тем существует гипотеза, что коматииты возникают, скорее всего, за счет не одноактных, а последовательных процессов плавления твердых остатков – от предварительного плавления. Многие исследователи поддерживают мнение, что пикриты являются той первичной магмой, которая может быть материнской для различных типов базальтовых магм путем ее интенсивного кристаллического фракционирования.

Таким образом, как следует из экспериментов, базальты образуются, вероятно, как в результате мантийного парциального плавления, так и будучи производными более примитивных пикритовых выплавов, причем результаты плавления могут быть существенно модифицированы в присутствии  $H_2O$  и  $CO_2$ . Так, в зонах субдукции с участием водного парциального плавления появляются в изобилии расплавы с андезитовым химизмом, а во внутриконтинентальной обстановке при плавлении с участием  $CO_2$  проявляются кимберлитовые, карбонатитовые и высокощелочные недосыщенные расплавы.

Поскольку плотностной контраст между жидкостью и мантийными минералами уменьшается с возрастанием давления, то при отсутствии такого контраста начинается предел по глубине, с которой сухая базальтовая магма могла бы подниматься. Этот так называемый диапазон критической глубины составляет 100–200 км (30–70 кбар), в котором она варьирует в зависимости от валового состава парциального расплава. При подъеме недеплетированной мантии выше этой глубины (в виде диапиров либо части конвектирующей мантии) магма начинает сегрегировать, причем экстракция расплава зависит от скорости деформации матрикса, его проницаемости и вязкости расплава. Способность расплава уходить из конвектирующих участков верхней мантии будет определяться его вязкостью, при которой он может уже двигаться [McKenzie, 1985; Wilson, 1989]. Кратко напомнив общие проблемы петрогенезиса глубинных расплавов, обратимся к проблемам генезиса вулканогенных ультрабазитов и базитов древних платформ на примере конкретных регионов.

### **3.1. Проблема петрогенезиса эффузивных ультрамафитов и мафитов зеленокаменных поясов**

Изложенный в предыдущей главе материал показывает, что в рамках настоящей работы необходимо петрогенетическое моделирование главных магматических серий зеленокаменных поясов – коматиитовой и толеитовой. Очевидно, что реконструкция эволюции расплавов той или иной серии представляет собой более комплексную проблему, нежели решение вопросов петрогенезиса какой-либо группы пород ограниченного состава. Поэтому такая работа требует привлечения большого количества разнообразных данных детальных петрологических, геохимических и экспериментальных исследований. Не менее важен учет существующего комплекса представлений о петрогенезисе магматических образований коматиитовой и толеитовой серий.

### 3.1.1. Современные представления о петрогенезисе магматических серий

К настоящему времени предложено много моделей формирования различных типов магм, в том числе и тех, которые определяют объем рассматриваемых серий. В последние годы опубликован ряд обширных сводных работ, где подробно охарактеризованы все эти концепции [Добрецов, 1980; Магматические... породы, 1987, 1988; Белоусов, Кривенко, 1983; Маракушев, 1988; Йодер, 1979; Maaloe, 1985]. В частности, нами ранее [Зеленокаменные пояса..., 1988] рассмотрены важнейшие петрологические схемы, по-разному трактующие происхождение магм коматиитовой и толеитовой серий докембрийских зеленокаменных поясов. В указанных работах также детально охарактеризованы имеющиеся результаты экспериментальных исследований по плавлению и кристаллизации расплавов различного состава.

Наиболее распространенной моделью формирования магм коматиитовой серии является концепция продвинутого частичного плавления лерцолитового субстрата. Обзор различных вариантов этой схемы приведен в [Там же] и кратко изложен в общем обзоре. Особо надо отметить представления М. О'Хара [O'Hara, 1965] и К. Герцбергера [Herzberger, O'Hara, 1985], подтвержденные экспериментально Е. Такахаша с помощью оригинальных (так называемая "сэндвичевая" технология) работ при сверхвысоких давлениях (5 ГПа и более) [Takahashi, Kushiro, 1983; Takahashi, Scarfe, 1985; Takahashi, 1986]. Согласно этой концепции, конвергенция солидуса и ликвидуса перидотитов при повышенных давлениях (в экспериментах Е. Такахаша ширина солидус-ликвидусного интервала достигала 100 °С при 15 ГПа) должна приводить к тому, что частичные выплавки из лерцолита уже на начальных стадиях плавления приобретают высокомагнезиальный коматиитовый состав (~28 % MgO и более) и в дальнейшем быстро приближаются по составу к исходному лерцолиту. Из этого Е. Такахаша сделал вывод о генерации высокомагнезиальных коматиитовых магм на глубинах 150–200 км и более в процессе субэвтектоидного частичного плавления, а К. Герцбергер и М. О'Хара [Herzberger, O'Hara, 1985] предположили, что различные по составу коматииты отвечают эвтектикам лерцолита при разных давлениях.

Концепция частичного плавления перидотитов, приводящего к появлению коматиитовых расплавов, в последние годы все чаще (в отличие, скажем, от работ начала 70-х гг., где не всегда учитывалась соответствующая точка зрения М. и Р. Вильджоенов [Viljoen, Viljoen, 1969]), рассматривается в тесной увязке с представлениями об их фракционной кристаллизации в процессе подъема к поверхности. В наиболее цельном виде она разработана И.Д. Рябчиковым с коллегами [Богатилов, Рябчиков, 1984; Рябчиков, Богатилов, 1984; Гирнис и др., 1987]. В соответствии с этими представлениями, первичными магмами коматиитовой серии являлись лишь наиболее магнезиальные разности (~30 % MgO), образовавшиеся при частичном плавлении гранатовых лерцолитов на глубинах ~50 кбар (ср. со схемой Е. Такахаша). Менее магнезиальные расплавы генерировались при фракционной кристаллизации первичных магм. Роль фракционирования, таким образом, оказывается довольно важной, ибо этот механизм должен был обеспечивать генерацию широкого спектра (9–30 % MgO) расплавов. Подробно существующие в этой ситуации варианты рассмотрены Б.И. Малюком и В.В. Золотухиным [1987, 1988].

Одним из главных выводов можно считать то, что наиболее широкий спектр производных может быть получен для магм, длительное время кристаллизовавшихся под контролем ликвидусного оливина, либо котектик с высокой долей этого минерала. В этом отношении наиболее благоприятными являются магмы высокомагнезиальных коматиитовых базальтов, тогда как расплавы коматиитов и низкомагнезиальных коматиитовых базальтов даже при значительной раскристаллизации дают сравнительно узкий спектр дериватов. Если исходить из первичности только магм собственно коматиитов, для получения наименее магнезиальных коматиитовых расплавов приходится привлекать длительное, многостадийное фракционирование вначале первичных коматиитовых, а затем все менее магнезиальных коматиит-базальтовых магм.

Среди других моделей магмогенерации коматиитовой серии следует отметить модели полибарической ассимиляции [Bickle et al., 1977; Cox, 1978; Francis, Hynes, 1979] и полного декомпрессионно-диссипативного плавления вещественно-неоднородного мантийного субстрата [Шкодзинский и др., 1983; Малюк, 1985; Шкодзинский, 1985]. Эти модели объединяет представление об отсутствии полной сегрегации частичных выплавов и реститов и прогрессивное плавление последних в процессе подъема к поверхности, вызывающее соответствующее изменение состава расплава вплоть до полного его соответствия составу подплавленных пород, вовлеченных в подъем.

В последние годы внимание петрологов было привлечено к такому немаловажному фактору эволюции магм коматиитовой серии, как их контаминация сиалическим коровым материалом [Huppert et al., 1984; Huppert, Sparks, 1985a,b]. Признаки такого взаимодействия обнаружены в Западной Австралии Н. Арндтом и А. Дженнером [Arndt, Genner, 1986], М. Бэрли [Barley, 1986], а также в Канаде А. Кэттелом [Cattell, 1987].

Работы, касающиеся динамики эволюции магм в периодически восполняющихся камерах [Hupper et al., 1982; Turner, Cambell, 1986], указывают на возможность взаимодействия коматиитовых магм не только с ксеногенным кристаллическим веществом, но и с базальтовыми и более кислыми расплавами. Пример привлечения таких моделей к решению вопросов петрогенезиса коматиитовых магм предложен Ю. Нисбетом и Дж. Чиннером [Nisbet, Chinner, 1981].

Наконец, в некоторых случаях петрогенезис пород коматиитовой серии может рассматриваться и с позиций моделей ликвации, о чем свидетельствуют примеры описания и интерпретации коматиитовых базальтов Карелии (Койкарская и другие структуры) [Путеводитель..., 1987].

Вопросы формирования пород толеитовой серии, являющиеся составной частью общей проблемы базальтов, привлекают пристальное внимание петрологов еще с конца XIX в., история данного изучения освещена в работах [Белоусов, Кривенко, 1983; Магматические... породы, 1985; Шкодзинский, 1985; Зеленокаменные пояса..., 1988]. Если оценивать общее состояние разработанности модели петрогенезиса толеитовых магм, то следует отметить, что в списке предложенных в этом отношении схем фигурирует большая часть тех механизмов, которые были рассмотрены выше при описании коматиитовой серии.

Продолжает оставаться актуальным, как было отмечено выше, вопрос о первичных магмах толеитовой серии, поскольку среди исследователей до сих пор нет согласия по ключевым вопросам. Достаточно общепризнанным является производ-

ный характер большей, если не подавляющей, части базальтов толеитовой серии. Однако в оценках субстрата магмообразования, глубины выплавления и, наконец, состава первичных магм существует довольно большой спектр суждения. Так, экспериментальные исследования Т. Фудзи [Fujii, Bougault, 1983], К. Скэрфа [Fujii, Scarfe, 1985], Д. Грина с соавт. [Green et al., 1979], Дж. Бендера с соавт. [Bender et al., 1978] были ориентированы на проверку первичности относительно лерцолитового субстрата магм с содержаниями ~10–11 % MgO при давлениях около 1 ГПа. Близкая магнезиальность исходных расплавов толеитов срединно-океанических хребтов предполагалась в работах [Дмитриев и др., 1979; Кадик и др., 1982; Рябчиков и др., 1983]. С другой стороны, существуют оценки первичных магм толеитов как пикритовых расплавов с магнезиальностью 16–18 %, генерирующихся при давлениях более 1 ГПа [Данюшевский и др., 1987; O'Hara, 1965; Elton, Scarfe, 1984]. Представление об общем спектре составов гипотетических первичных магм толеитов дает табл. 3.1.1.

Что касается фракционирования первичных магм, то, как и в случае с коматитовой серией, следует ожидать более широкого спектра дериватов первичных расплавов второго из перечисленных типов, формирующихся под контролем оливина либо преимущественно оливинсодержащих котектик. Однако процесс этот к настоящему времени представляется достаточно сложным, поскольку осуществляется в промежуточных, периодически восполняющихся камерах, динамика подпитки которых, взаимодействие расплавов различной степени раскристаллизации, механизм отсадки кристаллов и другие факторы обуславливают значительную вариантность протекания фракционирования [Малюк, 1989; Elton, 1984; Processes..., 1985; Turner, Campbell, 1986].

Таблица 3.1.1

**Составы гипотетических первичных магм океанических толеитов, полученные экспериментальными и расчетными методами, мас. %**

| № п/п | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P, ГПа |
|-------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------|
| 1     | 48,36            | 0,60             | 13,72                          | 7,91  | 0,12 | 16,72 | 10,91 | 1,65              | 0,01             | 2,0    |
| 2     | 49,15            | 1,09             | 12,07                          | 11,37 | 0,01 | 16,32 | 7,61  | 2,37              | 0,01             | 2,5    |
| 3     | 50,32            | 0,86             | 15,85                          | 8,37  | 0,10 | 10,21 | 11,82 | 2,34              | 0,13             | 1,05   |
| 4     | 49,32            | 0,60             | 15,10                          | 7,65  | 0,20 | 13,08 | 12,38 | 1,61              | 0,06             | –      |
| 5     | 52,78            | 0,30             | 15,79                          | 7,00  | 0,10 | 9,60  | 13,00 | 1,40              | 0,03             | –      |
| 6     | 49,87            | 0,90             | 17,88                          | 7,05  | 0,20 | 9,34  | 12,51 | 2,19              | 0,06             | –      |
| 7     | 47,86            | 0,85             | 13,46                          | 9,60  | 0,20 | 16,94 | 9,97  | 1,07              | 0,05             | 1,0    |
| 8     | 49,26            | 0,81             | 16,23                          | 7,70  | 0,12 | 11,23 | 12,42 | 2,18              | 0,05             | –      |
| 9     | 50,62            | 1,04             | 16,49                          | 8,79  | 0,07 | 8,53  | 12,34 | 2,24              | 0,04             | –      |
| 10    | 48,70            | 0,81             | 15,70                          | 11,00 | 0,12 | 9,20  | 11,50 | 2,18              | 0,05             | –      |

Примечание. 1 – смесь Е (DSDP-18 + 17 % оливина) (по: [Green et al., 1979]); 2 – состав 4 (по [Рябчиков, 1988]); 3 – стекло N13L1 (по [Fujii, Bougault, 1983]); 4–6 – составы TOP-1, TOP-2 и TOP-3 соответственно (по [Дмитриев и др., 1979]); 7 – состав NT-23 (по [Elthon, Scarfe, 1984]); 8 – состав A-1 (по [Кадик и др., 1982]); 9 – исходный состав для расчета фракционирования толеитов Га-лапагосского спредингового центра (по [Grove, Baker, 1984]); 10 – исходная магма толеитов зеленокаменных структур Среднего Приднестровья (по [Малюк, Сиворонов, 1986]).

Среди альтернативных моделей образования первичных магм можно назвать такие, как частичное плавление пироксенитов [Кутолин, 1982] и различные варианты переплавления мантийных эклогитов, отвечающих по составу оливиновым толеитам [Шкодзинский, 1985; Anderson, 1981, 1982]. В последние несколько лет эти модели вполне определенно стали поддерживать некоторые зарубежные петрологи, связывая нахождение среди перидотитового каркаса верхней мантии эклогитов с процессами конвекции, диспергирующей в мантии субдуцируемую океаническую кору [O'Nions et al., 1979; Olson et al., 1984; Sleep, 1984; Turcotte, 1984; Hoffman, McKenzie, 1985; Allegre, Turcotte, 1986].

Эволюция магм толеитовой серии вполне допускает использование моделей ликвации [Маракушев, 1988], так как среди базитовых ассоциаций имеется немало примеров несмесимости основных и кислых ассоциаций. Известны, в частности, работы [Gelinas et al., 1976], в которых с этих позиций рассматривалось происхождение вариолитов зеленокаменного пояса Абитибид. Тем не менее вопрос этот дискуссионный, и главным осложняющим моментом считается несоизмеримость конкретных примеров ликвационных явлений и тех крупных объемов базальтов, которые связываются с этим процессом, но лишены признаков удаления несмесимого расплава [Попов, 1984].

В процессе подъема базальтовых магм к поверхности в континентальных регионах возможна контаминация их коровым материалом и определенное изменение направленности эволюции, выражающееся в некотором раскислении расплава [Нестеренко, 1984; Campbell, 1985; Sparks, 1986].

### 3.1.2. Моделирование петрогенезиса коматиитовой и толеитовой серий

Существует ряд приемов, которые используются в петрологии для реконструкции условий формирования отдельных магматических проявлений, комплексов, а также их сериально связанных совокупностей. В целом все они могут быть объединены в три основные группы: эмпирические, экспериментальные и расчетные.

К числу наиболее эффективных эмпирических методов относятся такие, как парагенетический анализ вкрапленников и основной массы эффузивов, изучение расплавных включений в ликвидусных минералах [Кокс и др., 1982], выявление макро- и скрытой зональности интрузивных комплексов и некоторые другие. К сожалению, эти методы не могут быть использованы применительно к магматическим образованиям зеленокаменных структур Среднего Приднестровья в связи с их метаморфическими и гидротермально-метасоматическими преобразованиями.

Эксперименты по плавлению и кристаллизации искусственных и природных систем, равно как и другие физико-химические эксперименты в простых и сложных системах, являются мощным методом проверки петрологических концепций путем имитации предполагаемых условий магнеобразования. Однако проведение таких исследований сопряжено с очень большими сложностями технического характера и, как правило, представляет собой особую, весьма трудоемкую и длительную работу. В то же время следует отметить, что эксперименты обычно описывают достаточно узкий диапазон моделируемых условий, обычно предполагая интерполяцию, но в действительности такая операция не всегда может быть проведена с необходимой точностью. Тем не менее данные экспериментальных исследований



в своей совокупности образуют вполне надежную основу для оценки направленности и режима протекания тех или иных магмообразующих процессов.

Расчетные методы наиболее часто используются в петрологии, что обусловлено как их большей доступностью и относительной операционной простотой, так и параметрической гибкостью, позволяющей легко варьировать различными величинами, контролирующими те или иные стороны процессов магмогенеза. В литературе встречается много различных способов реализации расчетных методов, начиная с применения вполне простых вариационных диаграмм или достаточно произвольно выбираемых индексов (например, индекс фракционирования) и кончая такими сложными приемами, как фазовые диаграммы или расчет эволюции магм по редкоземельным элементам и изотопным данным. Надо, однако, сказать, что наибольший эффект применения расчетных методов достигается в случае их тесной увязки с эмпирическими и экспериментальными методами, обеспечивающими необходимую строгость построений. Именно этот принцип в настоящей работе выбран одним из основных при разработке моделей петрогенезиса магматических серий.

Другим важным принципом применяемой методики является тестировка максимально возможного количества существующих моделей применительно к рассматриваемым конкретным магматическим сериям. Однако, как можно было видеть из приведенного выше краткого описания, многие схемы являются часто концептуальными и не могут быть охарактеризованы количественно. Такие модели будут обсуждаться на соответствующем уровне.

Достаточно эффективным способом является моделирование петрогенетических процессов в простых координатах, в частности, с помощью сопряженной серии бинарных диаграмм оксид–оксид, использующихся обычно в качестве вариационных и иногда объединяемых под названием диаграмм харкеровского типа. Главным принципом такой методики является сопоставление некоторых заданных тенденций эволюции магм различных серий с реально наблюдаемыми изменениями химизма конкретных магматических комплексов.

В зависимости от характера задаваемых или реперных тенденций эволюции магм можно выделить два вида петрохимического моделирования в простых координатах с применением экспериментальных и расчетных реперов.

Под экспериментальным репером понимается искусственный состав, полученный при  $P$ – $T$ -условиях, имитирующих таковые какой-либо стадии предполагаемого процесса магмообразования. Следует отметить, что в данном случае мы специально ограничиваем объем весьма разноплановых петрологических экспериментов опытами по плавлению и кристаллизации силикатных субстратов при контролируемых значениях температуры и давления (в отдельных случаях – концентраций  $H_2O$ ,  $CO_2$  и фугитивности кислорода), поскольку именно такие работы дают результаты, наиболее приближенные к реальным процессам магмогенеза.

В зависимости от техники экспериментов могут быть выделены точечные реперы, отражающие состав расплава в различных точках солидус-ликвидусного интервала, и реперные тренды, характеризующие непрерывное изменение состава жидкостей на значительных промежутках последнего. Наиболее ценную информацию содержат, несомненно, реперные тренды, хотя точечные реперы также имеют большое значение при характеристике малоизученных участков солидус-ликвидусного пространства, а также при интерполяции данных реперных трендов и, в отдельных случаях, экстраполяции этих результатов.

Использование экспериментальных реперов сопряжено с некоторыми погрешностями, обусловленными существующими техническими сложностями проведения экспериментов. Они включают широкий круг вопросов, начиная от метастабильной кристаллизации фаз и селективного поглощения железа платиновыми капсулами и заканчивая способами микрозондовой диагностики закаленных стекол. Эти обстоятельства необходимо учитывать как на стадии отбора экспериментальных реперов, так и на стадии интерпретации результатов моделирования.

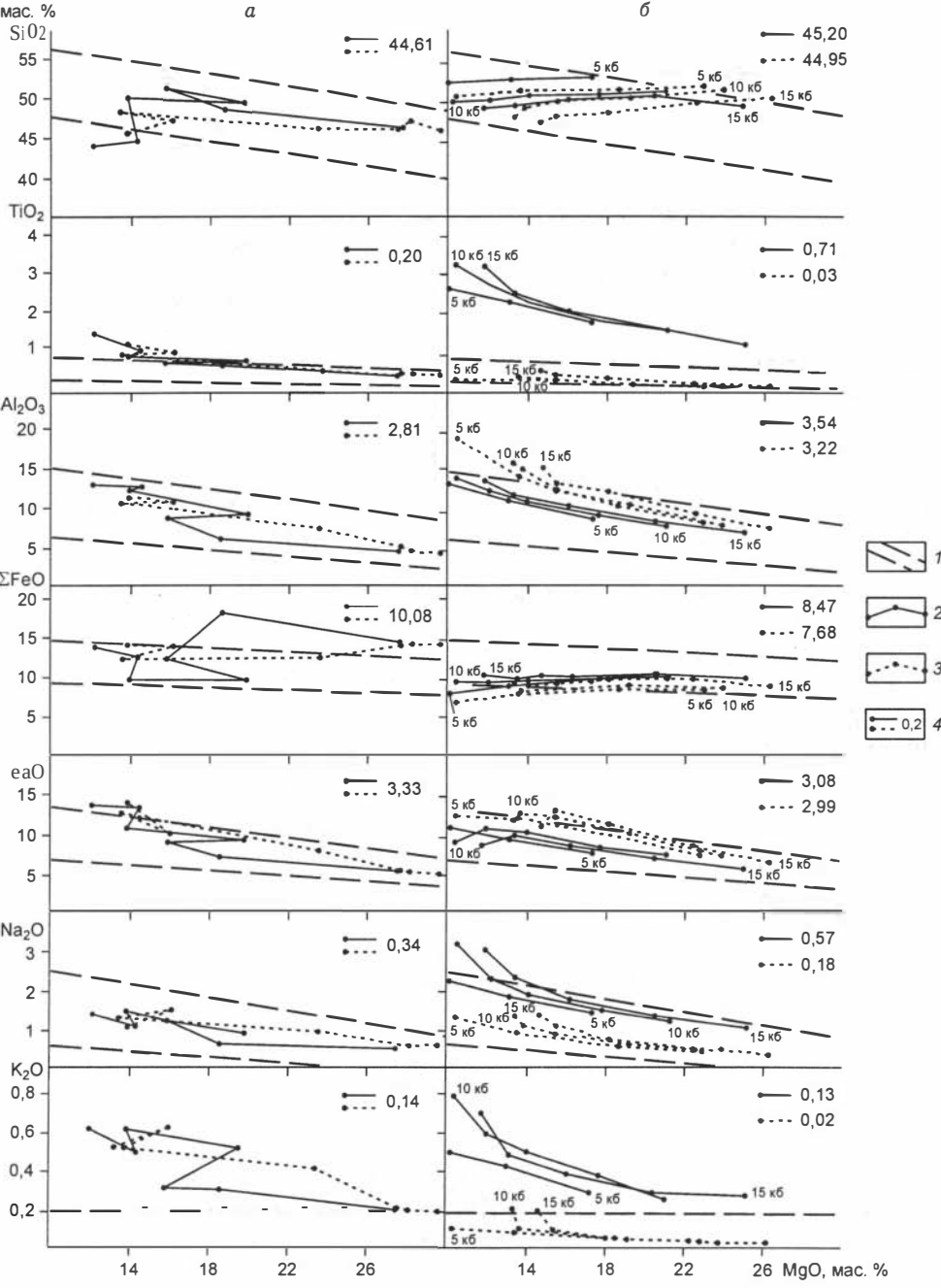
В свете вышесказанного понятия расчетных репера и реперного тренда, очевидно, не нуждаются в специальных определениях. Большое значение при их выборе или построении имеют такие заданные исходные условия, как состав расплава или субстрата, а также общее количество, состав и количественные соотношения ликвидусных и котектических минералов. Из этого следует, что моделирование на основе расчетных реперов может оказаться более многовариантным, нежели такое на основе экспериментальных реперов. Поэтому для соблюдения должной корректности необходимо строгое задание перечисленных параметров. Оптимальные варианты их набора могут основываться на результатах изучения соответствующих параметров вкрапленников в вулканитах или кумулусных фаз в интрузивных телах, а также экспериментальных данных, либо же на комбинациях тех и других. В нашем случае, к сожалению, степень изменения вулканитов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья вынуждает использовать литературный материал не только во втором, но и в первом случае.

Поскольку выбор конкретных реперов как первого, так и второго типа является большей частью индивидуальным для каждой магматической серии, дальнейшее рассмотрение, казалось бы, целесообразно производить посериально. Но, как показывает опыт исследований многих петрологов, более рационален их совместный анализ.

**Экспериментальные тренды.** Для моделирования процесса образования магм коматиитовой серии могут, очевидно, привлекаться результаты лишь тех экспериментов, в которых были получены искусственные составы, соответствующие коматиитовым образованиям или же приближающиеся к таковым. Все другие данные можно использовать для оценки различий магнезиального коматиитового и других типов.

В соответствии с вышесказанным, петрогенезис толеитовой серии может рассматриваться только в рамках экспериментов “толеитового” профиля с привлечением других данных для выяснения специфики формирования толеитовых магм.

К числу наиболее детальных экспериментальных исследований, имитирующих образование коматиитовых и базальтовых магм в процессе частичного плавления, можно отнести работы К. Ито и Дж. Кеннеди [Ito, Kennedy, 1974], Б. Майсена и И. Куширо [Mysen, Kushiro, 1977], А. Жака и Л. Грина [Jaques, Green, 1980], а также Е. Такахаси с коллегами [Takahashi, Scarfe, 1985; Scarfe, Takahashi, 1986; Takahashi, 1986]. На рис. 3.1.1, 3.1.2 представлены диаграммы, иллюстрирующие ход плавления исследованных образцов. В первую очередь обращает на себя внимание тот факт, что ни в одном из этих случаев при давлениях, которые могли бы сопоставляться с областями соответствующего магнезиального образования даже в раннем докембрии (т. е. глубинах порядка 20–30 км), не получены жидкости, отвечавшие бы составу толеита с содержанием  $MgO < 9\%$ . Такие составы имеют достаточно четко выраженный щелочной уклон. Петрогенезис магм толеитовой серии, таким



**Рис. 3.1.1.** Петрохимическая иллюстрация процесса плавления гранатового перидотита при давлении 2 ГПа (по: [Myson, Kushiro, 1977]) (а), “неистощенного” пиrolита и “истощенного” лерцолита Тинаквилло (по: [Jaques, Green, 1980]) (б).

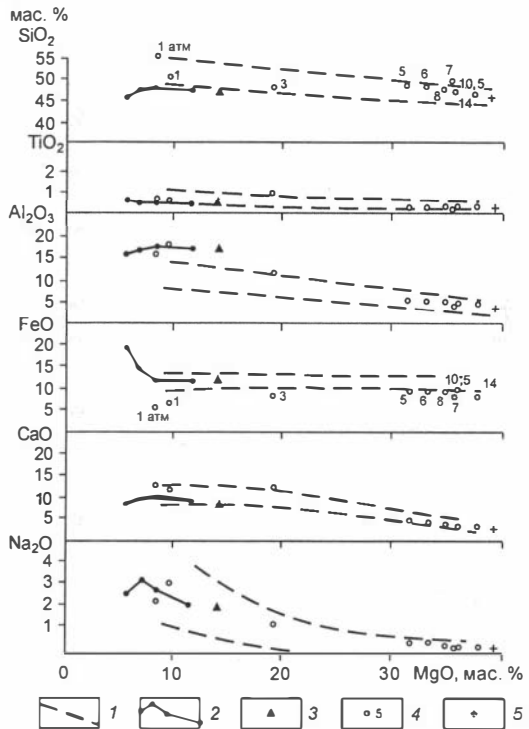
1 – поля пород коматиитовой серии; 2 – тренды составов частичных выплавов из гранатового перидотита 1611 в сухих условиях (а), пиrolита (б); 3 – тренды составов частичных выплавов из гранатового перидотита 1611 + 1,9 мас.% H<sub>2</sub>O (а), лерцолита Тинаквилло (б); 4 – содержания компонентов в исходном материале.

Содержание MgO, %: для гранатового перидотита 1611 – 37,99, пиrolита – 37,5, лерцолита Тинаквилло – 40,03.

образом, не может рассматриваться в рамках только модели частичного плавления мантийных перидотитов без привлечения схемы фракционной кристаллизации. Тот же вывод в полной мере распространяется и на модели частичного плавления пироксенитовых и эклогитовых субстратов, а также, по-видимому, и полного плавления таковых.

На диаграммах (см. рис. 3.1.1, 3.1.2) видно, что лишь данные Е. Такахаши с соавторами [Takahashi, Scarfe, 1985; Scarfe, Takahashi, 1986; Takahashi, 1986] можно отнести к категории точечных реперов, тогда как в остальных случаях получены более или менее протяженные реперные тренды.

Химизм пород коматиитовой серии, с которой, в сущности, можно сопоставлять рассматриваемые данные, в целом вполне удовлетворительно согласуется с результатами экспериментальной проверки модели частичного плавления. Наименьшие расхождения наблюдаются с данными по плавлению перидотитов при сверхвысоких давлениях и силь-

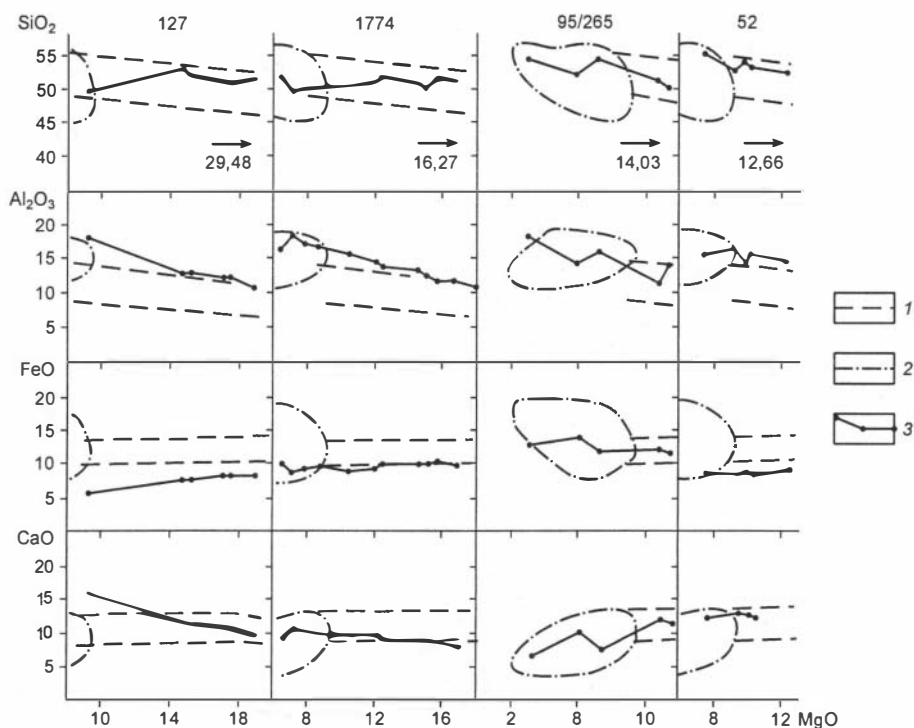


**Рис. 3.1.2.** Состав частичных выплавов из эклогитовой смеси (по: [Ito, Kennedy, 1974]) и образца KLB-1 (по: [Takahashi, Scarfe, 1985; Scarfe, Takahashi, 1986; Takahashi, 1986]).

1 – поля пород коматиитовой серии; 2 – тренды составов частичных выплавов из эклогитовой смеси при давлении ~1,1 ГПа; 3 – исходный состав эклогитовой смеси; 4 – состав частичных выплавов из перидотита KLB-1, цифры у точек соответствуют значениям давления (ГПа), за исключением 1 атм; 5 – состав образца KLB-1.

но продвинутыми стадиями плавления аналогичных субстратов при умеренных (2–3 ГПа) давлениях. Начальные стадии плавления в последнем случае, как уже отмечалось, приводят к появлению расплавов щелочной серии. Что касается эклогитов, то, в принципе, однозначно оценить соотношения толеитов и низкомagneзиальных коматиитовых базальтов с продуктами плавления эклогитовой смеси, использованной в работе [Ito, Kennedy, 1974], довольно трудно из-за существенного разброса фигуративных точек как синтетических выплавов, так и самих толеитов и коматиитов в соответствующем диапазоне магнизиальности.

Процесс фракционной кристаллизации при различных давлениях составов, приближающихся к коматиитам, а также базальтов толеитовой серии изучался во многих работах [Кадик и др., 1982; Гирнис и др., 1987; Elthon, Scarfe, 1984; Kinzler, Grove, 1985]. Наиболее представительные данные показаны на рис. 3.1.3 и 3.1.4, где видно, что практически каждая серия привлеченных экспериментов образует реперные тренды. В целом можно говорить, что все они достаточно хорошо могут описать поведение коматиитовых и толеитовых магм в процессе их фракциониро-



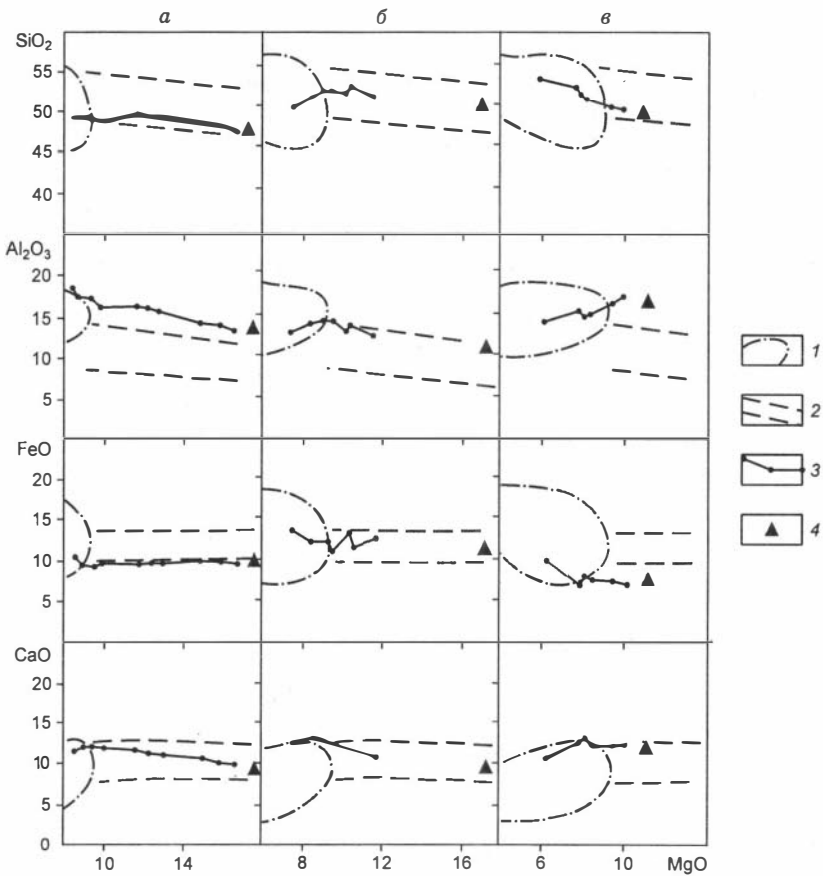
**Рис. 3.1.3.** Состав остаточных жидкостей, полученных в ходе кристаллизации коматиитов различного состава при давлении 1 ГПа (по [Гирнис и др., 1982]).

Вверху указаны номера образцов. 1 – поля коматиитовой серии, 2 – поля толеитовой серии, 3 – состав остаточной жидкости. В координатах  $\text{SiO}_2$ – $\text{MgO}$  указана магнизиальность исходных составов.

вания. Это позволит в дальнейшем использовать кинетические параметры, установленные в ходе экспериментов, для построения расчетных реперных трендов.

Наиболее детально процесс фракционирования коматиитовых магм при умеренных давлениях экспериментально изучен А.В. Гирнисом с соавт. [1987] для давлений 1–2 ГПа (см. рис. 3.1.3).

Кристаллизация расплавов, отвечающих по составу коматиитам и высокомагнезиальным коматиитовым базальтам, контролировалась в этих опытах вначале ликвидусным оливином, а затем котектикой оливин + ортопироксен. В соответствии с этими основными тенденциями эволюции состава остаточных жидкостей явились рост содержаний глинозема и извести, а с появлением ортопироксена – снижение концентраций кремнезема. Полученные экспериментальные тренды (см.



**Рис. 3.1.4.** Состав остаточных жидкостей, полученных в ходе кристаллизации образцов: NT-23 при 1 ГПа (а) (по [Elton, Scarfe, 1984]), В при 1 атм (б) (по [Kinzler, Grove, 1985]) и А-1 при 1 атм (в) (по [Кадик и др., 1982]).

1 – поля толеитовой серии; 2 – поля коматиитовой серии; 3 – тренды составов остаточных жидкостей; 4 – исходные составы.

рис. 3.1.3) не вполне согласуются с полями фигуративных точек коматиитовой серии, что обусловлено главным образом присутствием в составе котектической ассоциации ортопироксена, заметно отклоняющего экспериментальные тренды.

Низкомагнезиальные расплавы кристаллизуются под контролем ликвидусного клинопироксена, а затем клинопироксена, пижонита, ортопироксена. Полученные экспериментальные тренды достаточно хорошо согласуются с полями коматиитовой серии, а конечные отрезки трендов приближаются к толеитам, хотя тенденция устойчивого роста железа в них фиксируется слабо (что вполне естественно при отсутствии плагиоклаза в котектике).

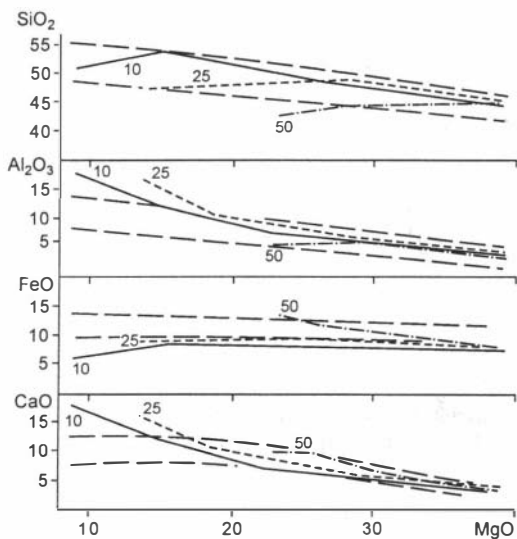
Несколько большее соответствие экспериментальных трендов и полей коматиитовой серии наблюдается для данных Д. Элтона и К. Скэрфа [Elthon, Scarfe, 1984] по кристаллизации образца № Т-23 (см. рис. 3.1.4), хотя последний цитированными авторами был назван пикритом. Начальные стадии фракционирования контролируются ликвидусным оливином (общее количество 18 %), а затем – котектической ассоциацией Ол + Кп (пропорция минералов изменяется от 95:5 до 36:64). Общее количество закристаллизованных твердых фаз – 28 %.

**Расчетные реперы.** Расчеты реперных трендов, отражающих генерацию коматиитовых магм в процессе частичного плавления перидотитов при умеренных и высоких давлениях (3–5 ГПа и более), были предприняты И.Д. Рябчиковым с коллегами [Рябчиков, Богатилов, 1984; Гирнис и др., 1987] (рис. 3.1.5). И рисунка видно, что расчетные составы жидкостей, сосуществующих с различными котектическими и ликвидусными фазами, достаточно полно описывают поля составов пород коматиитовой серии. Сходные составы выплавов при давлениях 4 ГПа и более получены расчетным путем В.А. Жариковым с соавт. [1989].

Расчеты составов фракционированных жидкостей коматиитового и базальтового состава неоднократно производились во многих работах. Ввиду особой важности данного процесса в петрогенезисе как коматиитовой, так и толеитовой серии на деталях построения этих трендов следует остановиться особо, принимая во внимание

отмечавшиеся ранее широкие возможности расчетных методов.

Пожалуй, ключевым вопросом в расчетах путей фракционирования является выбор состава исходных расплавов. Практика проведения подобных работ показывает, что в случае коматиитовой серии в качестве таковых выбираются наиболее маг-



**Рис. 3.1.5.** Расчетные тренды составов частичных выплавов из гранатового перидотита при давлениях 10, 25 и 50 кбар (цифры у трендов) [Гирнис и др., 1982, рис. 5].

Крупный пунктир – поля коматиитовой серии.

независимые ее члены либо их аналоги. В последнее время стало очевидным, что эти соображения диктуются концептуально принимаемым высокомагнезиальным составом первичных магм коматиитов, что, в частности, подтверждается приведенными выше данными экспериментов. При этом, однако, не всегда учитывается то, что целью тех же экспериментов являлось решение вопросов петрогенезиса магм не только коматиитовой серии, но и базальтовых расплавов преимущественно толеитовой серии. Вопрос же о том, почему, если базальты действительно генетически связаны с коматиитами, последние практически отсутствуют в парагенезисе с первыми в фанерозойских областях проявления толеитового магматизма (но тесно ассоциируют в докембрийских зеленокаменных поясах), продолжает оставаться открытым. Многими исследователями [Фролова, Каторгин, 1986; Куликов и др., 1989; Elthon, Scarfe, 1984] была предложена концепция о генетической взаимосвязи толеитов с пикритами, т. е. вне связи первых с коматиитовой серией. В то же время некоторые петрологи связывают магмы толеитовой серии с дифференцированными расплавами коматиитовой серии [Лобач-Жученко и др., 1989; Francies, Hynes, 1979; Stamatelopoulos-Seymouretal, 1983].

Учитывая вышесказанное, мы считаем, что решению вопроса о первичных магмах коматиитов с последующим расчетом трендов их фракционирования должна предшествовать оценка состава первичных магм толеитов и расчет путей их эволюции. Этот вывод диктуется необходимостью решения двух взаимосвязанных вопросов – если родоначальные магмы толеитов имеют коматиитовый состав, то: либо 1) среди высокомагнезиальных коматиитовых магм возможно существование автономных первичных расплавов, дающих начало коматиитовой и толеитовой сериям, либо 2) исходные магмы толеитов первичными не являются, а представляют собой производные высокомагнезиальных коматиитовых магм и, следовательно, вся толеитовая серия генетически связана с коматиитовой. Если же первичные магмы толеитов по составу отличаются от коматиитов, то, с одной стороны, необходимо построение расчетных трендов фракционирования высокомагнезиальных первичных магм коматиитов, с другой – та же операция для первичных магм толеитов, и в конечном итоге – объяснение возможностей и механизмов независимой субсинхронной генерации магм обеих серий. Таким образом, уже на этом примере хорошо видно, что расчетные методы позволяют проводить проверку большого количества вариантов петрогенетических моделей.

Надо сказать, что помимо важности проблемы первичных магм толеитов состав расплавов и отвечающих им пород этой серии является весьма информативным в плане решения указанных вопросов. Это обусловлено появлением на солидус-ликвидусном интервале толеитовых магм (в широком смысле) таких фаз, как плагиоклаз и магнетит, в количествах, обеспечивающих не только их контролируемые функции, но четкую индикаторную роль. Увеличение доли плагиоклаза в составе котектической ассоциации приводит к обогащению расплава железом и обеднению глиноземом при умеренном возрастании количества кремнезема (фанеровская схема). Обратный эффект достигается при фракционировании магнетита с образованием более кислых, глиноземистых и маложелезистых дериватов (боуэновская схема). Появление этих фаз на определенном отрезке солидус-ликвидусного интервала контролируется давлением, содержанием  $H_2O$  и фугитивностью кислорода [Осборн, 1964; Лапин и др., 1985; Grove, Baker, 1984], что также может быть использовано с индикаторными целями.



Таким образом, в отличие от коматиитовых магм, для которых характерен оливин-клинопироксеновый контроль, практически однонаправленно изменяющий состав остаточных жидкостей, фракционирование толеитовых магм осуществляется под контролем таких фаз, которые специфически влияют на состав дериватов, делая возможным использование последних для реконструкции хода фракционирования и, в конечном итоге, состава исходных расплавов.

Поскольку при фракционной кристаллизации состав остаточных расплавов определяется масштабами удаления тех или иных твердых фаз, производные магмы и кристаллический остаток (фракционат по [Maaloe et al., 1988]) должен находиться в тесной комплементарной связи. Эти соотношения достаточно прочно, просто и корректно могут быть изучены графическим способом по методу “рычага” [Кокс и др., 1982]. Рассмотрим эти вопросы в координатах FeO–MgO, хотя в дальнейшем будет проводиться сопоставление расчетных и реальных составов в координатах R–MgO, где R = SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO и CaO.

Для построения возможных трендов фракционирования необходим выбор ориентировочных составов исходных расплавов и знание состава кристаллизующихся минералов. Как отмечалось в начале главы, в качестве первичных магм толеитовых базальтов рассматриваются расплавы варьирующей магнезиальности – от 9 до 17 % MgO (см. табл. 3.1.1). Условия фракционирования таких расплавов могут различаться между собой, поэтому рассмотрены три варианта – два граничных и один промежуточный (рис. 3.1.6). При этом в первом приближении можно, по-видимому, пренебречь возможными различиями составов первичных магм толеитов зеленокаменных поясов и расплавов, изученных экспериментально.

Моделирование тренда фракционирования наиболее магнезиальных (>17 % MgO) расплавов не вызывает особых затруднений, так как кристаллизация образца близкого состава достаточно подробно изучена экспериментально [Elthon, Scarfe, 1984]. Для описания методики построений воспользуемся данными, полученными при давлении 1 ГПа. На рис. 3.1.6 показаны фигуративные точки исходного состава, а также средние составы оливина и клинопироксена, контролирующего процесс фракционирования. Из экспериментальных расчетов следует, что на первом этапе происходит кристаллизация 18 % ликвидусного оливина. Соединив точки составов оливина (точка 1') и исходной магмы (точка Р), по правилу рычага получаем соответствующий этому количеству оливина комплементарный отрезок (тренд) составов остаточных жидкостей (Р – 1). На втором этапе происходит совместная кристаллизация 2 % оливина и клинопироксена в пропорции 95:5. На линии составов оливин–клинопироксен находим точку 2', соответствующую этой котектике, и, как и в предыдущем случае, по правилу рычага строим тренд составов остаточных жидкостей. На двух последующих этапах вначале кристаллизуется 5 % оливина и клинопироксена в пропорции 80:20, а затем 3 % тех же фаз в пропорции 36:64. Соответствующие тренды фракционирования строятся подобно описанным выше (2–3 и 3–4 при котектиках 3' и 4' соответственно). Полученный результирующий тренд (Р – 4) по длине несколько превышает тренд, полученный экспериментально (см. рис. 3.1.6), так как при построениях были использованы средние составы кристаллизующихся минералов. Однако для поставленной задачи это несоответствие не имеет принципиального значения, ибо для последующего анализа важна ориентировка тренда, а не его абсолютная протяженность.

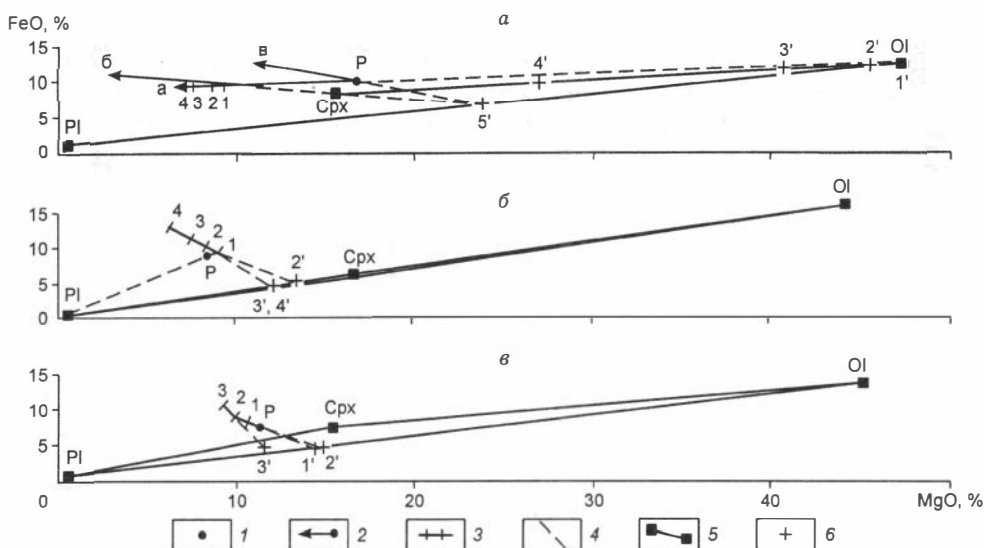


Рис. 3.1.6. Расчетные тренды фракционирования высоко- (а), низко- (б) и умеренно магнезиальных (в) расплавов.

1 – исходный состав; 2 – тренд фракционирования; 3 – этапы кристаллизации; 4 – линии комплементарности остаточных жидкостей и кристаллического остатка; 5 – котектические минералы и линии их составов; 6 – фигуративные точки составов минеральных котектиков.

Фракционирование данного состава при низких давлениях (0–3 кбар) детально не изучалось [Там же]. Между тем есть основания считать, что ориентировка трендов фракционирования в этих условиях может быть несколько иной, так как основными кристаллизующимися фазами будут не оливин и клинопироксен, а оливин и плагиоклаз. На рис. 3.1.6 приведен состав плагиоклаза из опытов Р. Кинцлер и Т. Гроува [Kinzelr, Grove, 1985] по кристаллизации расплава близкого состава при атмосферном давлении. Поскольку количественные данные о последовательности кристаллизации отсутствуют, можно оценить возможные пути фракционирования ориентировочно. При продолжительной ликвидусной кристаллизации оливина ориентировка тренда фракционирования будет, по-видимому, мало отличаться от построенного (тренд а). Однако после этого, по мере возрастания доли плагиоклаза в составе котектической ассоциации (предположим, от точки О1 до точки 5', отвечающей соотношению  $Ol:Pl = 50:50$ ), тренд будет несколько отклоняться в сторону обогащения остаточных расплавов железом (тренд б). Как крайний вариант (теоретически маловероятный, судя по фазовым соотношениям [Белюсов, Кривенко, 1983; Зеленокаменные пояса..., 1988], можно предполагать совместную кристаллизацию оливина и плагиоклаза с самого начала фракционирования (тренд в).

Надежные количественные данные по фракционированию наименее магнезиальных из рассматриваемых исходных расплавов (>8 %  $MgO$ ) при повышенных давлениях отсутствуют. По данным Дж. Бендера и соавт. [Bender et al., 1978], при давлении 1 ГПа фракционирование контролируется оливином и клинопироксеном.

Очевидно, ориентировка тренда фракционирования в этом случае будет близкой таковой описанного выше примера (тренд а). Выше 1 ГПа фракционирование контролируется ликвидусным клинопироксеном. В этом случае ориентировка тренда будет, по-видимому, напоминать таковую тренда б, поскольку точка состава клинопироксена лежит на линии 5–1, являющейся линией комплементарности котектики  $O1 + P1$  (50:50) и соответствующего ей тренда фракционирования (тренд б).

Построение трендов фракционирования расплавов низкой магнезиальности при давлениях 0,3 ГПа может быть проведено на основании экспериментальных данных А.А. Кадика и соавт. [1982] по кристаллизации обр. А-2 ( $MgO = 8,5\%$ ). На первом этапе кристаллизуется 6 % ликвидусного плагиоклаза (точка 1, см. рис. 3.1.6, б). Соответствующий тренд фракционирования (P–1) получаем по правилу рычага. Вслед за этим кристаллизуется 15 % оливина и плагиоклаза в соотношении 30:70 (точка 2'), что дает тренд 1–2. В дальнейшем кристаллизуется 15,8 % оливина, плагиоклаза и клинопироксена в пропорции 12:52:36 (точка 3'), а затем 22,1 % тех же фаз (12:50:38, точка 4'), и образуются соответствующие этим этапам тренды 2–3 и 3–4. Полученный расчетный тренд весьма близок к экспериментальному с поправкой на использование средних составов кристаллизующихся фаз.

Количественные экспериментальные данные о фракционировании расплавов промежуточной магнезиальности при повышенных давлениях отсутствуют. По аналогии с рассмотренными выше примерами можно ожидать, что при давлениях  $\leq 1$  ГПа ориентировка тренда фракционирования будет близка таковой тренда а (см. рис. 3.1.6, а), тогда как при больших давлениях, в условиях ликвидусной кристаллизации клинопироксена, – тренду б.

Моделирование тренда фракционирования магм промежуточной магнезиальности при низких давлениях (см. рис. 3.1.6, в) проведено на основе данных по кристаллизации обр. А-1 ( $MgO = 11,23\%$ ) [Кадик и др., 1982]. На первом этапе выделяется незначительное количество оливина, затем происходит котектическая кристаллизация вначале 15 %  $O1 + P1$  (32:68), а затем – 13,6 % тех же фаз в пропорции 33:67 (точки 1' и 2' соответственно, см. рис. 3.1.6, в). Далее кристаллизуется 28,6 %  $O1 + P1 + Crx$  в соотношении 12:50:38 (см. рис. 3.1.6, в, точка 3'). Построенный тренд P–1, 1–2 и 2–3 несколько отличается от экспериментального [Там же], что можно объяснить использованием средних составов котектических минералов.

Таким образом, рассмотренные примеры построения расчетных реперных трендов позволяют наметить две основные тенденции изменения химизма остаточных расплавов при фракционировании магм низкой и умеренной магнезиальности. Одна из них отвечает кристаллизации оливина и клинопироксена и, судя по экспериментальным данным [Белоусов, Кривенко, 1983; Thompson, 1984], соответствует дифференциации магнезиальных расплавов в условиях повышенных давлений ( $>7$  кбар). Вторая тенденция отвечает фракционированию магнезиальных магм при низких давлениях под контролем котектик с участием значительных количеств плагиоклаза. Теоретические тренды составов остаточных жидкостей, соответствующие этим тенденциям, приведены на рис. 3.1.7.

Для базальтовых составов при низких давлениях ликвидусными фазами могут быть не только оливин и плагиоклаз, но также клинопироксен и ортопироксен [Белоусов, Кривенко, 1983]. С учетом этого Т. Ирвин [1983] выделяет 18 различных вариантов порядков кристаллизации базальтовых магм. Основные из них

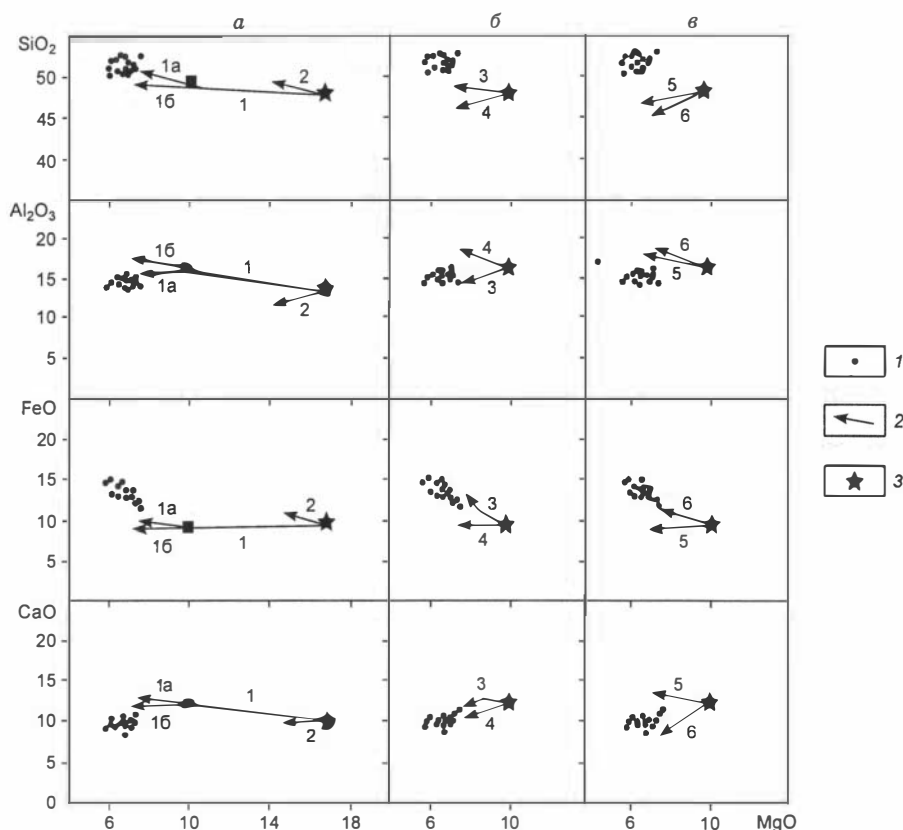


Рис. 3.1.7. Принципиальные пути фракционирования расплавов – потенциальных исходных магм толеитов.

Высоко- (а), низко- (б) и умеренно магнезиальные (в) составы. 1 – средние составы толеитов зеленокаменных поясов; 2 – тренды, контролируемые ликвидусными фазами и котектиками: 1 – Ol, 1a – Ol + Pl, 16 – Ol + Crx, 2 – Ol + Pl, 3 – Ol + Pl → Ol + Pl + Crx, 4 – Crx, 5 – Pig, 6 – Pl + Crx; 3 – исходные составы.

рассмотрены выше. Неопределенной является лишь роль ортопироксена; этот минерал является важной составной частью расслоенных интрузий, но вкрапленники ортопироксена весьма редки в базальтах толеитового состава. По-видимому, более обоснованно предположить возможность отсадки пихонита из сравнительно богатых кремнеземом и бедных известью магм, как это экспериментально установлено Р. Кинцлер и Т. Гроувом [Kinzler, Grove, 1985]. На рис. 3.1.7, в показаны тренды фракционирования низко- и умеренно магнезиальных магм под контролем пихонита. Там же приведены расчетные тренды фракционирования под контролем котектики Pl + Crx (30:70), не установленной экспериментально, но роль которой может быть идентифицирована при сопоставлении реальных составов и расчетных реперных трендов.

Сопоставляя средние составы базальтов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья и других регионов (см. рис. 3.1.7) с системой расчетных реперных трендов фракционирования предполагаемых исходных магм толеитов, легко можно видеть, что единственным вариантом, удовлетворяющим химизму базальтов зеленокаменных поясов по всем параметрам, является тренд № 3. Он отвечает фракционированию умеренно магнезиальных расплавов при низких (0–3 кбар) давлениях под контролем вначале котектики  $O1 + Pl$ , а затем –  $O1 + Pl + Crx$  (см. выше описание кристаллизации обр. А-1). В этой ситуации естественной является проверка возможности использования в качестве такой исходной магмы расплава низкомагнезиальных (9–14 %  $MgO$ ) коматиитовых базальтов.

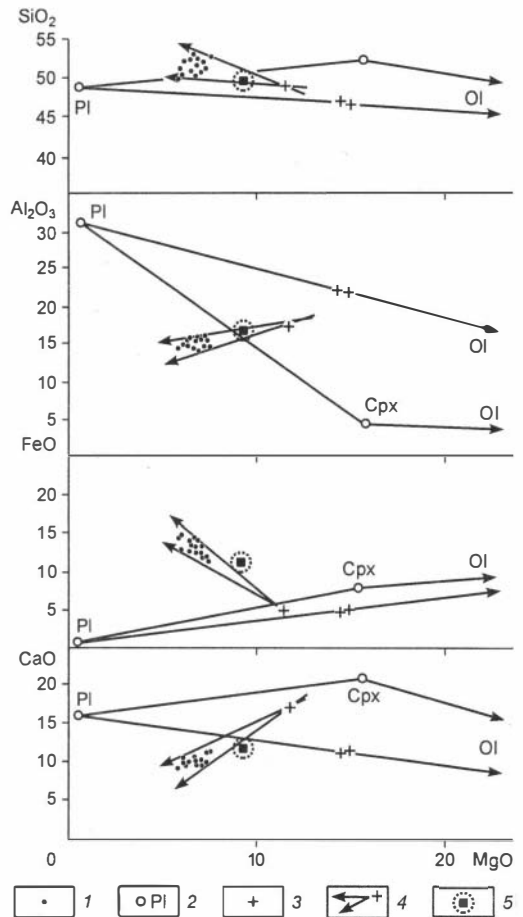
Такие исследования проведены нами [Малюк, 1986а,б], где показано, что при низких давлениях указанные исходные магмы не могут дать производных толеитовых магм требуемого состава. Как ориентировка, так и протяженность трендов фракционирования не совпадают с положением фигуративных точек толеитов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья.

Невозможность использования низкомагнезиальных коматиитовых базальтов в качестве исходных магм толеитов зеленокаменных поясов побудила нас провести ориентировочную оценку оптимального состава расплава, который бы при фракционировании давал серию остаточных жидкостей требуемого состава [Малюк, Сиворонов, 1986]. Расчет этого состава осуществлялся с учетом данных рис. 3.1.7, где фигуративные точки толеитов зеленокаменных поясов в целом образуют в той или иной степени удлиненные поля. Сопоставляя четыре диаграммы на рис. 3.1.8, нетрудно убедиться, что удлинение полей почти полностью проектируется в точку, отвечающую составу котектической ассоциации  $O1 + Pl + Crx$  в соответствующем треугольнике составов. Это является прямым свидетельством того, что дифференциация толеитовых магм зеленокаменных поясов протекала под контролем этой котектики. Весьма сходная ситуация зафиксирована М. Фиском [Fisk, 1986] для толеитов Галапагосского спредингового центра. Исходя из этих соображений, проведя ограничивающие тренды составов остаточных жидкостей (см. рис. 3.1.8), можно получить примерные области составов исходных магм и их дериватов. Для более четкой локализации областей составов исходных магм учтено то обстоятельство, что их кристаллизации под контролем оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектики предшествует фракционирование оливина и плагиоклаза. Такая коррекция, проведенная графическим расчетным путем, позволила оконтурить области составов исходных магм, приведенные на рис. 3.1.8. Ориентировочный средний состав представлен в табл. 3.1.1 и, как можно видеть, вполне сопоставим с другими оценками, хотя и отличается от них рядом специфических черт – низкими  $Al_2O_3$  и высокими  $FeO$ .

Оценка состава магм, которые могли быть исходными для толеитов зеленокаменных поясов, в том числе и Среднего Приднепровья, является лишь частичным решением рассматриваемой проблемы, поскольку при этом остается неясной природа самих исходных магм. Судя по общей постановке задачи, последние должны представлять собой примитивные выплавки из мантийного субстрата перидотитового состава. Однако в данном случае исходные магмы достаточно близки по составу деривативным толеитам, хотя по сравнению с толеитами они более магнезиальны и, соответственно, богаче оливином. Следовательно, возможность получения этих

**Рис. 3.1.8.** Определение областей составов исходных магм толеитов зеленокаменных поясов.

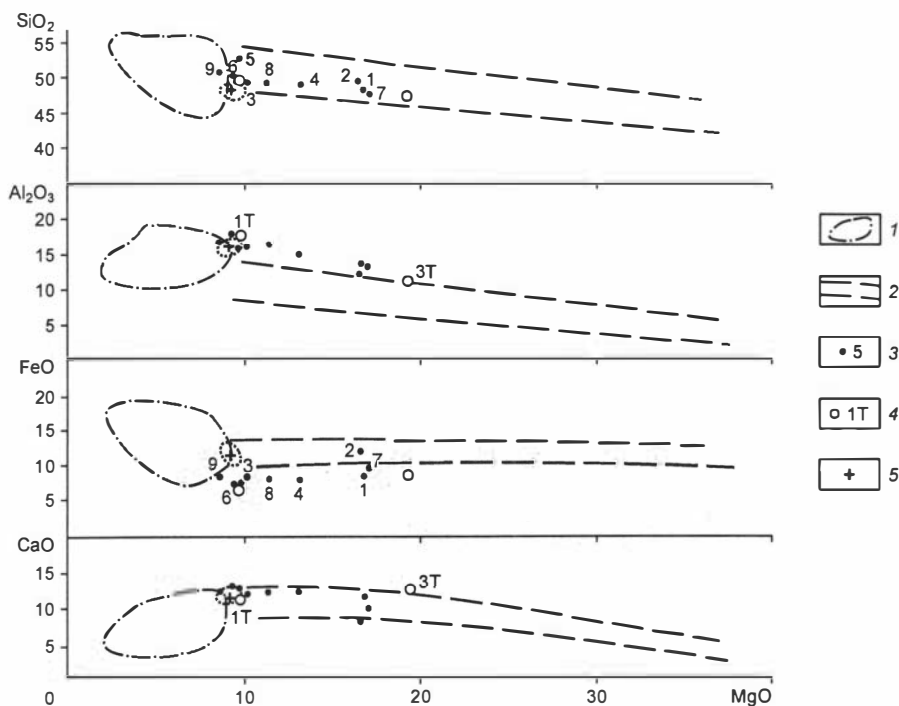
1 – средние составы толеитов (см. табл. 2.1.2, 2.1.3); 2 – средние составы котектических минералов при кристаллизации образца А-1 в опытах А.А. Кадика с соавт. [1982]; 3 – составы котектических ассоциаций для различных этапов кристаллизации образца А-1; 4 – ограничивающие тренды кристаллизации под контролем оливин-плаггиоклаз-клинопироксеновой котектики; 5 – области составов исходных магм и их средний состав.



магм при частичном плавлении мантийных перидотитов также является дискуссионной и нуждается в дополнительной проверке.

На рис. 3.1.9 показаны поля коматиитовой и толеитовой серий, а также экспериментальные и расчетные оценки составов первичных выплавов из перидотитов, представленные в табл. 3.1.1. Видно, что во всех случаях толеиты не могут быть продуктами непосредственного частичного плавления перидотитов. В целом расплавы, в той или иной степени близкие по составу исходным магмам толеитов зеленокаменных поясов, могут быть получены при давлениях ~1 ГПа.

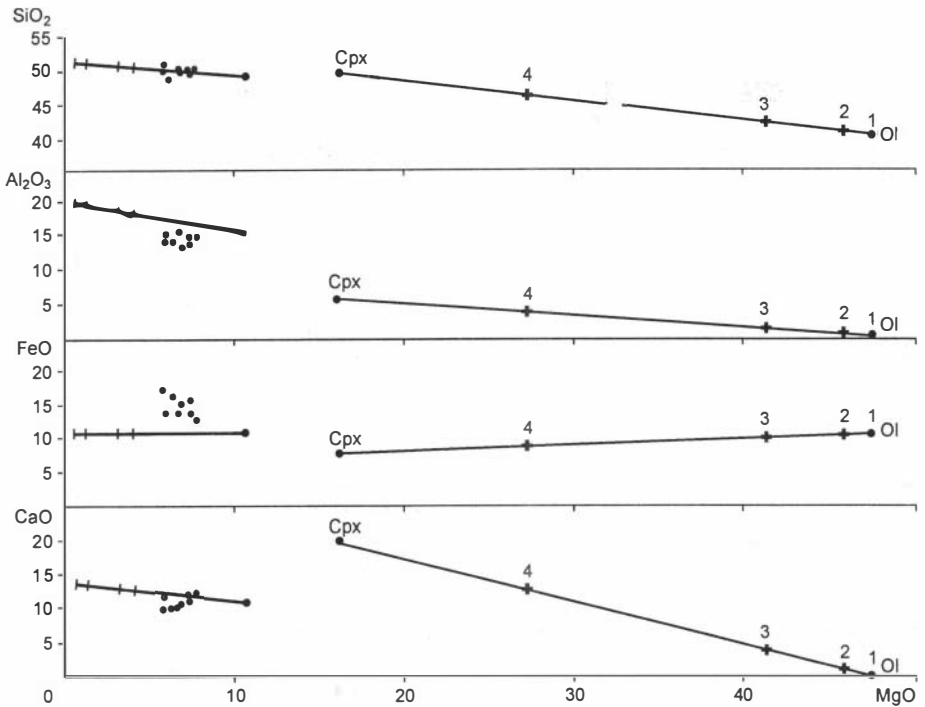
Также из рисунка достаточно отчетливо видно, что как экспериментальные, так и расчетные составы первичных магм толеитов отличаются устойчивыми тенденциями к обогащению глиноземом и обеднению FeO по сравнению с породами коматиитовой серии. Последнюю особенность можно было бы связать со спецификой экспериментов, т. е. утратой части железа за счет реакции жидкостей с платиновыми капсулами. Однако такая модификация неизбежно должна была бы отразиться и на соотношениях всех других первичных петрогенных оксидов. Между тем в координатах SiO<sub>2</sub>–MgO и CaO–MgO (см. рис. 3.1.9) все точки проектируются в поля коматиитовой серии. В отличие от этого в координатах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO намечается тенденция контроля химизма некоторой фазой с высокой магнезиальностью, которую, при согласовании с данными других диаграмм, можно отождествить только с оливином. Примечательной особенностью указанной тенденции является устойчивый глиноземистый уклон, отличающий все рассматриваемые составы от пород коматиитовой серии.



**Рис. 3.1.9.** Сопоставление полей коматиитовой и толеитовой серий зеленокаменных поясов с экспериментальными и расчетными составами первичных магм толеитов из табл. 3.1.1.

1 – поля толеитовой серии; 2 – поля коматиитовой серии; 3 – экспериментальные и расчетные составы (нумерацию см. в табл. 3.1.1); 4 – экспериментальные выплавки Е. Такахаши (1Т – 1 ГПа, 3Т – 3 ГПа) [Takahashi, Kushiro, 1983; Takahashi, Scarfe, 1985; Takahashi, 1986]; 5 – гипотетическая родоначальная магма толеитов зеленокаменных поясов. Ост. поясн. в тексте.

С учетом вышесказанного, по соотношениям фигуративных точек и полей пород коматиитовой серии в координатах FeO–MgO (см. рис. 3.1.9) в первом приближении можно заключить, что расплавы последней генерировались за счет субстратов, значительно более богатых железом, чем те исходные составы, которые были выбраны в соответствующих работах для экспериментов и расчетов. Столь же правомерным, на наш взгляд, будет вывод о том, что эволюция первичных магм коматиитовой серии приводила к образованию пород, заметно (особенно коматиитов Барбертона) обедненных глиноземом. Поскольку петрогенезис коматиитовой серии будет рассматриваться ниже, на данном этапе можно констатировать, что первичные магмы толеитов зеленокаменных поясов вряд ли были генетически связаны с расплавами коматиитовой серии на стадии выплавления. Соответственно, существует возможность получения рассматриваемых исходных магм толеитов при фракционировании расплавов высокомагнезиальных коматиитовых базальтов (т. е. предположительно более глубоких первичных магм) в условиях повышенных давлений. Как уже отмечалось ранее, такая схема анализировалась Д. Элтоном и



**Рис. 3.1.10.** Моделирование процесса кристаллизационной дифференциации магм высокомагнезиальных коматиитовых базальтов при давлении  $\sim 1$  ГПа [Малюк, Сиворонов, 1986].

Жирной линией показан тренд составов остаточных жидкостей. Точки – средние составы толеитов (см. табл. 2.1.2, 2.1.3). Ост. обозн. см. рис. 3.1.8 и пояснения в тексте.

К. Скэрфом [Elthon, Scarf, 1984] применительно к магнезиальному составу № 1-23, который в целом отличается от коматиитов аналогичной магнезиальности. Однако в первом приближении данные этих экспериментов могут быть использованы для построения не только принципиальных (см. рис. 3.1.7), но и более конкретных реперных трендов.

Моделирование указанного процесса проведено нами [Малюк, Сиворонов, 1986] на основе среднего состава высокомагнезиальных коматиитовых базальтов зеленокаменных структур Среднего Приднпровья и кинетических данных обр. № Т-23 (рис. 3.1.10). Видно, что в целом наблюдается хорошее соответствие положения полей исходных магм толеитов и конечных продуктов дифференциации высокомагнезиальных коматиитовых базальтов, а в координатах FeO–MgO и CaO–MgO совпадение является полным. Для того чтобы такое же совпадение имело место и по другим показателям, исходные магмы ВКБ должны содержать примерно 47–48 %  $\text{SiO}_2$  и 11–13 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Таким образом, спектр жидкостей, близких по составу предполагаемым исходным магмам толеитов зеленокаменных поясов, может быть получен как при частичном плавлении перидотитов на глубинах  $\sim 30$ –40 км, так и при фракциони-



ровании магнезиальных расплавов типа коматиитовых базальтов, образованных при давлениях  $\sim 2,0\text{--}2,5$  ГПа. В первом случае мантийные выплавки могли достигать приповерхностных камер дифференциации с незначительными изменениями состава за счет раскристаллизации, при дальнейшем фракционировании давая наблюдаемый в зеленокаменных поясах спектр деривативных толеитовых расплавов. Сравнительно низкомагнезиальный состав исходных расплавов такого рода (т. е. выплавов при давлениях около 1 ГПа) позволяет объяснить отсутствие коматиитов в ассоциации с толеитами в некоторых зеленокаменных структурах и таких формациях, как дацит-андезит-толеитовые. Если же исходные магмы толеитов связывать с магмами магнезиальных коматиитовых базальтов, необходимо привлечение более сложных механизмов, объясняющих редкость или отсутствие такого рода первичных расплавов в ассоциации с деривативными толеитами. Из рассмотренной выше схемы видно, что одним из таких механизмов может быть двухстадийное фракционирование на разных уровнях (при 1 и 0,3 ГПа). С другой стороны, ввиду повышенной плотности магнезиальных магм возможна их более длительная консервация в промежуточных камерах, в ходе которой осуществляется их дифференциация и снижение плотности производных толеитовых расплавов до уровня, достаточного для движения сквозь земную кору [Stolper, Walker, 1980]. Наконец, при определенном режиме подъема возможно так называемое заторможенное фракционирование [Maaloe et al., 1988], т. е. достаточно ощутимая раскристаллизация без отсадки фракционата. В результате приповерхностных камер могут достигать дифференцированные магмы, содержащие взвесь кристаллов, и гравитационное разделение фаз происходит уже в камере. В этом случае высоких коровых уровней будут достигать только производные расплавы, состав которых может отличаться составу рассматриваемых исходных магм толеитов.

По геофизическим данным, глубины залегания поверхности Мохоровичича в 30–40 км в Среднем Приднпровье фиксируются лишь в районе Сурской структуры [Зеленокаменные пояса..., 1988; Литосфера..., 1988]. Существуют представления, что уже в раннем докембрии мощность континентальной земной коры, на которой развивались зеленокаменные пояса, была близка современной [Хильтова и др., 1986; Windley, Davis, 1978]. С учетом неизбежной эрозии какой-то части земной коры древних щитов значения ее мощности в архее можно было бы оценивать и выше [Конди, 1983]. Таким образом, мантийное магмообразование при давлениях  $\sim 1$  ГПа как-будто исключается. Однако многие исследователи придерживаются точки зрения о развитии зеленокаменных поясов в режиме континентальных рифтов, который предполагает утонение земной коры, подъем астеносферы и изотерм плавления. Именно в такой геодинамической обстановке и возможно, по-видимому, выплавление первичных магм толеитов на сравнительно небольших глубинах мантии.

Все приведенные соображения не позволяют исключать возможности генерации какой-то части исходных магм толеитов в процессе частичного плавления пироксенитов либо полного плавления эколлитов [Кутолин, 1982; Шкодинский, 1985]. Особо следует остановиться на модели генетической связи толеитов зеленокаменных поясов с пикритовыми магмами [Фролова, Каторгин, 1986; Куликов и др., 1989; Elthon, Scarfe, 1984].

К настоящему времени нет необходимости специально акцентировать внимание на содержании термина “пикрит”, поскольку этот вопрос неоднократно рассматривался в работах [Кепежинскас, Добрецов, 1983; Крестин, 1983; Фролова,

Каторгин, 1986; Магматические... породы, 1988]. Имеющийся опыт изучения пород, классифицируемых как пикриты, показывает, что в большинстве случаев речь идет об ультраосновных вулканитах с повышенными ( $>9-10\%$ ) содержаниями  $MgO$ , но при этом обязательно отличающихся высокими ( $>1\%$ ) содержаниями  $TiO_2$ , а иногда и щелочей ( $Na_2O > 2-3\%$ ,  $K_2O > 1-2\%$ ). С учетом данных, приведенных в предыдущей главе, очевидно, что такие эффузивы нельзя относить к коматиитовой серии, не взирая на то, что в отдельных случаях подобные образования описаны в парагенезисе с коматиитами зеленокаменных поясов позднего архея [Другова и др., 1988; Arndt et al., 1977].

Так или иначе, в последние годы проблема происхождения толеитов включает пикритовые расплавы в качестве обязательного компонента. Представляется, что наиболее плодотворным может оказаться путь моделирования на основе конкретных пикритовых составов, предлагаемых теми или иными исследователями. Для дальнейшего обсуждения мы будем пользоваться данными В.С. Куликова с коллегами для раннего протерозоя Балтийского щита [Коматииты..., 1988] и Г.М. Друговой с соавт. для Олондинской зеленокаменной структуры архея Алдано-Витимского щита [Другова и др., 1988; Магматические... породы, 1988].

На рис. 3.1.11 приведен простейший вариант расчетного реперного тренда фракционирования магм, имеющих средний состав пикритов двух отмеченных объектов. Для расчета использован кинетический режим начального этапа кристаллизации обр. № Т-23 из работы [Elthon, Scarfe, 1984], так как этот образец в оригинальной работе также отнесен к пикритам. На рисунке хорошо видно, что расплавы, классифицируемые как пикриты в приведенном выше понимании, не могут быть исходными для толеитов зеленокаменных поясов. Пикриты дают деривативный тренд, прогрессивно обогащающийся титаном в количествах, несоизмеримых с таковыми рассматриваемых толеитов. Следует отметить, что с увели-

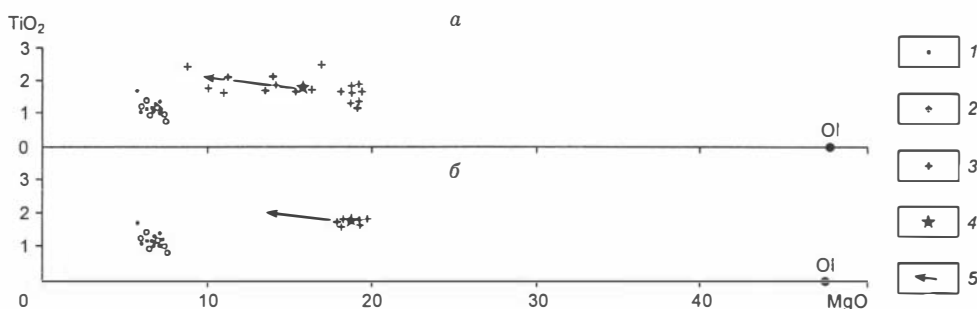


Рис. 3.1.11. Моделирование фракционирования пикритовых магм в координатах  $TiO_2$ – $MgO$ .

1 – средние составы толеитов зеленокаменных структур Среднего Приднестровья (см. табл. 2.1.2); 2 – средние составы зеленокаменных поясов других регионов (см. табл. 2.1.3); 3 – пикриты раннего протерозоя Балтийского щита (а), (по [Коматииты..., 1988, табл. 13]), и Олондинской зеленокаменной структуры архея Алдано-Витимского щита (б) (по [Добрецов и др., 1987; Магматические... породы, 1988]); 4 – средние составы вышеуказанных пикритов; 5 – тренды составов остаточных жидкостей под контролем ликвидусного оливина [Elthon, Scarfe, 1984].

чением железистости оливина (что имеет большое значение для многостадийного фракционирования) степень обогащения дериватов титаном будет возрастать.

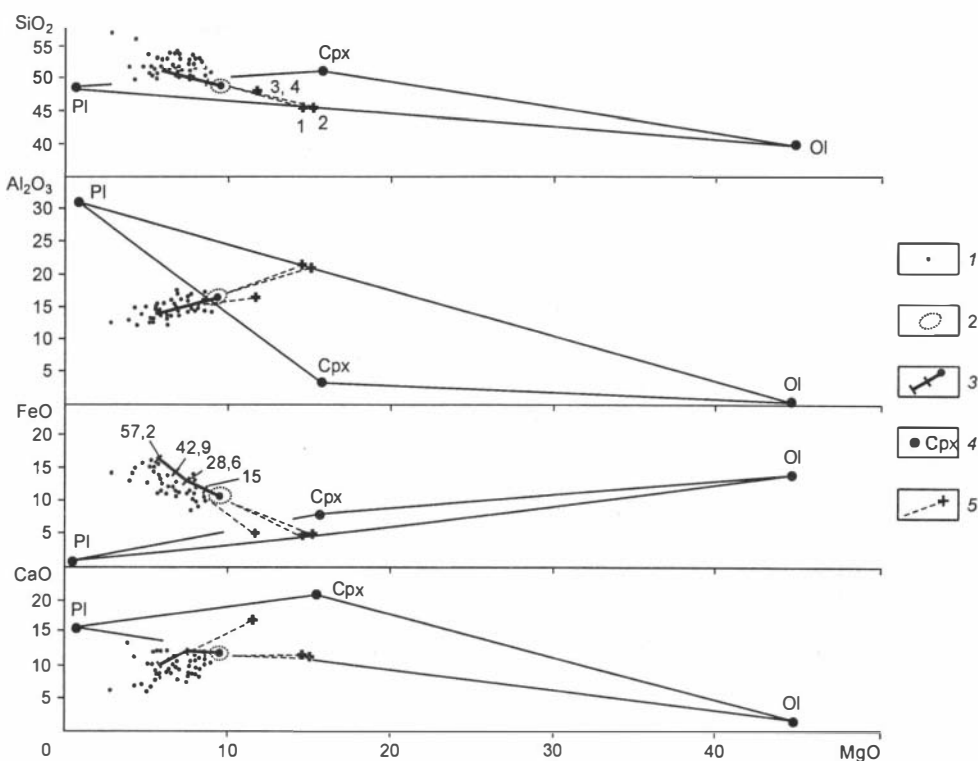
С учетом приведенных данных нет оснований рассматривать пикритовые расплавы как исходные магмы толеитов докембрийских зеленокаменных поясов. Этот вывод хорошо согласуется с практически полным отсутствием пикритов в зеленокаменных поясах. Что же касается единичных находок таких образований, то их природа требует специального изучения.

Как можно видеть на рис. 2.1.1–2.1.6 и в табл. 2.1.1–2.1.3, наиболее распространенные разности толеитов зеленокаменных поясов Восточно-Европейской платформы и других регионов содержат 6–8 % MgO, 11–14 FeO, 12–14 %  $Al_2O_3$ . При сопоставлении с расчетными трендами фракционирования исходных магм толеитов при низких давлениях оказывается, что эти составы соответствуют степени раскристаллизации последних 15–30 %. Это дает основание предполагать, что по каким-то причинам дифференциация исходных магм обычно прерывалась по достижении этих степеней раскристаллизации и лишь изредка продвигалась далее. В целом фракционирование >10–15 % магмы возможно, по-видимому, лишь в промежуточных камерах, поскольку при движении по подводящим каналам потери кристаллических фаз вряд ли могут быть значительными [Delaney, Pollard, 1982], особенно в случае упоминавшегося выше заторможенного фракционирования. Однако применительно ко всей совокупности проанализированных зеленокаменных структур происхождение ни одной из толеитовых серий не может быть связано с простой дифференциацией единого промежуточного очага, так как большинство входящих в эти серии индивидуальных анализов отвечают одним и тем же степеням раскристаллизации, но соответствуют различным частям стратиграфических разрезов (в частности, разным уровням тех или иных формаций структур Среднего Приднепровья) и, следовательно, разделены между собой определенными временными интервалами. Именно в этой ситуации необходимо привлечение модели периодически восполняющейся магматической камеры.

Рассмотрим приповерхностную магматическую камеру, заполненную исходным расплавом и на определенное время утратившую связь с земной поверхностью, в результате чего магма охлаждается и подвергается фракционной кристаллизации. Поскольку плотность дифференцированных расплавов постоянно понижается [Huppert et al., 1982; Sparks, Huppert, 1984; Huppert, 1986], они скапливаются в кровельной части камеры, в то время как в донной части происходит кристаллизация и накопление кумулятов. Поступление в камеру новой порции недифференцированной магмы существенно повышает давление жидкости [Campbell, 1978; Turner, Campbell, 1986], вследствие чего при благоприятных тектонических условиях возможен прорыв избыточного объема магмы и ее излияние на поверхность [Blake, 1981; Huppert, Sparks, 1984; Turner, Campbell, 1986]. Состав такой магмы будет в значительной мере определяться величиной избыточного объема. При инъекции в камеру небольшой порции первичной магмы состав вещества, внедряющегося в действующий вулканический аппарат, может полностью определяться сильно фракционированными расплавами, сконцентрированными в кровле камеры и первыми поступающими в приоткрывшиеся подводящие каналы. С этой точки зрения подчиненное развитие указанных выше сильно фракционированных толеитов можно объяснить редкостью небольших по объему инъекций первичных магм.

В том случае, когда объем новой инъекции велик, состав избыточного расплава, поступающего на поверхность, будет определяться уже составом основного объема магмы, находившейся в камере до момента инъекции. Очевидно, именно в таких случаях происходило излияние магм, отвечавших по составу наиболее распространенным из рассмотренных толеитов. Для уяснения механизма поддержания постоянства этих частично фракционированных магм необходимо произвести некоторые количественные построения.

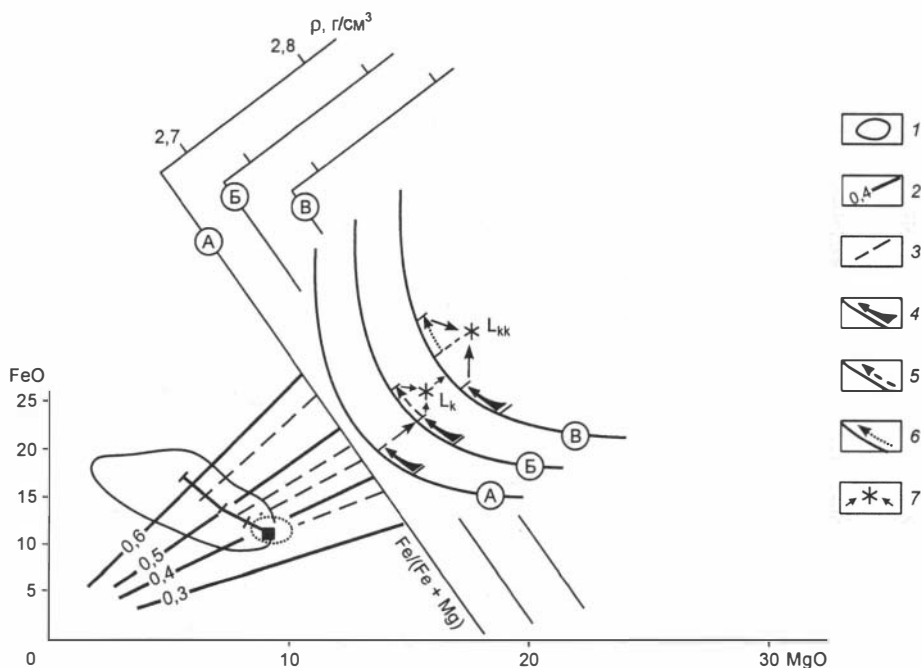
Степень раскристаллизации первичных магм в периодически восполняющихся камерах в промежутках между отдельными инъекциями предполагается небольшой [Huppert et al., 1982; Sparks, Huppert, 1984; Huppert, 1986]. Для анализа на количественном уровне примем, что она равна 15 % и соответствует окончанию первого этапа кристаллизации по принятой на рис. 3.1.12 схеме фракционирования



**Рис. 3.1.12.** Химический состав толеитов зеленокаменного пояса Абитибии (Канада) в сравнении с трендом фракционирования первичной магмы.

1 – фигуративные точки толеитов (источники см. табл. 2.1.2, 2.1.3); 2 – поля составов первичных магм; 3 – расчетный тренд фракционирования первичной магмы (см. табл. 3.1.1, состав 10) при давлении <0,3 ГПа, кинетические параметры аналогичны таковым для тренда 3, см. рис. 3.1.7; числа у поперечных штрихов – степень раскристаллизации исходного расплава к концу каждого этапа фракционирования; 4 – котектические минералы; 5 – точки составов котектических ассоциаций каждого этапа фракционирования и линии их комплементарности остаточным расплавам.

первичных магм рассматриваемых толеитов. Поставленная задача может быть решена на основании учета динамики изменения плотности остаточных расплавов в процессе фракционирования. Для этого была построена специальная диаграмма FeO–MgO (рис. 3.1.13). В указанных координатах проведены линии равных значений величины  $Fe/(Fe + Mg)$  ат. кол. ( $f$ ), затем перпендикулярно линии  $f = 0,5$  построена абсцисса, отражающая изменение этой же величины. В качестве ординаты выбрана величина  $\rho$  (плотность). В полученные таким образом координаты спроектирована серия однотипных кривых изменения плотностей первичных и остаточных расплавов из работ [Stolper, Walker, 1980; Huppert, Sparks, 1984; Sparks, Huppert, 1984]. Помимо этого на диаграммах также показаны: поле рассматриваемых толеитов (генерализованное), расчетный тренд фракционирования первичной магмы и общее поле состава первичных магм, а также линии равных значений величины  $f$  конечных расплавов каждого из этапов фракционирования. Выполненные построения дают возможность видеть, что раскристаллизация 15 % первич-



**Рис. 3.1.13.** Динамика изменения плотностей первичных и производных магм в периодически восполняющейся магматической камере.

1 – поле толеитов (генерализованное); 2 – линии равных значений величины  $Fe/(Fe + Mg)$ ; 3 – линии равных значений той же величины для каждого из этапов фракционирования; 4 – пути дифференциации первичных магм ( $LA \rightarrow LA'$ ;  $LB \rightarrow LB'$ ;  $LB \rightarrow LB'$ ); 5 – путь дифференциации остаточного расплава  $LA' \rightarrow LA''$ ; 6 – путь дифференциации остаточного расплава  $L_k \rightarrow L_k'$ ; 7 – смешение первичных и производных магм. Ост. поясн. в тексте.

ной магмы  $L_A$  с плотностью  $\rho_A$  понижает плотность остаточного расплава  $L'_A$  до значения  $\rho'_A$  (кривая А, см. рис. 3.1.13). Пусть к этому времени в камеру поступает новая порция первичной магмы  $L_B$  с плотностью  $\rho_B$  (кривая Б). Поскольку  $\rho_B > \rho'_A$ , первичная магма займет донную часть камеры и в дальнейшем оба расплава (первичный  $L_B$  и частично дифференцированный  $L'_A$ ) будут сосуществовать, имея общую границу раздела с ограниченным массопереносом [Huppert, Sparks, 1984; Sparks, Huppert, 1984; Turner, Campbell, 1986]. Дальнейшее поведение этих расплавов достаточно интересно, поскольку оба они будут подвергаться фракционированию, изменяющему их состав и, следовательно, плотность [Huppert et al., 1982; Sparks, Huppert, 1984; Huppert, 1986]. Раскристаллизация еще 13,6 % расплава  $L'_A$  понизит плотность остаточного расплава  $L''_A$  до минимума на кривой Б ( $\rho''_A$ ). В то же время раскристаллизация 15 % расплава  $L_B$  понизит, как показано выше, плотность остаточного расплава  $L'_B$  до значения  $\rho'_B$ . Как видно на рис. 3.1.13, разность  $\rho'_B - \rho''_A$  ничтожна по величине, что обусловлено спецификой кривой изменения плотности базальтовых магм в ходе их дифференциации: понижение плотности высокомагнезиальных расплавов происходит с относительно большей скоростью, тогда как при значениях величины  $f \sim 0,5$  в магмах их плотность изменяется незначительно даже при значительной степени раскристаллизации.

Таким образом, при соизмеримой степени раскристаллизации расплавов  $L_B$  и  $L'_A$  плотности остаточных расплавов ( $L'_B$  и  $L''_A$  соответственно) практически сравниваются, вслед за чем происходит их быстрое перемешивание и гомогенизация магмы [Там же], плотность которой приобретает значение  $\rho_K$ , промежуточное между  $\rho'_B$  и  $\rho''_A$ , но учитывая их незначительные различия, можно считать, что  $\rho_K = \rho'_B = \rho''_A$ . На рис. 3.1.13 видно, что значения  $\rho'_B$  и  $\rho''_A$  охватывают области составов наиболее распространенных толеитов с  $f = 0,42-0,50$  и содержаниями  $FeO = 11-14$  мас. %.

Для того чтобы не отклоняться от реперной схемы, примем, что к моменту очередной инъекции первичной магмы расплав  $L_K$  частично раскристаллизовался и по составу отвечает расплаву конца второго этапа фракционирования. Это допущение не вносит существенной погрешности, так как различия плотностей расплава  $L_K$ , представляющего собой смесь  $L'_B$  и  $L''_A$ , и того расплава, который отвечает концу второго этапа фракционирования, практически незначимы (см. рис. 3.1.13, кривая В). Очередная порция первичной магмы  $L_B$ , поступившей в камеру, также расположится в ее донной части, отделяясь границей раздела от расплава  $L_K$ , и далее подвергнется фракционированию совместно с  $L_K$ . Последний при раскристаллизации на 14,3 % дает остаточный расплав  $L'_K$  с плотностью  $\rho'_K$  (см. рис. 3.1.13, кривая В). Соизмеримая по величине (15 %) раскристаллизация расплава  $L_B$  дает остаточный расплав  $L'_B$  с плотностью  $\rho'_B$ . На рис. 3.1.13 видно, что разность  $\rho'_K - \rho'_B$  весьма мала, благодаря чему оба расплава смешиваются, давая магму  $L_{KK}$ . Плотность последней  $\rho_{KK}$  будет практически идентичной  $\rho_K$  и, соответственно, состав магмы  $L_{KK}$ , так же как и  $L_K$ , будет отвечать наиболее распространенным толеитам с  $f \sim 0,42-0,50$ ,  $FeO = 11-14$  мас. %.

Таким образом, анализ показывает, что динамика дифференциации базальтовых магм в периодически восполняющихся магматических камерах в значительной мере определяется различиями физических свойств первичных и производных расплавов. В частности, разность плотностей таких магм оказывается доста-

точной для того, чтобы их кристаллизация в единой камере некоторое время протекала автономно. В процессе фракционирования состав остаточных расплавов непрерывно изменяется таким образом, что разность их плотностей уменьшается и на определенном этапе происходит перемешивание обоих расплавов. Такой характер взаимодействия первичных и производных магм приводит к тому, что периодически восполняющиеся камеры дифференциации первичных магм толеитов являются естественными самобуферирующимися системами, в которых состав основного объема фракционированных расплавов остается практически неизменным. Этим, на наш взгляд, можно объяснить количественное преобладание среди толеитов зеленокаменных поясов сравнительно малофракционированных разностей, плотность расплавов которых отвечала интервалу 2,7–2,8 г/см<sup>3</sup>. Излияния же наиболее дифференцированных толеитовых магм можно связывать с инъекциями в питающую камеру относительно небольших количеств первичных магм и удалением из нее малых порций сильно фракционированных расплавов, сконцентрированных в апикальных частях камеры.

Завершая рассмотрение петрогенезиса магм толеитовой серии докембрийских зеленокаменных поясов, можно констатировать следующее.

1. Химизм толеитов полностью согласуется с моделью фракционирования исходных магм с содержанием MgO около 10–11 мас.% при низких (~0,3 ГПа) давлениях под контролем оливин-плагиоклазовой и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектик (т. е. по феннеровской схеме). Данный котектический режим в максимальной степени стабилизируется при низких значениях фугитивности кислорода [Лапин и др., 1985].

2. Магмы, в наибольшей степени соответствующие исходным составам и способные генерировать остаточные жидкости толеитовой серии зеленокаменных поясов, образовывались при частичном плавлении перидотитов при давлениях ~1 ГПа. В большинстве своем эти расплавы генетически, по-видимому, не связаны с магмами коматитовой серии и тем более с пикритовыми магмами. Остается открытым вопрос о генерации исходных магм толеитов при частичном плавлении пироксенитов и полном плавлении эклогитов соответствующего состава.

3. Генерация расплавов толеитовой серии зеленокаменных поясов осуществлялась в процессе функционирования периодически восполнявшихся промежуточных камер, варьирующие различия в режимах подпитки которых обуславливали появление достаточно широкого спектра магм с максимумом составов, отвечавшим смещению в различной степени дифференцированных, но близких по плотности расплавов.

Рассмотренные схемы образования толеитовых магм позволяют более предметно подойти к решению вопросов петрогенезиса коматитовой серии. Становится очевидным, что генерация магм этой серии вполне может рассматриваться автономно, без обязательной увязки с петрогенезисом толеитов.

Как уже отмечалось, солидус-ликвидусный интервал коматитовых магм характеризуется доминированием оливина и клинопироксена\* (см. также: [Малюк, Золотухин, 1988]), оказывающих практически однонаправленное воздей-

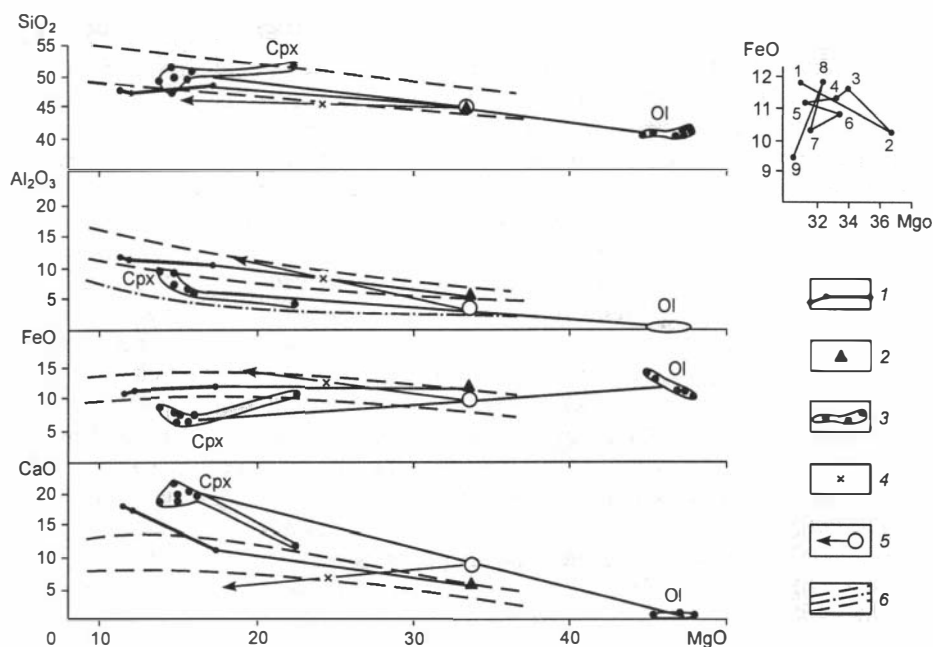
\* Находки пижонита в кровельных частях расслоенных потоков связываются с метастабильной кристаллизацией этой фазы вместо оливина при переохлаждении магмы коматитов [Arndt, Fleet, 1979].

ствие на состав остаточных жидкостей и тем самым существенно ограничивающих индикаторное значение химизма коматиитов в плане реконструкции схем их фракционирования. В то же время, судя по экспериментальным данным, расплавы коматиитового состава должны отличаться довольно широким солидус-ликвидусным интервалом (во всяком случае при низких давлениях), обеспечивающим достаточно длительное фракционирование при мало изменяющихся контролирующих факторах. Поэтому прежде чем перейти к рассмотрению расчетных реперных трендов, целесообразно провести анализ изученных природных случаев фракционирования коматиитовых магм, в частности, расслоенных коматиитовых потоков и силлов.

Расслоенные потоки коматиитов описаны в Канаде, Зимбабве, ЮАР, Австралии, на Балтийском щите, в Среднем Приднепровье [Коматииты..., 1988; Сиворонов и др., 1989; Smith et al., 1980; Viljoen et al., 1983; Arndt, 1986; Nisbet et al., 1987]. Среди них в настоящее время наиболее полно охарактеризованы петрографическим и аналитическим материалом потоки поясов Абитиби (Канада) и Барбертон (ЮАР). В первом случае описаны три крупных потока коматиитов, из которых в настоящей работе использованы данные лишь по одному – потоку “клинопироксенового” типа из района Алексо (Канада) [Barnes et al., 1983]. Детальное описание этого потока приведено в указанной работе, и мы не будем на нем останавливаться. На рис. 3.1.14 приведены петрохимические данные, иллюстрирующие дифференцированный характер потока. Образования кумулятивной зоны представлены в усредненном виде (за исключением ортопироксенового слоя), поскольку здесь отсутствует какая-либо закономерная связь между относительным гипсометрическим положением точки опробования и ее составом. На врезке рисунка видно, что для кумулятивной зоны характерны осцилляции компонентного состава, которые могут быть связаны с разномасштабными циклическими вариациями соотношений оливина и клинопироксена. Как известно [Уэйджер, Браун, 1970; Гурзуев, 1983; Магматические... породы, 1985], такие вариации являются характерной чертой расслоенных магматических комплексов\*. В этих случаях проследить эволюцию процессов дифференциации во времени весьма трудно, что вынуждает использовать для рассмотрения валовый состав кумулятивной зоны. Этот состав, таким образом, представляет собой ортокумулят, кумулятивная фаза которого отвечает кристаллическому остатку при дифференциации исходной коматиитовой магмы. Следовательно, в первом приближении состав ортокумулята является элементарным серией составов деривативных расплавов, показанных на рис. 3.1.14 жирной линией. Исходный расплав в этом случае оказывается близким по составу кровельной зоне закалки потока [Белоусов, Кривенко, 1983; Зеленокаменные пояса..., 1988; Barnes et al., 1983]. Экспериментальные исследования (см. обзор: [Зеленокаменные пояса..., 1988]) показывают, что расплавы близкого состава при низких давлениях кристаллизуются под контролем ликвидусного оливина и котектической ассоциации  $Ol + Crx + Orx$ . В данном потоке ортопироксен развит в верхней части зоны структур спинифекс, а также в пределах экзотического ортопироксенитового слоя, природа которого до конца не ясна [Barnes et al., 1983]. На большей же части мощности потока доминирует ассоциация  $Ol + Crx$ , которая,

\* Подобные вариации присущи всему потоку “оливинового” типа, описанному теми же авторами в районе Алексо [Barnes et al., 1983], в связи с чем он и не рассматривается в данной работе.





**Рис. 3.1.14.** Петрохимические особенности расслоенного потока “клинопироксенового” типа из района Алексо, пояс Абитибби, Канада [Barnes et al., 1983].

1 – зона потока; 2 – кумулятивная зона; 3 – поля и фигуративные точки минералов; 4 – исходный состав; 5 – расчетные тренды фракционирования под контролем котектики Ol + Cpx (60:40); 6 – поля коматитовой серии; в координатах  $Al_2O_3$ –MgO штрихпунктир – нижняя граница поля коматитов Барбертона. На врезке – осцилляции состава пород кумулятивной зоны. Ост. поясн. см. в тексте.

вероятно, и отвечает основной котектике, контролировавшей фракционирование исходной магмы.

На рис. 3.1.14 показаны составы минералов данной ассоциации. Видно, что средний состав кумулятивной зоны может быть спроектирован на линию составов, отвечающую генерализованной котектике Ol + Cpx, в точку, примерно соответствующую пропорции Ol:Cpx = 60:40, что в целом согласуется с процентным содержанием этих минералов в кумулятивной зоне [Там же]. Очевидно, данное соотношение оливина и клинопироксена отвечает котектическому. В таком случае дифференциация магмы, отвечающей по составу кровельной зоне закалки, должна была бы приводить к формированию петрохимических трендов, показанных на рисунке стрелками, что совершенно не согласуется с реальной картиной химизма потока. Такое же несоответствие между расчетными данными и реальным химизмом имеет место и в случае расслоенных потоков Моррис, Ричард, Джей и других пояса Барбертона (ЮАР) (на рисунке не показаны ввиду значительного перекрытия трендов), описанных в работе [Viljoen et al., 1983]. Разумеется, говорить о полном соответствии в данном случае можно было бы только тогда, когда заранее были

бы оговорены некоторые важные условия, как, например, степень равновесности протекания процессов дифференциации, наличие в исходной магме интрателлурических кристаллов и их количество и состав, возможность инъекции свежих порций исходной магмы, т. е. процессы смешения магм, и т. д. По-видимому, наблюдающиеся различия связаны с влиянием этих факторов дифференциации, но конкретный учет этого воздействия оценить невозможно. Некоторые потоки, установленные, например, в Карелии [Коматииты..., 1988], и даже поток Тони наименее измененных коматиитов в Зимбабве [Nisbet et al., 1987] отличаются осциллятивным характером распределения всех петрогенных компонентов, что также можно связывать с нарушениями равновесности кристаллизационной дифференциации.

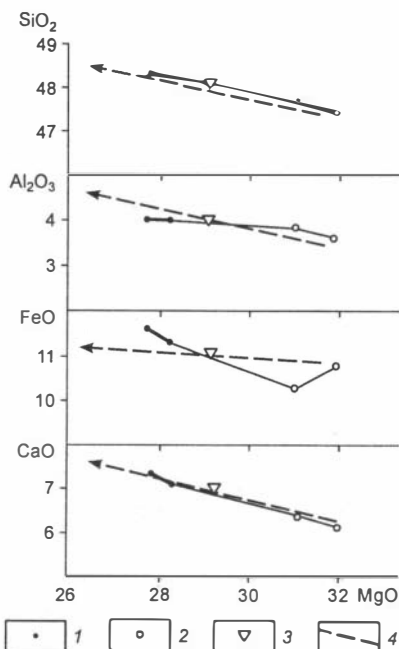
Другим примером природного фракционирования коматиитовых магм может служить дифференцированный поток коматиитов Стюарт (пояс Барбертон, ЮАР) [Smith et al., 1980]. Его химизм показан на рис. 3.1.15, где видно, что тренды фракционирования достаточно хорошо выражены. Авторы работы с помощью специальных расчетов показали, что дифференциация потока контролировалась ликвидусным оливином. Однако, как видно на рис. 3.1.15, и в данном случае отклонения трендов фракционирования от линий оливинового контроля указывают на неидеальность протекания процесса.

Дифференциация коматиитовых магм в приповерхностных условиях изучена на примере ряда гипабиссальных тел (большой частью силлов). Впервые такие тела были отмечены еще М. и Р. Вильджоенами в северо-западной части пояса Барбертон, где они представлены расслоенными ультрабазитовыми комплексами. Дифференцированные интрузии такого типа, однако, изучены слабо. Значительно большее внимание уделяется исследованию расслоенных силлов менее магнезиального состава, исходные магмы которых отвечали высокомагнезиальным коматиитовым базальтам. Такие тела подробно описаны в Канаде.

В связи с генезисом толеитовых расплавов дифференциация коматиитовых силлов описана Д. Фрэнсисом и Э. Хайнсом в районе Кейп-Смит [Fransis, Hynes, 1979]. Расслоенные тела состоят из двух основных зон – ультрамафитовой и габброидной. Первая из них характеризуется отчетливо выраженной расслоенностью, образованной чередованием перидотитовых и пироксенитовых прослоев различной мощности. Габброидная зона также имеет традиционное строение, выражающееся в наличии трех частей различного петрографического состава,

Рис. 3.1.15. Петрохимические особенности расслоенного потока Стюарт, ЮАР [Smith et al., 1980].

1 – зона спенифекс; 2 – кумулятивная зона; 3 – валовый состав; 4 – линия оливинового контроля.



причем верхняя часть отличается развитием габброидов с высокими содержаниями FeO и TiO<sub>2</sub>. Примечательно, что вся расслоенная серия характеризуется спорадическим развитием ортопироксена. Эти данные подтверждают вывод о незначительной роли ортопироксена при фракционировании коматиитовых магм. По мнению тех же исследователей [Там же], исходный расплав содержал примерно 14 % MgO в случае его идентичности нижней закаленной кромке силла и 21 % MgO – при его близости верхней закаленной кромке. В первом случае, согласно расчетам цитируемых авторов, для получения остаточного расплава, отвечающего верхним частям габброидной зоны, требуется отсадка 60 % смеси Ol + Pl + Crx в пропорции 31:31:38, а во втором – 75–80 % той же смеси в пропорции 40:20:40. Как видно, приведенным выше данным больше соответствует первый вариант (которому отдали предпочтение и они сами) с учетом намечавшегося понижения доли плагиоклаза в составе котектики магм коматиитовых базальтов. Следует также отметить, что указанные исследователи пришли к выводу о том, что дифференциация протекала в открытой динамической системе, т. е. в условиях инъекций новых порций расплава и конвективных течений в магматической камере.

Сходные представления развивают также С. Бернс с соавт. [Barnes et al., 1982] относительно формирования расслоенного силла Катиник, расположенного в том же районе. Это дифференцированное тело отличается высокомагнезиальным составом всех компонентов, варьирующих от пироксенитов до дунитов. Предполагается, что исходная магма содержала около 19 % MgO, а формирование комплекса происходило в три стадии. На первой произошло внедрение исходной магмы и образование пироксенитовой зоны в оторочке магматической камеры. Последняя представляла собой открытый канал, являвшийся частью системы, питавшей поверхностный вулканизм. На второй стадии происходило внедрение пироксенитовой магмы, обогащенной на глубине кумулятивным оливином. На заключительной стадии внедрение пироксенитовой магмы происходило в уже частично закристаллизованный силл, благодаря чему образовался небольшой по размерам резервуар, где при аккумуляции избыточного оливина были сформированы дуниты.

Таким образом, если фракционирование коматиитовых магм при низких давлениях не нуждается в специальном моделировании, так как довольно хорошо описывается задокументированными природными объектами, то дифференциация этих магм на глубинах более 15 км не может быть охарактеризована тем же путем. К настоящему времени интрузивные тела, кристаллизовавшиеся на глубинах 15–30 км и более из магм коматиитового состава, достоверно не установлены, хотя их наличие и возможно в некоторых офиолитовых комплексах. В связи с этим фракционирование коматиитовых магм при повышенных давлениях может быть рассмотрено только на основании имеющихся экспериментальных данных расчетным путем.

В числе общих закономерностей, характеризующих влияние изменения давления на ход кристаллизации коматиитовых магм, следует отметить экспериментально установленное сокращение фазовых полей оливина и плагиоклаза при расширении полей первичной кристаллизации клино- и ортопироксена, а при сверхвысоких давлениях также и граната, который в конечном итоге становится ликвидусной фазой. В результате этих изменений в наименее магнезиальных расплавах при давлении ~1 ГПа ликвидусной фазой становится клинопироксен, в котектике к нему присоединяется ортопироксен, а вблизи солидуса появляется плагиоклаз [Малюк,

Золотухин, 1988]. Для более магнезиальных расплавов оливин на ликвидусе сохраняется. В котектике к нему добавляются клинопироксен и ортопироксен, причем появление последнего в субликвидусной котектической ассоциации более характерно для высокомагнезиальных составов ( $>24\%$  MgO).

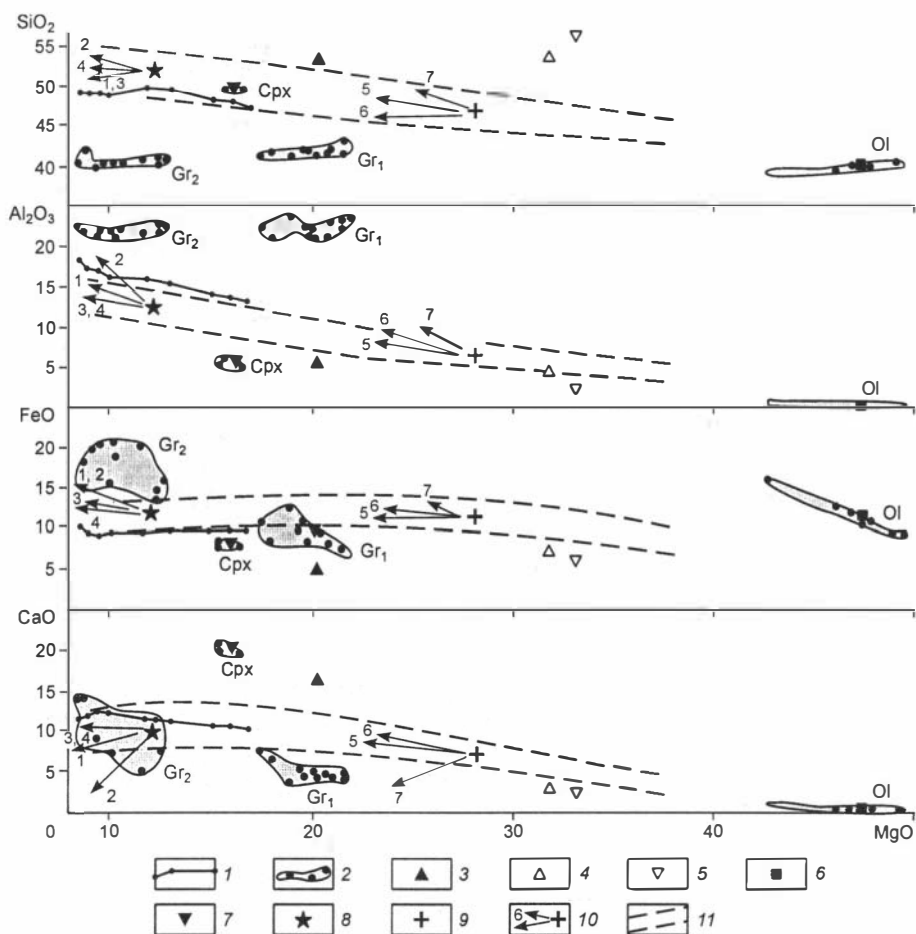
Расчетные реперные тренды кристаллизации коматиитовых магм при повышенных давлениях могут быть построены с использованием составов экспериментально полученных ликвидусных и котектических минералов. На рис. 3.1.16 выбраны два условных средних состава с содержаниями MgO 12 и 28 %. При построениях принято, что степень раскристаллизации исходных магм не достигает значений, соответствующих появлению околосolidусных котектических ассоциаций.

При кристаллизации низкомагнезиальных магм под контролем клинопироксена либо котектики  $\text{Cpx} + \text{Orx}$ , когда эти фазы имеют состав, характерный для магм данного типа, деривативные расплавы располагаются главным образом в полях коматиитов с переходом в толеитовые базальты. Переход от котектики  $\text{Cpx} + \text{Orx}$  к котектике  $\text{Cpx} + \text{Ol}$ , происходящий при давлениях ниже 1 ГПа, существенно не влияет на ориентировку трендов остаточных жидкостей.

По экспериментальным данным, кристаллизация высокомагнезиальных коматиитовых магм должна контролироваться либо ликвидусным оливином, либо котектической парой  $\text{Ol} + \text{Orx}$ , хотя некоторые исследователи указывают на возможность фракционирования при котектике  $\text{Ol} + \text{Cpx}$  [Белоусов, Кривенко, 1983; Зеленокаменные пояса..., 1988]. Как видно на рис. 3.1.16, в первых двух случаях составы деривативных расплавов будут располагаться преимущественно в пределах полей коматиитов, тогда как котектическая кристаллизация оливина и клинопироксена в пропорции 50:50 должна приводить к образованию специфических производных, богатых кремнеземом, глиноземом, железом и бедных кальцием. Разумеется, такой ход кристаллизации будет иметь место при указанных соотношениях котектических фаз, которые для магм рассматриваемого состава вряд ли возможны и на рис. 3.1.16 использованы лишь для создания принципиальной картины.

При давлениях выше 1 ГПа происходит дальнейшее сокращение фазового поля оливина, замещение плагиоклазсодержащих ассоциаций шпинель-, а затем гранатсодержащими минеральными ассоциациями [Там же]. Изменение характера фазовых соотношений влечет за собой изменение режима дифференциации магм. Оливин в качестве ликвидусного минерала низкомагнезиальных магм оказывается неустойчивым выше 1,2–1,5 ГПа и замещается клинопироксеном, ортопироксеном или гранатом [Малюк, Золотухин, 1988]. При повышенных ( $>30$  кбар) давлениях оливин неустойчив на ликвидусе и умеренно магнезиальных расплавов и замещается клинопироксеном или ортопироксеном. При высоких ( $>5$  ГПа) давлениях начальные стадии кристаллизации высокомагнезиальных расплавов контролируются оливин-гранатовой котектикой, а с ростом давления до сверхвысоких значений ликвидусной фазой становится гранат [Takahashi, 1986].

Из отмеченных закономерностей следует, что фракционирование высокомагнезиальных магм при высоких давлениях существенно не отличается от такового при умеренных и низких давлениях (см. рис. 3.1.16). Однако возможность участия граната в процессе фракционирования при сверхвысоких давлениях, на что в свое время указывал Д. Грин [Green, 1975], вносит определенную специфику. На рис. 3.1.16 такие тренды не показаны, так как трудно оценить состав граната, од-



**Рис. 3.1.16.** Пути фракционирования коматиитовых магм при умеренных и высоких давлениях.

1 – тренд фракционирования образца NT-23 (по [Elthon, Scarfe, 1984]; 2 – точки и поля ликвидусных и котектических минералов; 3 – клинопироксен (по [Fujii, Bougault, 1983]); 4 – ортопироксен (Там же); 5 – ортопироксен (по [Bickle et al., 1977]); 6 – оливин (по [Богатиков, Рябчиков, 1984]); 7 – клинопироксен (Там же); 8 – условная средняя магма низкомagneзиальных коматиитовых базальтов; 9 – условная средняя магма коматиитов; 10 – тренды фракционирования условных средних магм под контролем: 1 – клинопироксена (по [Fujii, Bougault, 1983]), 2 – клинопироксена (по [Elthon, Scarfe, 1984]), 3 – котектики клинопироксен + ортопироксен (50:50) (по [Fujii, Bougault, 1983]), 4 – котектики клинопироксен + оливин (50:50) (Там же), 5 – оливина (по [Богатиков, Рябчиков, 1984]), 6 – котектики оливин + ортопироксен [Bickle et al., 1977] (50:50), 7 – котектики оливин + клинопироксен (50:50) (по [Богатиков, Рябчиков, 1984])); 11 – поля пород коматиитовой серии. Поле  $\text{Gr}_1$  – гранаты магнeзиальных эклогитов (по [Владимиров и др., 1976; Геохимия..., 1980]), поле  $\text{Gr}_2$  – гранаты магнeзиально-железистых эклогитов (по [Владимиров и др., 1976]).

нако можно ожидать, что такой процесс будет мало менять магнезиальность расплава (или даже повышать ее), но заметно сказываться на содержаниях глинозема, кремнезема и извести. Именно эта специфика в связи с фракционированием граната отмечалась для коматиитов Барбертона [Nesbitt et al., 1979, 1982].

Режим кристаллизации умеренно- и низкомагнезиальных расплавов при высоких давлениях претерпевает некоторые изменения. Основными контролирующими фазами в этом случае становятся пироксены и гранат, что соответствующим образом должно отражаться на составе остаточных жидкостей. В частности, при фракционировании пироксенов расплавы должны заметно обедняться  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ , обогащаясь  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$  (см. рис. 3.1.16). Присутствие на ликвидусе низкомагнезиальных магм близкого по составу граната, наблюдающегося в магнезиальных эклогитах, пироксенитах и перидотитах мантийных нодулей, должно вызывать обогащение производных расплавов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{CaO}$  с параллельным обеднением их глиноземом. При фракционировании же граната, характерного для магнезиально-железистых эклогитов, остаточные жидкости должны обогащаться  $\text{SiO}_2$  и обедняться  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ , тогда как содержания  $\text{CaO}$  могут как возрастать, так и понижаться (см. рис. 3.1.16).

Таким образом, фракционирование коматиитовых магм может осуществляться в очень широком диапазоне условий. Наиболее вероятным, конечно, является фракционирование исходных высокомагнезиальных магм, однако и менее магнезиальные расплавы способны давать значительный спектр дериватов, особенно при полибарическом фракционировании.

Оценивая в целом процесс дифференциации с точки зрения построения важнейших реперных трендов, можно отметить следующие моменты. Несомненна определяющая роль оливина при дифференциации всего спектра коматиитовых магм при низких давлениях, однако его значение убывает с ростом давления и понижением магнезиальности. Поэтому построение трендов на основе оливина оправданно, по-видимому, для высокомагнезиальных магм в широком диапазоне давлений, а также низкомагнезиальных коматиитовых базальтов для случая приповерхностной дифференциации.

Не до конца ясна роль ортопироксена в процессе фракционирования коматиитовых расплавов. С одной стороны, его отсадка может быть идентифицирована по сопряженным вариациям  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ , как это можно видеть, например, в экспериментах А.В. Гирниса [Гирнис, Рябчиков, 1987] (см. рис. 3.1.3). Но, с другой стороны, те же результаты не вполне согласуются с химизмом коматиитовой серии, а данные по расслоенным потокам и силлам коматиитов указывают на спорадический характер распространения этой фазы. С учетом этих обстоятельств тренды с участием ликвидусного либо котектического ортопироксена не могут, по-видимому, рассматриваться в качестве основных, а скорее как осложняющие. Тот же вывод можно сделать и относительно пижонита, который отмечался в некоторых экспериментах [Kinzler, Grove, 1985].

Второй доминирующей фазой, контролирующей фракционирование коматиитовых магм, является клинопироксен. Это подтверждается постоянным его присутствием в слабоизмененных породах коматиитовой серии, вне зависимости от их принадлежности к однородным, расслоенным потокам или силлам. Клинопироксен, как котектическая или даже ликвидусная фаза магнезиальных расплавов,

отмечен в экспериментальных работах [Белоусов, Кривенко, 1983; Зеленокаменные пояса..., 1988]. Наконец, петрохимическое моделирование с привлечением клинопироксена как второй котектической фазы при фракционировании коматиитовых магм дает результаты, в наибольшей степени согласующиеся с химизмом коматиитовой серии (см. рис. 3.1.4, 3.1.16). Поэтому есть все основания рассматривать клинопироксен как фазу, с учетом которой должны строиться основные тренды фракционирования коматиитовых магм. С другой стороны, как это видно на рис. 3.1.16, ликвидусная кристаллизация клинопироксена из низкомагнезиальных коматиитовых расплавов может давать специфические дериваты либо в том же направлении несколько модифицировать состав производных основных трендов. Поэтому тренды на основе ликвидусного клинопироксена могут рассматриваться как осложняющие.

Роль граната в дифференциации магм коматиитовой серии не менее проблематична, чем ортопироксена. Фракционирование этой фазы можно ожидать в ликвидусном режиме в случае низкомагнезиальных расплавов – при давлениях 2,5–3 ГПа, высокомагнезиальных расплавов – при сверхвысоких давлениях (~15 ГПа). В последнем случае возможна котектическая кристаллизация оливина и граната в интервале давлений 5–15 ГПа. Таким образом, создается впечатление, что тренды с участием граната соответствуют дифференциации в достаточно специфических условиях, и их, скорее всего, следует считать осложняющими. Примечательно, что если модель фракционирования граната приложима к коматиитам Барбертона, то из этого следует, что осложняющий тренд в эволюции магм проявился первым, модифицировав состав исходных магм, которые затем дифференцировали по обычной основной схеме.

Отмеченные четыре минерала практически исчерпывают состав фаз, оказывающих существенное влияние на состав производных магнезиальных расплавов. Мы не останавливались на выяснении роли плагиоклаза, который появляется в качестве петрологически важной котектической фазы (т. е. не вблизи солидуса закристаллизованных магм) лишь в наименее магнезиальных расплавах, приближающихся и переходящих иногда в толеитовую область. Роль плагиоклаза в этой ситуации описана выше при рассмотрении толеитовой серии. Возвращаясь к этой серии в рассматриваемом контексте, следует еще раз подчеркнуть, что возможность получения жидкостей базальтового или даже толеитового состава при дифференциации коматиитовых магм все же нельзя рассматривать как подтверждение существования генетической взаимосвязи между коматиитами и толеитами вообще. Разумеется, в отдельных случаях такие варианты реализуемы [Зеленокаменные пояса..., 1988; Лобач-Жученко и др., 1989; Малюк, 1989]. Но в целом основные тренды дифференциации коматиитовых магм не могут обеспечить широкомасштабную генерацию толеитовых магм, а скорее, наоборот, предполагают возникновение таковых в редких случаях на фоне доминирования расплавов коматиитовой серии. В качестве примера можно привести расчетный тренд фракционирования, использованный нами в работе [Зеленокаменные пояса..., 1988] и показанный на рис. 3.1.17.

В качестве исходной магмы выбран состав, полученный И.Д. Рябчиковым с соавт. [Богатилов, Рябчиков, 1984; Гирнис и др., 1987] при давлении 3,5 ГПа и степени плавления 50 %. Построения проводились на основании эмпирически определенных параметров, соответствовавших специально заданному условию – по-

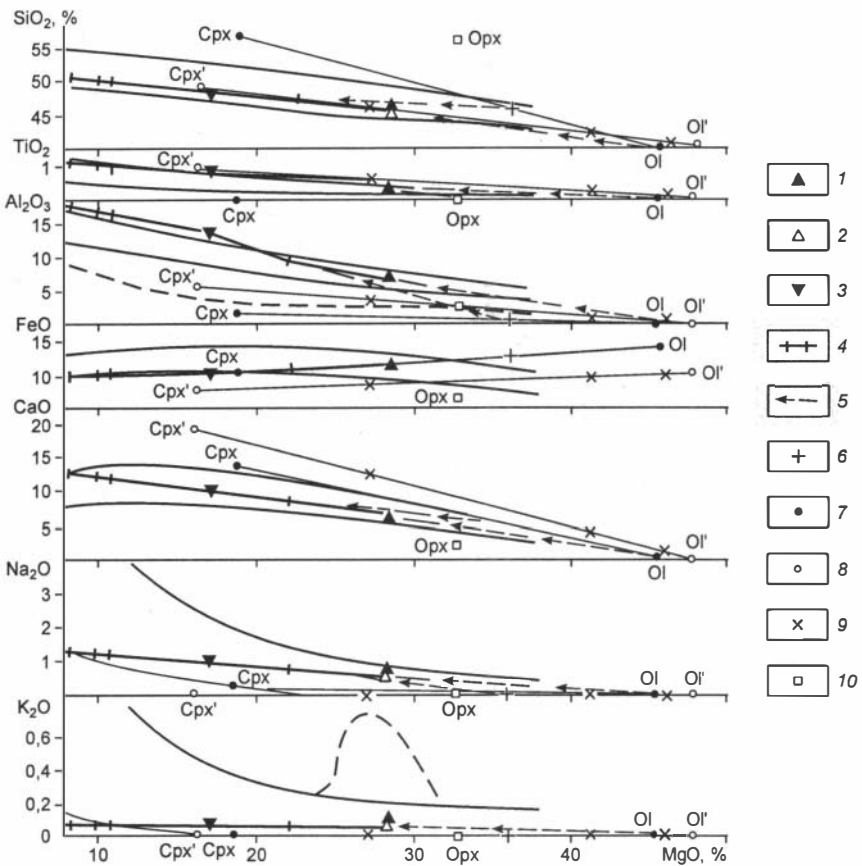


Рис. 3.1.17. Моделирование фракционной кристаллизации магм перидотитовых и пироксенитовых коматиитов.

1 – первичная магма (по [Богатиков, Рябчиков, 1984]); 2 – содержание компонента в первичной магме, необходимое для заданного направления дифференциации; 3 – “произвольный” состав NT-23; 4 – тренды и этапы фракционирования; 5 – линии контроля Ol и Ol + Crx; 6 – котектика Ol + Crx; 7 – котектические минералы при кристаллизации магмы перидотитовых коматиитов; 8 – котектические минералы при кристаллизации магмы пироксеновых коматиитов [Elthon, Scarfe, 1984]; 9 – котектика Ol + Crx на разных этапах кристаллизации магм пироксеновых коматиитов; 10 – ликвидусный ортопироксен.

лучению из магмы коматиитов состава № Т-23 [Elthon, Scarfe, 1984]. Тренды трансформации коматиитов в № Т-23 получены при условии, что вначале выкристаллизовывается 27 % оливина, а затем 26 % оливина и клинопироксена в пропорции 65:35. Для дальнейшего моделирования выбраны параметры кристаллизации образца № Т-23 при 1 ГПа (см. выше). Полученные результаты (см. рис. 3.1.17) свидетельствуют, что генерацию магм коматиитовой серии можно достаточно убедительно объяснить в рамках моделей частичного плавления и фракционной кри-



таллизации. Существующие немногие несоответствия легко могут быть устранены варьированием состава исходного расплава, а также режима фракционирования.

В ракурсе рассматриваемой проблемы большой интерес представляет возможность взаимодействия автономно генерированных коматиитовых и толеитовых магм, условия и механизм такого взаимодействия, а также петрологические следствия. Иными словами, речь идет о смешении коматиитовых и толеитовых магм. В принципе, такое явление может иметь место на всех стадиях преемственной эволюции магм (очаговой, транзитной и камерной) [Малюк, 1989], а также после излияния на поверхность. Представляется, однако, что петрологически наиболее вероятным является смешение коматиитовых и толеитовых магм в промежуточных камерах и в процессе их совместного удаления из последних. Дело в том, что именно в промежуточных резервуарах, синхронно заполняемых генетически не связанными магмами, создаются условия для их достаточно длительного сосуществования и взаимодействия, что вряд ли достигается на докамерных стадиях.

Смешение коматиитовых и толеитовых магм в промежуточных, периодических восполняющихся камерах может осуществляться, на наш взгляд, тремя главными путями.

Как было показано в работах [Huppert et al., 1982; Sparks et al., 1984; Turner, Campbell, 1986], при медленной инъекции в ламинарном режиме свежей порции горячей и плотной магмы в камеру, заполненную уже дифференцированной толеитовой магмой, плотный расплав, который можно ассоциировать с коматиитовым, располагается в донной части камеры, и начинается совместная кристаллизация двух магм. Подробно такой процесс рассмотрен выше. Совместная кристаллизация может закончиться тем, что плотности обоих расплавов сравняются и произойдет их смешение с образованием гибридного расплава, промежуточного по составу между дериватами толеитовых и коматиитовых магм. В этом случае возможен континуум трендов смешения, определяемый такими граничными условиями, как состав расплавов к моменту установления гравитационного равновесия, разность их плотностей и температур. Отличительной чертой этого варианта является то, что смешения не происходит до достижения нижним коматиитовым расплавом плотности толеитового расплава, что достигается за счет предельного фракционирования коматиитовой магмы (это обуславливает узость спектра гибридных магм по  $MgO$ ). В этой связи важное значение имеют объемные соотношения верхнего и нижнего расплавов, так как количество предельно фракционированной коматиитовой жидкости может оказаться весьма незначительным и не вызвать заметных изменений основного объема вышележащего толеитового расплава.

Второй вариант предполагает инъекцию порции коматиитовой магмы с большой скоростью в турбулентном режиме. В результате в камере, заполненной толеитовой магмой, возникает фонтан, по мере подъема которого происходит интенсивное смешение толеитовой и коматиитовой магм, разность вязкостей которых минимальна [Huppert et al., 1982]. В этом случае возможно смешение самых различных по составу расплавов.

Интенсивное смешение коматиитовых и толеитовых магм возможно и в случае их совместного удаления из стратифицированной камеры. Этот процесс контролируется скоростью подпитки камеры, создающей избыточное давление. При высокой скорости подпитки граница между двумя слоями быстро поднимается, в

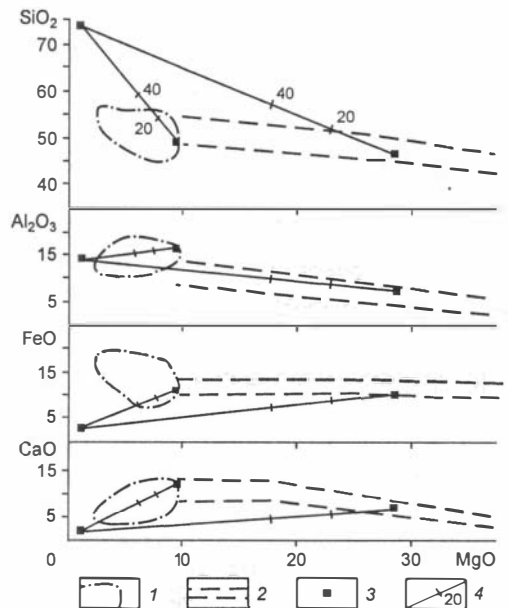
это время из камеры удаляется только расплав верхнего слоя [Spera et al., 1986]. Затем последний оттесняется к стенкам камеры и происходит удаление гибридно-коматиит-толеитового расплава.

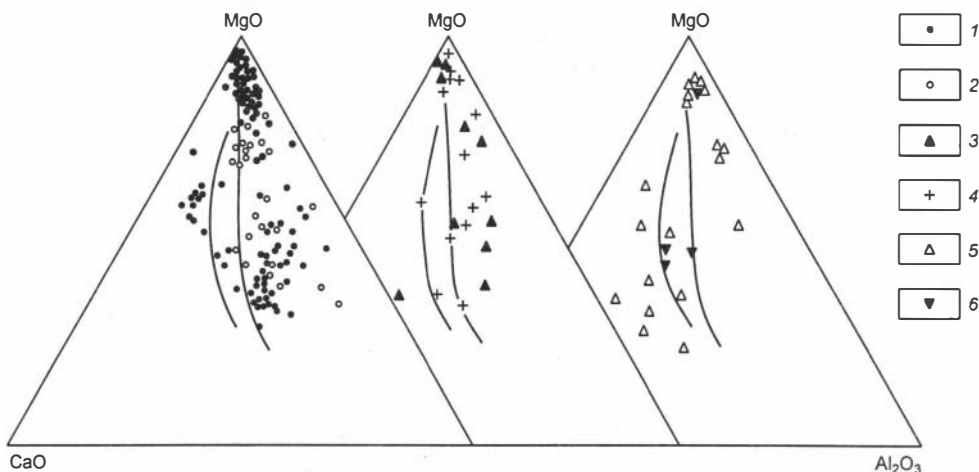
Рассмотренные примеры показывают, что между магмами коматиитовой и толеитовой серий возможно смешение в довольно широких пределах, признаки которого установлены в Канаде [Arndt, Nesbitt, 1984]. По-видимому, именно этот фактор обуславливает отсутствие четко выраженных границ между составами обеих серий и, кроме того, вносит в них обоюдные элементы, существенно затрудняющие решение вопросов моделирования истории фракционирования тех и других. В дополнение к этому следует добавить, что, по-видимому, близкий результат может быть достигнут при термальной эрозии базальтового ложа коматиитовыми потоками, как это предполагается для месторождения Камбалда в Западной Австралии [Geochemistry..., 1981].

Учитывая высокую ликвидусную температуру коматиитовых расплавов, можно ожидать, что смешение с толеитовыми магмами не является единственной формой их взаимодействия с другими веществами. В частности, учитывая энсиалический характер докембрийских зеленокаменных поясов, следует допускать определенное взаимодействие коматиитовых магм с веществом континентальной земной коры того времени. Представления об ассимиляции коматиитовыми магмами сиалического корового материала высказаны в работах [Huppert, Sparks, 1985; Sparks, 1986], а в [Compston et al., 1986] на основе изучения ксенокристаллов циркона сделан вывод, что и базальтовые магмы зеленокаменных поясов Западной Австралии испытывали контаминацию материалом древней кислой коры в процессе подъема. На рис. 3.1.18 приведены принципиальные тренды, намечающие поля составов магм коматиитовой и толеитовой серий, претерпевших разномасштабную контаминацию кислым коровым материалом. В качестве последнего выбран средний состав риолитов Чертомлыкской и Сурской структур Среднего Приднепровья. Как можно видеть, расчетные тренды и поля состава частично перекрывают поля коматиитовой и толеитовой серий, что подтверждают выводы [Arndt, Genner, 1986; Barley,

**Рис. 3.1.18.** Принципиальные тренды составов гибридных магм, образующихся при контаминации толеитовых и коматиитовых магм коровым материалом риолитового состава, а также смешения толеитовых, коматиитовых и риолитовых магм.

1 – поля толеитовой серии; 2 – поля коматиитовой серии; 3 – граничные составы; 4 – гибридные тренды с указанием процента вовлечения в процесс кислого материала.





**Рис. 3.1.19.** Сопоставление состава мантийных ксенолитов и генеральных трендов эволюции коматиитовых магм.

1 – трубка “Мир” [Глубинные ксенолиты, 1975; Лутц, 1975; Геохимия, 1980]; 2 – трубка “Обнаженная” [Там же]; 3 – трубка “Удачная” [Геохимия, 1980]; 4 – Верхнемунский район [Там же]; 5 – Чулымо-Енисейская впадина [Глубинные ксенолиты, 1975; Геохимия, 1980]; 6 – Дальний Восток [Там же]. Тренды эволюции коматиитовых магм см. рис. 2.1.1.

1986; Compston et al., 1986; Cattel, 1987] о контаминированном характере некоторой части коматиитов и толеитов зеленокаменных поясов.

Завершая рассмотрение петрогенезиса коматиитовой серии, необходимо остановиться на сопоставлении коматиитов с глубинными ксенолитами, которые большинством исследователей относятся к мантийным и, следовательно, могут отражать субстрат коматиитовых магм либо даже континуум субстратов, которым отвечают породы коматиитовой серии, с точки зрения модели полного декомпрессионно-диссипативного плавления [Шкодзинский и др., 1983; Шкодзинский, 1985; Малюк, 1985]. На рис. 3.1.19 химизм коматиитов сопоставлен с крупной выборкой глубинных ксенолитов. Эти данные подтверждают сделанный Б.И. Малюком [1985] вывод о том, что, хотя отдельные глубинные ксенолиты и соответствуют по составу коматиитам и могут являться субстратом декомпрессионно-диссипативного плавления, в целом глубинные ксенолиты отличаются значительно более разнородным составом. Среди них встречаются разности, химизм которых ничего общего с коматиитами не имеет (ильменитовые гипербазиты, гранатиты, глиммериты и т. д.). Даже некоторые “нормальные” пироксениты, шпинелевые или гранатовые перидотиты сходной с коматиитами магнезиальности существенно отличаются от них по содержаниям других компонентов.

Подводя краткий итог изложенному, отметим, что все рассмотренные модели частично или полностью объясняют химизм как толеитов, так и коматиитов, но ни одна из них не исключает другую. Некоторые же черты коматиитов вообще не могут быть объяснены одной моделью без привлечения другой или даже нескольких схем.

### 3.1.3. Геохимические признаки полигенности ультрамафитовых и мафитовых магм зеленокаменных поясов

Отличительной особенностью развития магматической петрологии последних лет является широкое использование в построениях тонких геохимических характеристик, таких как элементы-примеси и изотопные отношения. Совокупность приемов и методов геохимических исследований уже давно определяет существование самостоятельной обширной области в изучении магмогенеза. Проведение каких-либо крупных обобщений геохимического материала почти всегда является особой важной задачей, которая требует не только тщательной систематизации литературных данных, но и выполнения значительных объемов аналитических работ, что нередко ограничено чисто техническими возможностями.

К настоящему времени во всем мире накоплен довольно значительный материал по геохимии магматических образований зеленокаменных поясов, полученный с помощью современных прецизионных аналитических методов. Наиболее полно, на наш взгляд, охарактеризованы вулканиды коматиитовой серии. В региональном плане достаточно обширная информация имеется по зеленокаменным структурам Канадского и Австралийского щитов, сравнительно небольшое количество анализов опубликовано по Балтийскому щиту [Гирнис и др., 1987; Коматииты, 1988], КМА [Зеленокаменные пояса..., 1988], Олондинской структуре Алдано-Витимского щита [Добрецов и др., 1987; Другова и др., 1988; Магматические... породы, 1988] и базальт-коматиитовой ассоциации Канского зеленокаменного пояса Восточного Саяна [Цыпуков и др., 1993]. По Среднему Приднепровью такие данные практически отсутствуют (имеются лишь единичные определения [Богатиков и др., 1989]).

С учетом отмеченных обстоятельств, в настоящем разделе приведен лишь обзор опубликованных данных и результатов их интерпретации, свидетельствующей об участии нескольких процессов в магмогенезе тех или иных магматических комплексов зеленокаменных поясов.

Пожалуй, чаще всего результаты определения концентраций рассеянных и редкоземельных элементов (РЗЭ) используются для оценки степени обедненности мантийного субстрата по сравнению с хондритовым эталоном, а также моделирования возможных механизмов перераспределения некогерентных элементов, из которых обычно рассматриваются частичное плавление и фракционная кристаллизация [Nesbitt, Sun, 1976; Herrmann et al., 1976; Jahn et al., 1980, 1982; Sun, 1984, 1987]. Уже в ранних геохимических работах было установлено существование разных типов распределений некогерентных элементов среди групп ультрамафитов и базальтоидов зеленокаменных поясов. Эти особенности связывались с экстракцией из примитивной мантии начальных порций базальтических компонентов с последующей генерацией коматиитов из реститового материала, обедненного рассеянными и легкими РЗЭ [Nesbitt, Sun, 1976, 1980; Sun, Nesbitt, 1978; Nesbitt et al., 1979]. В дальнейшем данные о распределении некогерентных элементов постоянно пополнялись, а генетические модели время от времени корректировались в плане оценки масштабов обедненности мантийного субстрата, вплоть до появления представлений о существовании на разных глубинах очагов магмогенерации, в которых плавлению подверглись субстраты с разными геохимическими характеристиками [Nesbitt, Sun, 1980; Nesbitt et al., 1982].

Таким образом, как модели, исходившие из представлений о геохимической эволюции верхней мантии за счет процессов ее обеднения некогерентными элементами с наименьшими коэффициентами распределения, так и схемы, допускавшие геохимическую неоднородность субстратов магмообразования (в последнем случае не исключалась возможность образования таких субстратов в результате предшествовавших эпизодов обеднения), предполагали гомогенную природу в лучшем случае единичных порций первичных магм. В целом же глубинный петрогенезис, по-видимому, может быть представлен как сложная совокупность последовательно сменявших друг друга эпизодов магмогенерации либо же субсинхронное участие в этих процессах субстратов, дававших геохимически различные производные. Возможность получения коматиитовых расплавов с близкими геохимическими характеристиками, но в результате различных механизмов магмогенерации (с учетом различия субстратов), специально проверялась в работе [Зеленокаменные пояса..., 1988] путем разновариантного моделирования распределения РЗЭ и дала достаточно удовлетворительные результаты с точки зрения потенциальной полигенности магм коматиитовой серии. Не противоречат этим представлениям и результаты, полученные И.Д. Рябчиковым с соавт. [Гирнис и др., 1987; Коматииты..., 1988], в частности, о выделении трех типов коматиитов Восточной Карелии: примитивных, обедненных некогерентными элементами и обогащенных ими; предполагается, что соответствующие первичные магмы выплавлялись из химически различных источников.

Геохимические особенности ультрамафитов и базальтоидов зеленокаменных поясов в ряде работ рассматривались с позиции модели фракционной кристаллизации при различных термодинамических параметрах [Arth et al., 1977; Jahn et al., 1980, 1982]. Специфика геохимических построений в этом случае обусловлена сложностью выбора ликвидусных и котектических ассоциаций в зависимости от давления, так как фракционирование, к примеру граната либо плагиоклаза, может существенно, но по-разному усложнить некоторые геохимические черты, которые наследуются производными расплавами, в частности соотношения легких и тяжелых РЗЭ. С другой стороны, фракционная кристаллизация, тем более в полибарическом режиме, усложняет схемы магматической эволюции мантийных магм, которые, как было показано выше, уже до начала этого процесса могут иметь достаточно сложную историю. Видимо, учет этих возможностей и является причиной того, что наиболее многоступенчатые модели генезиса мантийных расплавов зеленокаменных поясов [Зеленокаменные пояса..., 1988; Jahn et al., 1980, 1982] базируются именно на результатах геохимических построений, отражая при этом многовариантность магмогенеза и не вступая в противоречие с представлениями о потенциальной полигенности магм. В перечисленных схемах допускаются различные варианты выплавления, а затем фракционирования коматиитовых расплавов под контролем преимущественно оливина и оливин-клинопироксеновых котектик, а в некоторых случаях плагиоклаза, граната и хромшпинелидов. В наиболее целом виде результаты такого моделирования приведены в работе В.М. Джана с соавт. [Jahn et al., 1980], где обосновываются различия петрогенезиса трех геохимических типов коматиитов: 1) с хондритовыми параметрами, 2) фракционированным распределением легких РЗЭ и 3) обогащенных тяжелыми РЗЭ.

В дополнение к сказанному следует отметить работы, в которых приводится геохимическая характеристика расслоенных потоков коматиитов [Amdt, 1986; Nisbet et al., 1987], являющихся природными примерами фракционирования и пе-

перераспределения при этом элементов-примесей. К сожалению, до сих пор описаны только ультрамафитовые потоки такого рода, кристаллизующиеся под контролем оливина, т. е. фазы, обуславливающей достаточно простой характер изменения концентраций некогерентных элементов.

В последние годы получили геохимическое освещение, хотя пока и фрагментарное, другие факторы магмогенеза, причем их идентификация оказалась возможной вновь-таки на материале пород коматиитовой серии. При изучении коматиитов Камбалды (Западная Австралия) М. Лешером с соавт. [O'Nions et al., 1979] была установлена их обедненность никелем, что интерпретировалось как его связывание в сульфидных фазах и сегрегация к основанию потоков. Источником серы считались хемогенные пиритсодержащие прослои, материал которых был ассимилирован горячей коматиитовой магмой в процессе термальной эрозии ложа. В дальнейшем возможность этого процесса была доказана экспериментально [Huppert et al., 1984], о чем уже говорилось в предыдущих разделах. Это привело многих исследователей к выводу о том, что геохимия коматиитов (во всяком случае какой-то их части) могла существенно модифицироваться в результате ассимиляции материала ложа, который геохимически мог быть весьма гетерогенным. Позже к этим представлениям добавились данные, полученные по тому же району, свидетельствующие о коровой контаминации как коматиитовых, так и базальтовых расплавов еще до их излияния на поверхность, причем этот вывод подтверждался не только геохимическими данными (обогащение РЗЭ), но и находками ксеногенного циркона с возрастом более древним, чем вмещающие породы [Arndt, Jenner, 1986; Barley, 1986; Compston et al., 1986].

Наконец, в районе Манро (пояс Абитиби) Н. Арндт и Р. Несбитт [Arndt, Nesbitt, 1982] отметили, что ряд характеристических геохимических отношений (Sc/Ti, Sm/Ce, Sm/Nd) коматиитовых базальтов и ассоциирующих с ними толеитов исключает генетическую связь посредством фракционной кристаллизации, но указывает на гибридизацию этих двух типов расплавов.

Таким образом, геохимические особенности магматических образований зеленочаменных поясов не противоречат идее об участии нескольких различных механизмов в магмообразовании каждой серии и, следовательно, потенциальной полигенности этих расплавов. Многовариантность получения специфических геохимических характеристик неоднократно обсуждалась в работах [Nesbitt, Sun, 1976; Herrmann et al., 1976; Jahn et al., 1980, 1982; Sun, 1984, 1987]. К сказанному следует лишь добавить, что во многих случаях остается не до конца ясной роль постмагматических изменений в перераспределении элементов-примесей. В недавней работе Н. Арндт с соавт. [Arndt et al., 1989] показали, что метасоматические изменения иногда могут приводить к образованию особых геохимических черт (обеднение как легкими, так и тяжелыми РЗЭ). Поэтому не исключено, что в дальнейшем многие результаты геохимических исследований могут подвергнуться некоторой корректировке с целью учета влияния вторичных процессов.

### **3.2. Проблема петрогенезиса траппов и сопутствующих пород (на примере Сибири и Декана)**

Причины возникновения огромных, главным образом фанерозойских излияний континентальных флудбазальтов на всех континентах Земли в сравнительно небольшие промежутки времени представляют одну из самых крупных, еще не

решенных окончательно петрологических проблем, которая распадается на ряд более мелких. К ним относятся в частности: а) источники огромных объемов флуд-базальтовых расплавов; б) механизм их генерации; в) состав материнского расплава; г) причины их многообразия; д) отношение к плитной тектонике и некоторые другие. Наиболее яркими примерами континентальных флудбазальтов являются позднепалеозойско-мезозойские траппы Сибири и мел-палеогеновые траппы Декана. Они достаточно хорошо изучены к настоящему времени, и мы далее обратимся, прежде всего, к ним, акцентируя внимание в основном на генезисе траппов Сибири, отличающихся большим многообразием состава (см. гл. 2). Все еще преобладает мнение о непосредственной выплавке в мантии магмы того же состава, что и кристаллизующиеся из нее относительно монотонные толеитовые базальты и долериты, объединяемые здесь под названием “траппы”. Роль процессов глубоинной кристаллизационной дифференциации исходной магмы в проявлении многообразия траппов при этом отрицается (например: [Кутолин, 1972; Феоктистов, 1984; и др.]). Другая точка зрения, напротив, большую роль отводит процессу глубоинной и камерной дифференциации [Соболев, 1936; Золотухин, 1964; и др.], причем за материнскую магму при этом принимается либо близкая по составу к “среднему траппу” [Соболев, 1936; и др.], либо специфическая глубоинная магнезиальная [Золотухин, 1964, 1981]. Крупнейший петролог-исследователь сибирских траппов В.С. Соболев [1936] все их многообразие объяснял существованием ряда стадий эволюции трапповой магмы (протокристаллизации, главного этапа кристаллизации, кристаллизации остаточной пегматоидной магмы, поздней и постмагматической кристаллизации), причем каждой из этих стадий отвечают определенные породы (от пикритовых через “нормальные” к пегматоидным траппам). Следует специально подчеркнуть, что субщелочные и щелочные разновидности представляют собой, по В.С. Соболеву [1936], продукты дифференциации уже не “нормальной”, а “щелочной” ветви дифференциации трапповой магмы, в то время как для всех нормальных разновидностей существует единый тип исходной трапповой магмы. Были высказаны также представления о множественности составов исходных выплавленных трапповых расплавов [Масайтис, 1964].

Мы ранее уже подчеркивали [Золотухин и др., 1986], что Норильские дифференцированные интрузии, дающие при дифференциации в камере серию пород от пикритового до безоливинового габбро-долерита, уже мало отличающегося от “среднего траппа”, фактически представляют собой модель более крупномасштабной глубоинной дифференциации при подъеме больших масс подобной же магнезиальной магмы к поверхности. Очевидно, что последние наиболее кислые фракции магмы, неспособные к дальнейшей дифференциации, изливаются на поверхность, перекрывая доступ к ней более глубинным магнезиальным порциям. В то же время очевидно, что магнезиальная исходная базальтовая магма сохраняет способность к дифференциации как при быстром подъеме – в камерных условиях, так и при медленном – подъеме к поверхности, начиная кристаллизоваться в глубоинной обстановке. Мы считаем, в отличие от В.С. Соболева [1936], что исходной для всего многообразия траппов может быть та же глубоинная магнезиальная магма, что и для норильских дифференцированных интрузий. Понятно, что такая магма должна возникать за счет более полного плавления вещества мантии, чем это предполагается для непосредственного выплавления базальтов, отвечающих по составу

среднему нормальному траппу, и в этом отношении она сходна с базальтовыми коматиитами (см.: [Золотухин, 1980, 2000; и др.]).

Магнезиальные базальтовые расплавы, отвечающие средним составам норильских дифференцированных интрузий (см. табл. 2.2.5), частично закрывают на диаграмме  $MgO-(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)-(Na_2O + K_2O)$  (см.: [Золотухин и др., 1986, рис. 5.4]) интервал между полями базальтов и коматиитов, частично попадая в поле самих коматиитов. В то же время пикриты и меймечиты располагаются в полях перидотитовых коматиитов и коматиитов. Вместе с тем подчеркнем, что для них не выдерживается целый ряд индикаторных окисловых соотношений, характерных для коматиитов (кальций, алюминий, титан), которыми они, строго говоря, не являются. Речь идет о наиболее магнезиальных платформенных магматических проявлениях. “Нормальные” же траппы являются либо дифференциатами упомянутых магнезиальных траппов, либо результатом непосредственного частичного плавления мантии, в том числе эклогитов и пироксенитов.

Магнезиальные базитовые магмы образуют крупнейшие расслоенные интрузивы во всем мире с постепенными переходами средних их составов на петрохимических диаграммах к широко распространенным составам нормальных базальтов (и траппов, в частности) при отсутствии промежуточных составов магмы в сторону пикритов (см.: [Золотухин, Васильев, 1967]). Это дает основание полагать, что магнезиальные траппы могут возникать из магмы, непосредственно выплавляющейся из мантийного субстрата. Магнезиальный ее состав может быть объяснен более полной степенью плавления мантийного материала, а также большей глубиной очагов, чем допускаемая для обычной трапповой магмы. Более полная степень плавления могла бы, очевидно, дать магму пикритового состава, однако, исходя из сказанного выше, можно предполагать, что магнезиальные базальты (и магнезиальные траппы, в том числе) являются продуктом наибольшей возможной степени одностадийного плавления мантийного субстрата при возрастании температуры в очаге, подобно базальтовым коматиитам. Что касается пикритов, меймечитов, а также перидотитовых коматиитов, то они, очевидно, проявляются в каких-то новых условиях плавления вещества с достаточно резким отрывом от магнезиальных базальтов и по составу.

Как показали эксперименты [Arndt, 1977], крайние ультраосновные по составу фракции очага могут являться результатом последующей стадии или стадий плавления мантийного остатка после ухода из него более кислых жидких продуктов ранней стадии плавления (собственно базальтов до магнезиальных базальтов) при дальнейшем разогреве магматического очага. При быстром подъеме вдоль глубоких тектонических нарушений магнезиальной магмы к дневной поверхности без существенной дифференциации она может сохранить способность к дифференциации в близповерхностном очаге или в интрузивной камере. При медленном подъеме и параллельно идущей дифференциации легкоплавкая (жидкость) опережает более тугоплавкую фракцию, выделившуюся на глубине, в то время как в промежутке между ними должна располагаться преобладающая по массе смесь магматической жидкости и выделившихся кристаллов. Соотношение магния и железа в составе “среднего траппа” не обеспечивает появление первых кристаллов оливина, отвечающих таковым в пикритовых габбро-долеритах. Отсюда следует, что высокомагнезиальные траппы типа пикритовых базальтов, пикритовых



долеритов и габбро-долеритов могут образоваться лишь при кристаллизационной дифференциации уже первоначально магнезиальной исходной трапповой магмы. Из фракций жидкого остатка на каждом последующем этапе затем кристаллизуются более железистые оливины, пироксены и более кислые плагиоклазы. Внедрение последовательного ряда таких фракций может дать все известные “интрузивные типы” [Структуры траппов..., 1976; Золотухин и др., 1986] со своим химизмом, минералогией и структурой с постепенными переходами между типами. Следует подчеркнуть, что из подобных фракций, внедряющихся самостоятельно, как и из самой “нормальной” трапповой магмы, могут образоваться также относительно магнезиальные траппы при гравитационном накоплении (кумуляции) оливина. Однако их состав заметно менее магнезиален (не более 12–15 % MgO) даже при очень большом количестве более железистого оливина в породе.

Такие проявления гравитационно-кристаллизационной дифференциации имеют место в интрузиях не только норильского и курейского, но и катангского, ангарского и кузьмовского интрузивных типов [Структуры..., 1976], причем при сопоставлении таких магнезиальных траппов заметны четкие отличия интрузий норильского типа от всех перечисленных выше [Золотухин, 1981, табл. 3]. Следовательно, для многообразия интрузивных и эффузивных траппов состав исходной магмы можно достаточно обоснованно принять за пикритоидный при выплавлении ее из ультраосновной мантии. В пользу пикритового или субпикритового состава материнской магмы для траппов ряда континентальных устойчивых регионов уже высказывался целый ряд авторов [Вембан, 1950; Золотухин, 1964, 1981; Krishnamurthy, Cox, 1977; Cox, 1980; и др.]. Тем не менее сомнение – как большие объемы эффузивного и интрузивного относительно однородного расплава толеит-базальтового состава возникают из пикритовой магмы в сравнительно короткое время – все еще остается у многих исследователей. Непосредственные проявления пикритовых, а также субщелочных, щелочных базальтов и кислых пород при этом приурочены в небольших объемах лишь к рифтовым зонам. Понятно, что образование крупных объемов однородной толеитовой магмы возможно лишь в глубинных промежуточных очагах в процессе отстоя и осаждения ранних кристаллизующихся фаз исходного пикритоидного расплава, после чего возможно быстрое излияние. Большую роль здесь играет вязкость расплава, которая для магнезиальной исходной магмы примерно на порядок меньше, чем для толеитового жидкого остатка [Золотухин, Васильев, 1967], что и определяет соотношение скоростей осаждения оливина и излияния остаточной кварц-толеитовой жидкости. Понятно, что кашеобразный кумулат будет иметь еще большую вязкость [Shaw, 1965]. Отсюда можно полагать, что на определенных уровнях глубинности будет иметь место быстрая отсадка магнезиального оливина из пикритоидного расплава с дальнейшим излиянием или внедрением более вязкого толеитового остатка, а еще более вязкий и малый по объему кумулат “застревает” на глубине. Таким образом, большой объем толеитового остатка с составом “среднего траппа” по сравнению с исходной пикритоидной магмой определяется как бы “перерождением” ее состава, и она, как будет показано ниже, примерно на 70 % объема становится обычной толеитовой, а на долю всех остальных сопутствующих пород приходится около 30 %. При допущении плавления не однородной ультраосновной, а гетерогенной мантии (ультраосновного, эклогитового и смешанного состава), этот вариант [Золотухин, Малюк, 1986] предполагает

также существование исходного расплава пикритового состава как одного из главных компонентов более сложной природной магматической системы.

Глубинная магма, исходная для дифференцированных трапповых эффузивных (доморонговских) серий северо-западной части Сибирской платформы, достаточно быстро поднималась вдоль линейных проницаемых зон [Федоренко, 1979], давая в процессе подъема и в промежуточных очагах фракции, составляющие гипербазит-базитовые серии магм. Что касается “недифференцированных” толщ лав, составляющих в северо-западной части Сибирской платформы верхнюю часть вулканогенного разреза (моронговские и выше), а также на всей обширной территории Тунгусской синеклизы, то они, очевидно, представляют собой фракции предельной дифференциации за счет связи резервуара магмы с поверхностью через систему силлов, а не через сами сквозные глубинные разломы, как в первом случае [Золотухин и др., 1986]. В таком случае интрузивными аналогами первой серии являются норильские дифференцированные гипербазит-базитовые интрузии с близким по составу набором пород, образующихся в процессе камерной дифференциации. Многочисленные серии слабо дифференцированных и недифференцированных силлов различной мощности и протяженности соответствуют мощным недифференцированным сериям лав. В то же время заметно большее количество разновидностей по составу известно среди интрузивной фации траппов, причем указывалось [Структуры траппов..., 1976; Золотухин и др., 1986], что между главными “интрузивными типами” имеются постепенные переходы по составу и структурам от крайнего магнезиального – норильского через курейский и катангский к железистым – ангарскому и кузьмовскому типам. Как мы полагаем [Золотухин, 1964; Золотухин и др., 1986, 1989], упомянутые типы интрузивных траппов являются фракциями глубинной дифференциации материнской магмы. Нужно подчеркнуть близость на важнейшей петрологической диаграмме  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_\phi$  тренда составов дифференциатов в интрузиях норильского типа к линии, на которую легли составы всех других интрузивных типов [Золотухин и др., 1986]. Это указывает на близость первичной материнской магмы для всего многообразия рассматриваемых траппов к магнезиальной базитовой (“пикритоидной”) магме, исходной для норильского интрузивного типа, а ведущим глубинным механизмом был процесс ее фракционной кристаллизации. Это ясно видно и из диаграммы простой нормативной базальтовой системы оливин–клинопироксен–плагиоклаз (см.: [Кокс и др., 1982]), на которую нанесены (см. рис. 4.4.3, а) данные по составу сибирских траппов по субформациям [Золотухин и др., 1986, 1989]. После пересчета нормативного гиперстена на нормативный оливин [Кокс и др., 1982] оказалось, что главная масса точек ложится в участок диаграммы с эвтектическим соотношением Pl, Cpx и Ol. Попутно заметим, что в значительных количествах нормативный гиперстен будет фиксироваться при интенсивной ассимиляции богатых  $\text{SiO}_2$  коровых пород базальтовыми расплавами на конечной стадии их эволюции. Интересно подчеркнуть, что расчетные оценки, получаемые при таких расчетах, лежат в диапазоне 1–9 %, ассимилированного  $\text{SiO}_2$  от массы эффузивных и интрузивных базитов Сибирской платформы. Также важно отметить: 1) эволюционность тренда состава всего ряда “интрузивных типов” траппов и 2) скопление точек средних составов, обогащенных оливином гипербазит-базитовых интрузивов и эффузивов с участием средневзвешенного состава интрузива Норильск-1, фиксирующих на диаграмме, очевидно, уже эвтектику для глубинной магматической жидкости при повышенном давлении.

Дальнейшее подтверждение генезиса многообразия сибирских траппов путем последовательного фракционирования реально существующего пикритоидного расплава, отвечающего средневзвешенному составу интрузива Норильск-1, дает расчет [Золотухин, Лагута, 1985] его фракционной кристаллизации [Nathan, Van Kirk, 1978]. В зависимости от температуры и магнезиальности остаточной жидкой фракции оценено количество твердых фаз при кристаллизации исходного расплава. Показано, что после отделения от исходной магмы 18 % оливина, 2 % клинопироксена, 12 % плагиоклаза и 1 % магнетита при температуре 1195 °С состав оставшейся жидкости (67 %) весьма близок к статистической оценке [Кутюлин, 1969] наиболее распространенного состава траппов ("средний трапп") на Сибирской платформе. В то же время можно убедиться, что составы "интрузивных типов", выделяемых геологами ВСЕГЕИ [Структура траппов..., 1976], близко соответствуют составам жидких фракций по мере отсадки кристаллов и падения температуры, причем норильский, курейский и катангский интрузивные тела, как и лавы северной и северо-западной частей Тунгусской синеклизы, формируются из исходной магнезиальной магмы за счет отсадки лишь оливина (соответственно 4,5, 10, 14 и 14,3 %). Амовский, агатский, летнинский, тычанский, ангарский и кузьмовский интрузивные типы траппов, а также лавы Центрального района и Тунгусской синеклизы (в целом) образуются при отсадке помимо оливина (15–18,6 %) еще плагиоклаза (2–23 %), клинопироксена (0–11 %) и магнетита (0–3,3 %). Наиболее железистые расплавы ангарского и кузьмовского типов возникают при осаждении наибольших количеств плагиоклаза, а также клинопироксена. Скорее всего, магма, принимаемая нами в расчетах за исходную, может сама являться фракцией еще более глубинного расплава с составом полевошпатного пикрита [Васильев, 1983], причем для этого требуется отсадка из него лишь 10 % магнезиального оливина при 1300 °С.

Подобный же расчет фракционной кристаллизации, проведенный нами, исходя из среднего состава опубликованных данных по деканским пикритовым базальтам [Krishnamurthy, Cox, 1977], дал близкую картину, позволяя получить составы практически всех главных разновидностей траппов Декана (исключая щелочные разности) при отделении различных количеств порообразующих минералов и, прежде всего, оливина. Это дает возможность оценить как генетические наблюдаемые взаимоотношения пикритовых базальтов с толеитовыми базальтами северо-западных частей Сибирской платформы и Декана. В этой связи следует напомнить, что проявление лав пикритовых базальтов северо-западной части Сибирской платформы наблюдается по вулканогенному разрезу в основном в верхах гудчихинской и низах туклонской свит, а также изредка в моронговской свите (чаще анкарамиты). Здесь же может наблюдаться не только резкая смена, но и чередование толеитовых и пикритовых разностей базальтов. Помимо описанных ранее взаимоотношений пикритовых и толеитовых базальтов из групп старых буровых скважин в северо-западной части ореола деканских траппов [West, 1958; Krishnamurthy, Cox, 1977], последующее изучение вулканогенного разреза в Западных Гатах обнаружило также [Beane et al., 1986; Hooper, Subbarao, 1986] пикритовые базальты в трех формациях (Буше, Такурвади и Нерал), причем в двух последних они проявляются неоднократно (см. схематические разрезы в [Beane et al., 1986, рис. 2, а, б]). Некоторые разновидности пикритовых базальтов Декана представляют собой явный кумулат вынесенных Mg-фенокристаллов магнезиального оливина в виде отдельных

прослоев, линз и тел неправильной формы в потоках толеитовых базальтовых лав. В то же время здесь имеются и четкие самостоятельные потоки пикритовых лав подобно тому, как это наблюдается в северо-западной части Сибирской платформы. Нет сомнений, что серии лав с участием пикритовых базальтов в обоих сопоставляемых регионах являются аналогичными, родственными образованиями, причем наиболее ранние из них явно представляют собой дифференцированные серии лав [Золотухин и др., 1986; Krishnamurthy, Cox, 1977]. Такие серии, как выясняется, могут возникать лишь при быстром подъеме вдоль линейных проницаемых зон, в то время как толщи однородных недифференцированных толеитовых лав характеризуются изометричными по форме ореолами. По-видимому, последние постепенно поднимаются через систему силлов и успевают к моменту излияния опередить и отделиться от более ранних фракций магнезиальной базальтовой магмы. Таким образом, петрогеохимические, расчетные и геологические данные не только не опровергают, но и подтверждают представления о траппах, как о фракциях поднимающейся дифференцирующейся материнской пикритоидной магмы.

При такой постановке становится понятным, что соотношение выделенных ранее [Петрология..., 1978; Золотухин и др., 1984, 1986] базитовой, гипербазит-базитовой и щелочно-базитовой субформаций в составе трапповой формации Сибири должно определяться их генетическими связями. По сравнению с единичной упомянутой выше дифференцированной генетической серией, здесь меняется лишь объем проявления – в масштабе всей трапповой провинции. При этом ясно, что траппы гипербазит-базитовой субформации представляют материнский расплав, траппы базитовой субформации – главную массу его дочерних фракций, а щелочно-базитовой – особую щелочную ветвь трапповой формации (как это и допускал В.С. Соболев [1936]). В этой связи нужно отметить, как следствие выше проведенных расчетов [Золотухин, Лагута, 1985; Золотухин и др., 1986], что составы субщелочных траппов и щелочных базальтоидов с фельшпатоидами не могут быть получены в результате одной фракционной кристаллизации без добавления в такой исходный расплав какого-то количества щелочей извне. Локальное появление субщелочной и щелочной ветвей трапповых пород [Соболев, 1936] объясняется нами [Золотухин, 1984, 1991] как результат “ощелочения” исходной для них магмы глубинным потоком флюидов, несущих щелочи, и последующей фракционной кристаллизацией. Такая ситуация, очевидно, создается в глубинных проницаемых зонах рифтового типа как в северо-западной и северной бортовой частях Тунгусской синеклизы, так и в Маймеч-Котуйской щелочной провинции, где известны соответственно субщелочные и щелочные базитовые породы в тесной пространственной связи с нормальными траппами.

Существование в этих районах Сибирской платформы четких серий пород по щелочности [Золотухин, 1984; Золотухин и др., 1986] прямо указывает на подвижность щелочей (и особенно калия) в базитовой магме [Коржинский, 1957; Виленский, 1967]. В северо-западной части Сибирской платформы обнаруживается четыре серии по щелочности, а в Маймеч-Котуйском районе – семь (от нормальных базальтов через ряд субщелочных серий к щелочным базальтоидным), причем в них можно различать ультраосновные, основные и относительно кислые члены [Золотухин, 1984]. Проявление в связи с толеитовыми базальтами и пикритоидами субщелочных базальтов и базальтоидов, андезитов, трахиандезитов и липаритов широко

Расчетные и природные химические составы пород выделенных петрогенетических рядов, возникающих в процессе фракционной кристаллизации [Золотухин, Васильев, 1987]

| Оксид,<br>мас, %               | Меймечит |       |       |       |       |       |       | Субщелочной пикрит |       |       |       |       | Полевошпатовый пикрит |       |
|--------------------------------|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------------------|-------|-------|-------|-------|-----------------------|-------|
|                                | 1        | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 1                  | 2     | 3     | 4     | 5     | 1                     | 2     |
| SiO <sub>2</sub>               | 40,82    | 40,54 | 41,86 | 40,08 | 41,38 | 48,37 | 42,58 | 40,76              | 40,99 | 41,51 | 45,52 | 44,30 | 45,09                 | 46,21 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,60     | 2,00  | 2,46  | 2,68  | 3,97  | 4,54  | 5,52  | 3,55               | 4,44  | 3,08  | 5,33  | 3,81  | 0,78                  | 0,98  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,42     | 2,95  | 3,39  | 3,95  | 3,60  | 7,76  | 7,70  | 4,56               | 5,71  | 6,06  | 7,87  | 9,43  | 14,67                 | 18,14 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,79     | 8,40  | 4,33  | 11,20 | 14,48 | 7,29  | 3,85  | 7,47               | 9,35  | 8,60  | 6,49  | 7,27  | 2,28                  | 2,84  |
| FeO                            | 6,58     | 7,38  | 10,04 | 8,43  | 14,48 | 4,20  | 11,74 | 8,34               | 8,36  | 8,73  | 5,73  | 6,85  | 11,49                 | 10,98 |
| MgO                            | 37,16    | 32,97 | 31,28 | 25,96 | 27,74 | 12,71 | 13,60 | 23,71              | 17,12 | 19,35 | 10,66 | 10,98 | 15,36                 | 8,00  |
| CaO                            | 4,32     | 5,32  | 6,16  | 7,11  | 8,24  | 13,97 | 13,48 | 9,14               | 11,44 | 10,78 | 15,50 | 14,17 | 8,40                  | 10,42 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,21     | 0,25  | 0,23  | 0,33  | —     | 0,66  | 0,70  | 0,69               | 0,86  | 0,56  | 1,19  | 1,68  | 1,58                  | 1,98  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,16     | 0,19  | 0,25  | 0,25  | 0,59  | 0,49  | 0,83  | 0,99               | 1,24  | 1,26  | 1,71  | 1,51  | 0,35                  | 0,43  |
| Фракция.                       | —        | 20,2  |       | 40,5  |       | 62,8  |       |                    | 20,3  |       | 34,2  |       |                       | 20,0  |
| T <sub>расч.</sub> °C          | 1587     | 1537  |       | 1449  |       | 1250  |       | 1424               | 1327  |       | 1229  |       | 1335                  | 1233  |
| T <sub>гом.</sub> °C           | 1600     |       |       |       |       |       |       | 1450               |       |       |       |       | 1300                  |       |

Окончание табл. 3.2.1

| Оксид                          | Полевошпатовый пикрит |       |       |       |       |       | Кимберлит малощелочной |       |       |       |       |       |       |
|--------------------------------|-----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                | 3                     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 1                      | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,34                 | 46,78 | 49,31 | 49,41 | 48,55 | 49,19 | 36,50                  | 35,16 | 36,47 | 32,85 | 32,92 | 34,68 | 39,34 |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,25                  | 1,38  | 1,19  | 1,51  | 1,39  | 2,52  | 1,88                   | 2,48  | 1,00  | 3,31  | 3,83  | 6,06  | 2,39  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,06                 | 16,26 | 15,60 | 15,61 | 15,17 | 14,03 | 2,82                   | 3,52  | 3,40  | 4,69  | 4,85  | 9,25  | 5,88  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,98                  | 4,01  | 4,78  | 3,66  | 3,75  | 5,60  | 7,90                   | 9,84  | 4,55  | 13,14 | 7,68  | 9,36  | 6,49  |
| FeO                            | 6,78                  | 12,77 | 7,53  | 9,58  | 13,02 | 10,69 | 5,26                   | 5,82  | 5,00  | 6,60  | 7,90  | 1,50  | 3,56  |
| MgO                            | 10,62                 | 5,87  | 7,59  | 6,30  | 4,75  | 4,96  | 36,99                  | 32,47 | 34,75 | 25,09 | 26,37 | 10,93 | 15,15 |
| CaO                            | 10,55                 | 10,09 | 11,10 | 10,91 | 10,02 | 9,49  | 7,82                   | 9,68  | 13,56 | 12,93 | 15,43 | 25,48 | 24,93 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,87                  | 2,22  | 2,27  | 2,22  | 2,41  | 2,48  | 0,28                   | 0,35  | 0,39  | 0,46  | 0,32  | 0,91  | 0,98  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,58                  | 0,61  | 0,63  | 0,75  | 0,78  | 0,95  | 0,55                   | 0,69  | 0,88  | 0,92  | 0,70  | 1,82  | 1,28  |
| Фракция.                       | —                     | 27,1  |       |       | 30,5  |       |                        | 20,2  |       | 40,5  |       | 62,5  |       |
| T <sub>расч.</sub> °C          |                       | 1194  |       |       | 1172  |       | 1596                   | 1545  |       | 1457  |       | 1261  |       |
| T <sub>гом.</sub> °C           |                       |       |       |       |       |       |                        |       |       |       |       |       |       |

Примечание. Меймечит, состав: 1 — исходный, 2, 4, 6 — расчетный, 3, 5, 7 — природный: 3 — меймечит дайковый, 5 — стекло из основной массы меймечита [Соболев, 1983], 7 — стекло из основной массы пикрита [Васильев, Золотухин, 1975]. В интервале температур 1354–1250 °C вместе с оливином спорадически выпадает магнетит, всего 7,6 %.

Субщелочной пикрит, состав: 1 — исходный, 2, 4 — расчетный, 3, 5 — природный: 3 — пикритовый порфирит, лава, 5 — меланофеллит, лава. В интервале температур 1293–1229 °C к оливину присоединяется магнетит в количестве 7,0 %.

Полевошпатовый пикрит, состав: 1 — исходный, 2, 4, 7 — расчетный, 3, 5, 6, 8 — природный (средние составы): 3 — пикрит, моронтовская свита, 5 — толентовый базальт, моронтовская свита, 6 — средний трапп [Кутюлин, 1969], 8 — траппы Кузюмовского комплекса. В интервале температур 1230–1172 °C к оливину присоединяется плагиоклаз (24,1 %), а при температуре 1192 °C к ним присоединяется магнетит (1,5 %).

Кимберлит малощелочной, состав: 1 — исходный, 2, 4, 6 — расчетный, 3, 5, 7 — природный: 3 — кимберлит из трубки взрыва, Куойский район, Якутия, 5 — пикрит монтичеллитовый, Якутия, 7 — пикритовый порфирит из щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов (ан. 3, 5, 7 по [Борин и др., 1976]).

известно в Маймеча-Котуйской провинции, а также для траппов Декана и Карру [Cox, 1972; Subba Rao, 1972]. По аналогии с трендом дифференциации Талнахского интрузива на диаграмме щелочи— $\text{SiO}_2$  можно полагать, что субпараллельные ему тренды на диаграмме (коматитовых, толеитовых и щелочных базитовых пород) являются также результатом фракционной кристаллизации исходных расплавов, но различной степени щелочности (см.: [Золотухин и др., 1989, рис. 7.17].

Все ультраосновные породы северной части Сибирской платформы достаточно четко распадаются на четыре типа, которые значимо различаются по большинству петрохимических параметров [Васильев, 1983] и соответствуют четырем исходным расплавам, условия генерации и эволюции которых различны. Предполагаемые исходные магмы по составу должны быть близки к средним составам пород следующих выделенных рядов пород, связанных общностью происхождения [Золотухин, Васильев, 1987].

1. Нещелочные (нормальные) ультрабазиты (меймечиты, перидотиты, дуниты).

2. Субщелочные ультрабазиты (бесполевошпатовые и бесфельдшпатоидные пикриты).

3. Нещелочные кимберлитовые породы, разновидности которых близки к пикритам.

4. Полевошпатовые ультрабазиты (пикриты и пикритовые габбро-долериты).

В табл. 3.2.1 [Там же] отражены результаты количественного моделирования кристаллизации таких расплавов по модифицированной программе “кристаллизация-М”, исходя из модели фракционной магматической кристаллизации [Nathan, Van Kirk, 1978]. Для всех расплавов характерно фракционирование оливина как первой и главной фазы, в результате отделения которой возникает в каждом случае генетический ряд пород переменного состава. Эта же таблица иллюстрирует близость дочерних фракций, возникающих за счет природной фракционной кристаллизации с соответствующими модельными составами, полученными расчетным путем, исходя из каждого из четырех упомянутых исходных расплавов. Как было показано ранее [Золотухин, Васильев, 1987], кристаллизация каждого из них отличается своей спецификой (начальными температурами фракционирования, последовательностью кристаллизации минеральных фаз и их объемными

соотношениями). Базитовые (в том числе трапповые) расплавы генетически связаны с упомянутым выше пикритовым (полевошпат-пикритовым) типом ультраосновного расплава, причем все их многообразие на Сибирской платформе обязано, очевидно, как процессу кристаллизационной дифференциации, так и предварительному подщелачиванию иногда исходного расплава (в пределах рифтовых зон) глубинными флюидами с возникновением серий щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород [Золотухин, 1991]. Упомянутые выше (см. гл. 2) коматиитоподобные породы среди сибирских траппов (см. также: [Золотухин, 1980; 2000; Дюжиков, Дистлер, 1981; Золотухин и др., 1986; Салманов, 1987], несомненно, относятся к фракциям полевошпатовых ультрабазитов. Можно думать, что базальтовые коматииты, имея плагиоклаз в качестве одной из главных минеральных фаз, тоже генетически должны тяготеть к тому же типу ультраосновных расплавов. Что касается перидотитовых коматиитов древних платформ, то они должны быть генетически связаны с первым типом из четырех упомянутых выше расплавов (перидотитовым) и, скорее всего, уже образуются, как говорилось выше, при последующих стадиях плавления ранее недоплавленного реститового материала мантии. Резюмируя все сказанное выше, можно утверждать, что все три упомянутых субформации сибирских траппов генетически связаны с материнской пикритондной магмой, эволюционирующей при процессе фракционной кристаллизации, которая возникает либо при первичном парциальном плавлении, либо как фракция еще более глубинных магнезиальных расплавов (коматиитоподобных и перидотитовых).

### **3.3. Частичное плавление как фактор магмогенеза вулканогенных ультрабазитов и базитов древних платформ\***

Точка зрения о генерации первичных магм коматиитовой серии в результате частичного плавления гранатовых перидотитов при давлениях более 20–30 кбар к настоящему времени преобладает среди петрологов. При этом степень плавления и диапазон глубин оцениваются ими по-разному – от сильно продвинутого на сравнительно небольших глубинах (50–70 кбар) до субэвтектического низких степеней при сверхвысоких давлениях [Рябчиков, Богатилов, 1984; Гирнис и др., 1987; Herzberger, O'Hara, 1985; Takahashi, Scarf, 1985]. В то же время некоторые модели допускают полное плавление в высокодинамичном режиме подъема с различных глубин [Шкодзинский и др., 1983]. Поскольку ни одна из моделей генерации не может объяснить всех особенностей химизма коматиитов [Малюк, 1985], мы приходим к выводу о потенциальной полигенности коматиитовых магм [Малюк, 1988] и может описываться лишь комплексом моделей. Это делает малоперспективным использование небольшого количества или единичных проб для петрологических выводов, но и при наличии значительного количества анализов можно говорить лишь о наиболее общих тенденциях. Такая попытка оценить главные тенденции плавления мантийного субстрата, опираясь на представительные выборки по различным регионам развития коматиитов, сделана авторами настоящей работы. Несмотря на ряд ограничивающих факторов в таком использовании выборок анализов по каждой региональной серии, остается несомненным сквозной характер глав-

\* Раздел написан при участии О.Н. Лагуты

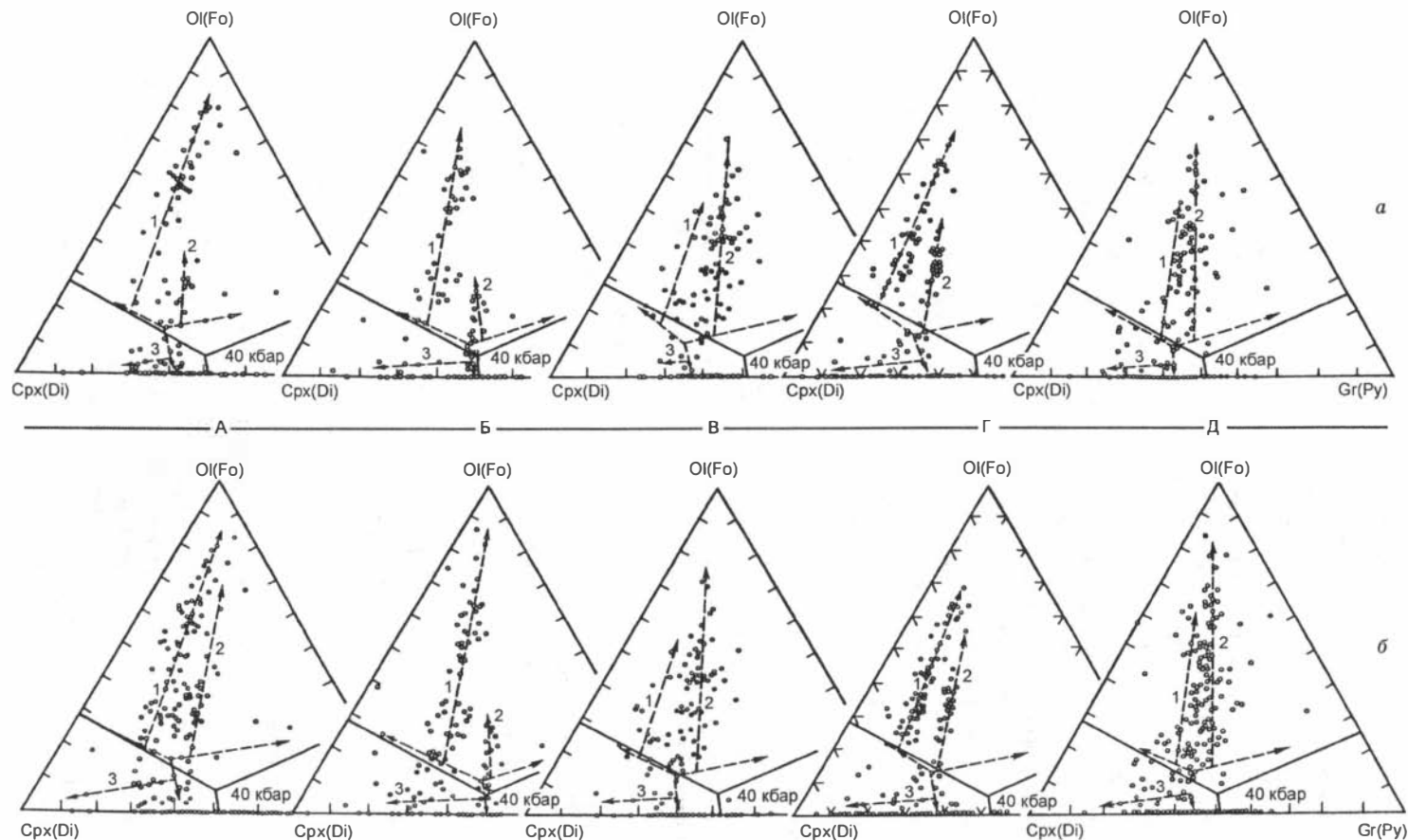
ных признаков глубинного петрогенезиса для всех пород серии. Интерпретация химизма коматиитов, исходя из моделей частичного плавления, может быть сделана либо с помощью фазовых диаграмм, либо путем сопоставления с экспериментально полученными выплавками [Малюк, 1985; Литвин и др., 1986; Herzberger, O'Hara, 1985]. Мы использовали здесь оба подхода.

Для анализа глубинного петрогенезиса использовалась высокобарическая фазовая диаграмма  $\text{Срх}-\text{Оl}-\text{Gr}$ . Составы пород коматиитовой серии были пересчитаны на соответствующие фазы: гранат (пироп-альмандинового состава), клинопироксен (омфацитового состава), а также оливин (существенно форстеритового состава). Расчет норм производился в последовательности  $(\text{Di} + \text{Jd})-\text{Gr}-\text{Ol}$  с распределением общего железа между ними по правилам CIPW. По каждому из охарактеризованных анализами регионов было сформировано две независимые выборки в порядке двух периодов обработки имеющихся исходных данных. При общем массиве в 1007 анализов в первую выборку вошло 633 анализа, а во вторую – 374. Отмеченная выше некоторая разнородность исходного материала, естественно, не дает авторам возможности детальной интерпретации полученных при этом данных.

На рис. 3.3.1 можно видеть, что вероятный диапазон высокобарических пород с химизмом коматиитов достаточно велик – от “эклогитов” (точнее, эклогитоподобных пород ультрамафического состава) через “пироксениты” до гранатовых перидотитов. При рассмотрении диаграмм каждый раз обнаруживаются сходные специфические узоры расположения фигуративных точек коматиитов. Закономерное, а не бессистемное их расположение определенно указывает на эволюцию состава первичных расплавов под контролем того или иного из упомянутых минералов или их котектик. На высокобарической диаграмме ( $P = 40$  кбар), как известно [Дэвис, 1971; Дэвис, Шерер, 1971], для сечения  $\text{Fo}-\text{Di}-\text{Py}$  имеется тройная точка совместной кристаллизации всех трех минералов с наименьшей температурой (1670 °C). Выплавление первого появляющегося расплава в системе начинается с жидкости такого состава, а затем с дальнейшим повышением температуры состав выплавки смещается от тройной точки в ту или другую сторону в зависимости от состава плавящегося субстрата. При совмещении на рис. 3.3.1 фазовых границ только что упомянутой диаграммы и эмпирических диаграмм нормативных  $\text{Срх}$ ,  $\text{Gr}$  и  $\text{Ol}$  получаем возможность ориентировочно интерпретировать выявившиеся на них распределения. Хорошо заметно, что намечаются два не всегда четких протяженных тренда, уходящие в направлении вершины  $\text{Ol}$  и завершающиеся явными породами – кумулатами (дуниты, оливиниты), в то время как нижние части “оливиновых” трендов формировались, очевидно, за счет уже остаточных расплавов. Первый тренд характеризует выплавление расплава вдоль пограничной кривой  $\text{Ol}-\text{Срх}$  и затем переход в поле контроля ликвидусного оливина. Вторым трендом отражается первоначально оливин-гранатовый котектический режим и далее мономинеральный оливиновый контроль процесса плавления. Третий тренд указывает на плавление под контролем гранат-клинопироксеновой котектики, сменяющееся контролем ликвидусного клинопироксена.

Важно подчеркнуть, что для коматиитов Африки, Азии и Европы лучше выражен первый тренд, а Австралии и Канады – второй (см. рис. 3.3.1). Интересно, что эта существенная особенность устанавливается для обеих использованных выборок анализов, т. е. имеет место устойчивая повторяемость узоров распре-



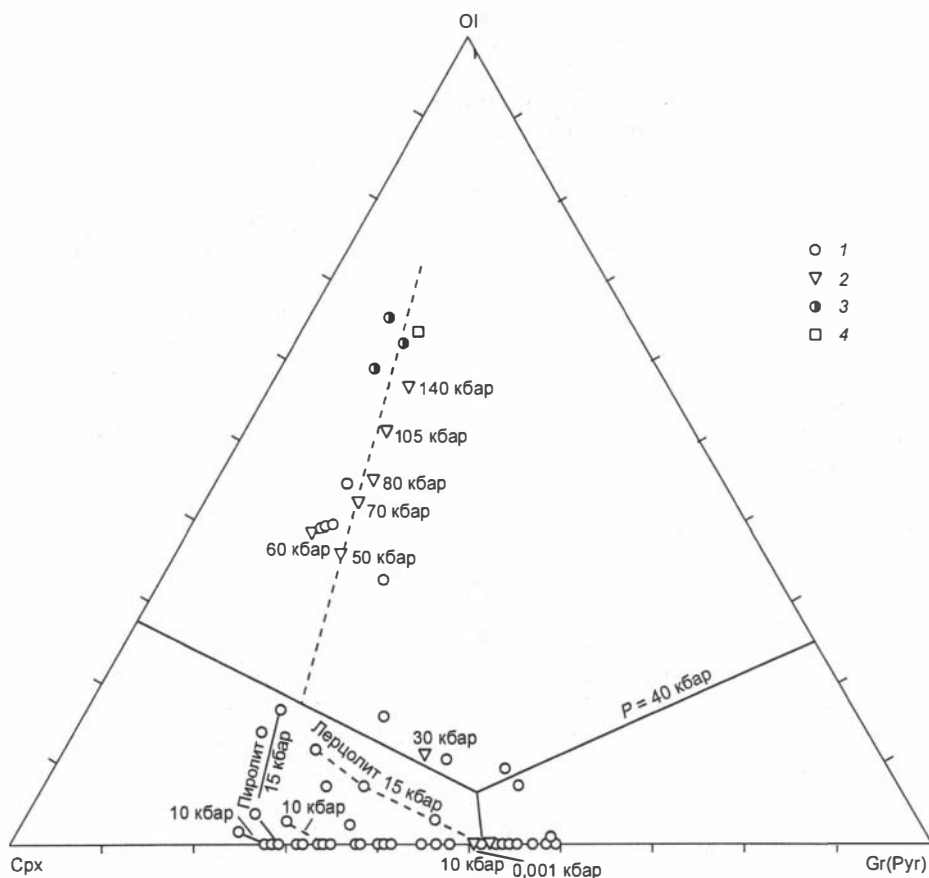


**Рис. 3.3.1.** Высокобарический нормативный состав коматиитов на диаграммах Ol–Gr–Crx для различных материков Земли.

*a* – группа использованных анализов 1–633; *б* – 634–1007 (картотека Б.И. Малюка), заимствованная из литературы (см. [Малюк, 1986]); А – Европа, Б – Азия, В – Австралия, Г – Африка, Д – Северная Америка (Канада). Поясн. см. в тексте.

ления точек коматиитов для одного и того же континента. Это, очевидно, может отражать специфические особенности состава мантии, вовлекавшейся в плавление под тем или иным континентом. Например, можно думать, что ко времени выплавки коматиитовых расплавов верхняя мантия африканского и европейского сегментов тектоносферы в меньшей мере была обогащена гранатом, чем у австралийского и северо-американского сегментов. Интересно отметить также некоторое смещение биминеральных эмпирических линий по отношению к котектическим линиям экспериментальной системы  $\text{Fo}-\text{Di}-\text{Py}$  [Дэвис, Шерер, 1971] при 40 кбар и соответственно тройных точек (см. рис. 3.3.1). Как известно [О'Хара, 1969], смещение тройных точек в сторону  $\text{Crx}$  является результатом дальнейшего возрастания давления, возможно, заметно более 40 кбар. Такое смещение на диаграммах фиксируется для коматиитов всех материков (кроме Азии). В то же время более или менее точные оценки величины давления, как и температуры, затруднены из-за присутствия в составах природных минералов железистых компонентов, определяющих сдвиг тройной точки в сторону оливина [Жариков и др., 1989]. Следует сказать, что тройная точка на поверхности ликвидуса в экспериментальной системе  $\text{Fo}-\text{Di}-\text{Py}$  при давлении в 40 кбар и наименьшей температуре 1670 °C отвечает составу  $\text{Fo}_{6,47}\text{Di}_{47}\text{Py}_{47}$ , а первый расплав по системе CIPW рассчитывается на нормативный состав  $\text{An}_{32,4}\text{Di}_{21,8}\text{En}_{26,0}\text{Fo}_{19,9}$  [Дэвис, Шерер, 1971], при расчете на безортopyксеновую норму имеет вид  $\text{An}_{35,1}\text{Di}_{23,6}\text{Fo}_{41,3}$  (мас. %), т. е. содержит около 27,0 мас.%  $\text{MgO}$ . Таким образом, первая жидкость в этой системе при давлении 40 кбар уже отвечает оптимальному содержанию  $\text{MgO}$  для коматиитов. С ростом температуры магнезиальность выплавов должна увеличиваться и охватывать широкий диапазон составов коматиитов. Такие выплавки, подвергаясь фракционной кристаллизации как глубинной, так и близповерхностной, способны давать магматические жидкости уже значительно меньшей магнезиальности [Малюк, Золотухин, 1987, 1988]. В то же время в процессе фракционирования должны формироваться породы – кумулаты, а именно разнообразные перидотиты вплоть до дунитов и оливинитов, а также пироксениты.

С целью сопоставления коматиитов с экспериментальными выплавками составы последних также пересчитывались на высокобарические нормы и наносились на диаграмму  $\text{Crx}-\text{Ol}-\text{Gr}$  (рис. 3.3.2). Видно, что наиболее четкий тренд оливиново-го контроля, близкий коматиитовому тренду на рис. 3.3.1, образован фигуративными точками выплавов при высоких и сверхвысоких давлениях. Выплавки по материалам экспериментов Б. Майсена и И. Куширо [Mysen, Kushiro, 1977] дают на диаграмме значительный рассев, в то время как выплавки из пиролита и лерцолита Тинаквилло [Jagues, Green, 1980], хотя и показательны, но не могут корректно экстраполироваться из-за разницы в давлениях экспериментов и используемых фазовых соотношений. Интересно проявившееся смещение трендов с ростом давления, однако в пределах поля диаграммы различимы только фрагменты продвинутых частей трендов при 10 и 15 кбар. Можно допустить, что часть пород, концентрирующихся в поле первичной кристаллизации пироксена (см. рис. 3.3.1), отвечает продвинутому выплавкам при небольших давлениях. Приуроченность же большинства фигуративных точек выплавов при 2 и 5 кбар к стороне  $\text{Crx}-\text{Gr}$  не позволяет содержательно интерпретировать экспериментальные данные для низких давлений с помощью этой диаграммы, хотя в этом отношении на рис. 3.3.1 и 3.3.2 имеется аналогия с низкомagneзиальными представителями коматиитовой серии.



**Рис. 3.3.2.** Нормативный высокобарический состав для экспериментальных выплавок и исходных субстратов для них при различных давлениях (нормативный низкобарический их состав – см. на рис. 4.4.3, б).

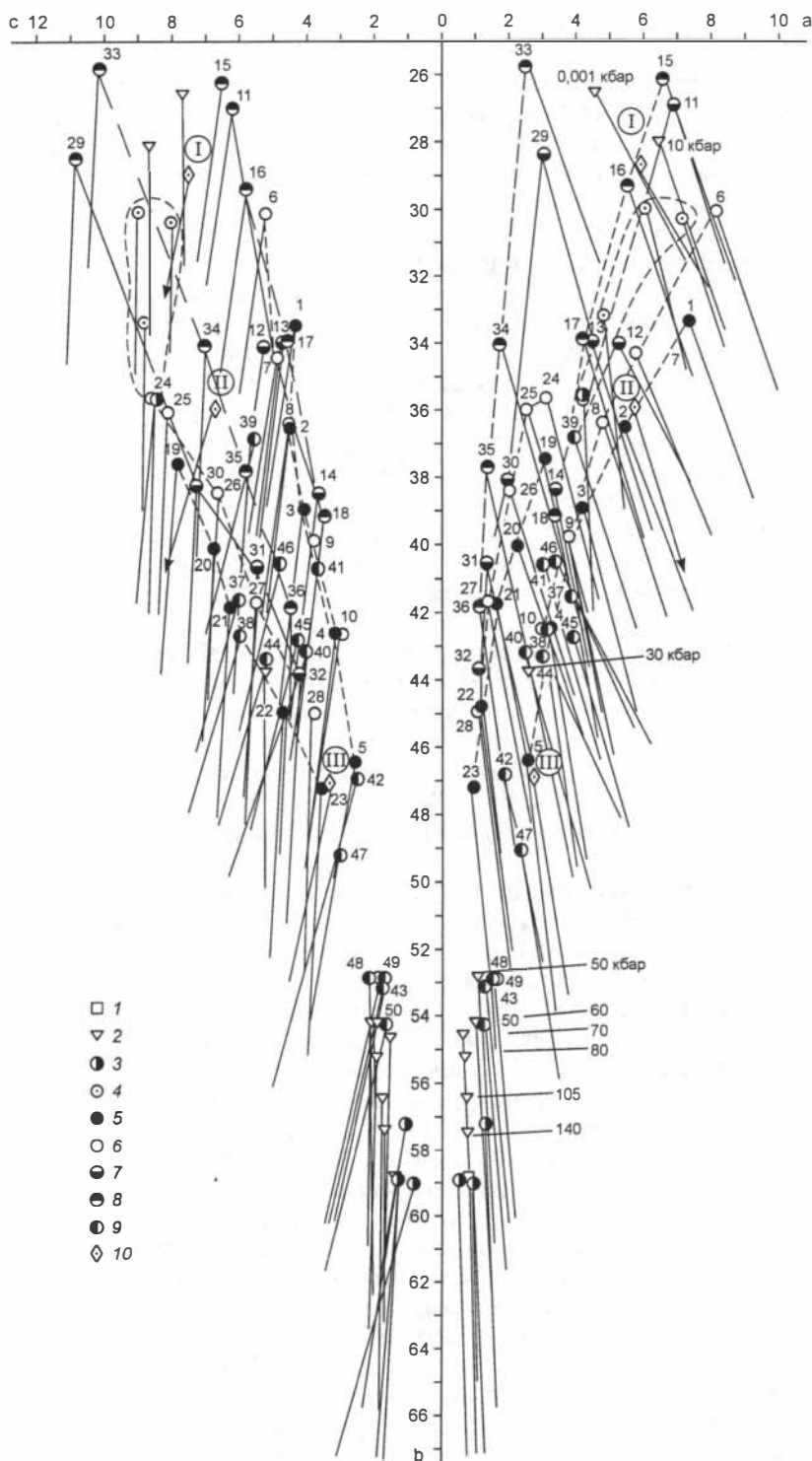
1 – выплавки из пирролита, лерцолита, перидотита (1611 – сухой и с  $H_2O$ ), эклогита; 2 – серия выплавок из перидотита (KLB-1); 3 – исходные субстраты для выплавок; 4 – исходный субстрат для 2. Ост. поясн. в тексте.

Чтобы рассмотреть соответствующую картину и при относительно низких давлениях, используем тройную нормативную диаграмму Ol–Crx–Pl (см. рис. 4.4.3, б) с системой котектических линий для этих фаз, используемой К.Г. Коксом и др. [1982], для нормативных составов тех же выплавок и субстратов для них, пересчитанных по системе CIPW. На диаграмме широкая полоса составов протягивается от оливинового угла, где расположились составы ультраосновных субстратов и выплавок из них, полученных при высоких и сверхвысоких давлениях (см. на рис. 4.4.3, б цифры давлений в килобарах для серии KLB-1) вплоть до давления в 30 кбар. При дальнейшем снижении давлений (до 10 кбар и менее) она изгибается в сторону плагиоклазового угла. Заканчивается эта полоса составов в участке, близ-

ком к эвтектоидному для низкого давления, где располагается выплавка из перидотита KLB-1 при  $P = 0,001$  кбар. Выплавки из эклогитов расположились несколько обособленно в сторону этой же эвтектики. Видно, что состав выплавов меняется в четкой зависимости от величины давления и с уменьшением его эволюционирует на диаграмме в сторону эвтектики для низких давлений. Таким образом, вся полоса выплавов представляет собой слившиеся совокупности точек составов, полученных для разных давлений и при разных степенях плавления субстрата, постепенно эволюционирующих в эксперименте от низких до высоких значений. В природе они имеют явно обратное направление, формируясь при фракционной кристаллизации возникших глубинных магнезиальных жидкостей в процессе их подъема под контролем оливина, вплоть до самых низких давлений.

При нанесении на диаграмму А.Н. Заварицкого (рис. 3.3.3) серии выплавов варьирующего состава (см. рис. 3.3.2), полученных при разных давлениях из разных субстратов, а именно пиролита, лерцолита Тинаквилло, перидотита – обр. 1611 (сухого и с водой), перидотита – обр. KLB-1 и смеси эклогитового состава [Ito, Kennedy, 1974; Mysen, Kushiro, 1977; Jaques, Green, 1980; Takahashi, 1986], получается еще более показательная сопоставительная картина. Наблюдаются целые серии выплавов на диаграмме в зависимости от величины давления, степени плавления и состава исходного субстрата. При давлении 2 кбар имеется широкая полоса составов, которая на диаграмме ограничивается слева серией лерцолита, а справа – серией пиролита. Подобные же полосы фиксируются и для давлений 5, 10 и 15 кбар с постепенным сдвигом в сторону все большей щелочности (показатель “а”) по сравнению с полосами, характеризующимися меньшими давлениями и, очевидно, большими степенями плавления. По мере возрастания для серий в целом показателя щелочности “а” (и снижения “с”) возрастает и показатель мафичности “в”, достигая максимальных значений (интервал 37–54) для серии с давлением в 20 кбар (см. рис. 3.3.3).

Серия выплавов из перидотита (обр. KLB-1) с давлениями от 0,001 до 140 кбар [Takahashi, Scarfe, 1985] охватывает диапазон значений “в” от 26 до 57,5, превышая при 140 кбар “в” для исходного пиролита и приближаясь к “в” прочих ультраосновных субстратов. Для выплавов из субстрата из смеси эклогитов [Ito, Kennedy, 1974] интервал “в” составляет 30–33, не достигая “в” исходного состава. Обобщая особенности диаграммы, подчеркнем следующее. При давлениях 2, 5, 10, 15 и 20 кбар состав выплавов не достигает составов исходных субстратов. Выплавка для давления 140 кбар уже близка по составу к исходному перидотитовому субстрату, а с понижением давления (105, 80, 70, 60, 50 кбар) магнезиальность выплавов уменьшается для серии KLB-1 [Takahashi, Scarfe, 1985], но они имеют еще ярко выраженный ультраосновной состав, отвечая перидотитовым коматиитам. С дальнейшим понижением давления до 30 кбар состав выплавов этой серии соответствует пикритоидному до магнезиально-базитового и близок к коматиитовым базальтам (или базальтовым коматиитам). Выплавки этой серии при самых низких давлениях (от 10 до 0,001 кбар) достигают состава нормальных базитов. На примере серии выплавов перидотита с водой видно, что уже при давлении 20 кбар они могут достигать состава перидотитовых коматиитов, подобно выплавкам “сухой” серии KLB-1, но уже при давлениях 50–70 кбар. Как видим, роль воды весьма существенна в возрастании степени плавления субстрата при значительно меньших давлениях. Выплавки из эклогитов близки к базитовым до магнезиально-базитовых.

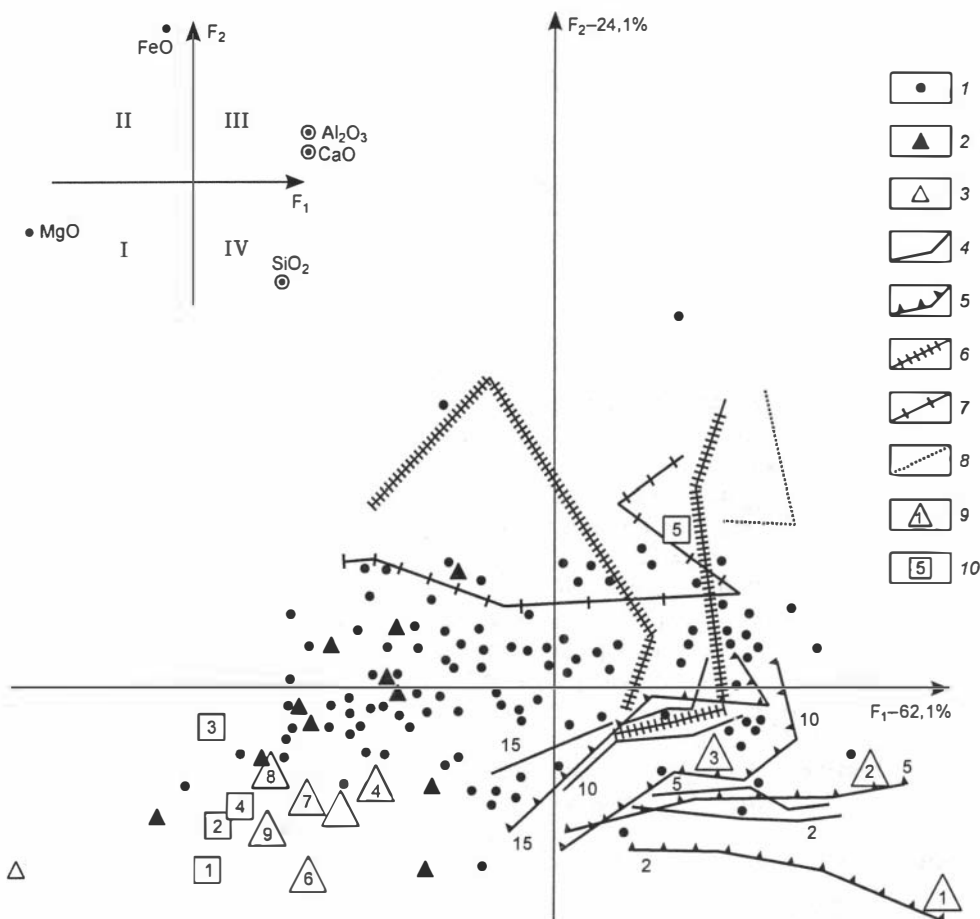


**Рис. 3.3.3.** Диаграмма А.Н. Заварицкого для серии экспериментальных выплавок из исходного пиролита, перидотита, перидотитов (1611 и KLB-1) и эклогита при различных давлениях.

1 – исходный субстрат для серии KLB-1; 2 – выплавки серии KLB-1; 3 – прочие исходные субстраты для выплавления; 4 – выплавки эклогита; 5–9 – прочие выплавки, обозначенные арабскими цифрами для серий при давлении, кбар: 5 – 15, 6 – 10, 7 – 5, 8 – 2, 9 – 20 соответственно; 10 – составы различных базитов Сибирской платформы для сравнения (I – “средний трапп”, II – Верхнеталнахский интрузив, III – Нижнефокинский). Ост. объясн. в тексте.

При максимальных степенях плавления экспериментальные выплавки за счет исходного пиролита и перидотита уже при давлениях 2,5, 10 и 15 кбар могут соответствовать составам от магнезиально-базитового до пикритовидного. Судя по геологическим данным, вероятность этого в природных условиях очень мала, так как давления отвечают глубинному интервалу еще континентальной коры, а не мантии, и не могут обеспечить на этой глубине необходимых температур выплавления и соответствующих составов исходных субстратов. То же самое необходимо сказать и по поводу экспериментальных выплавок, полученных при низких давлениях (10 кбар и ниже), близких по составу к природным базальтовым. Последние в таких условиях, несомненно, должны быть результатом фракционной кристаллизации более глубинного магнезиального расплава, образовавшегося при высоких давлениях. Важно подчеркнуть, что эталонами нормально-базитовых, магнезиально-базитовых и пикритовидных расплавов могут служить соответственно составы пермско-триасовых – “среднего траппа” и средневзвешенных для Верхнеталнахского и Нижнефокинского трапповых интрузивов на Сибирской платформе, нанесенных на эту же диаграмму (см. рис. 3.3.3).

Эффективное сопоставление реального химизма вулканитов и экспериментальных составов возможно не только в бинарных или в тройных системах, но и в многомерном признаковом пространстве. Для этого использовался один из способов факторного анализа – метод главных компонент. Сопоставление достигается обработкой объединенных массивов реальных и модельных составов, использованных ранее (рис. 3.3.4). Важно отметить совпадение коматиитового тренда и тренда экспериментальных выплавок при давлениях 15 кбар и более, ориентированных из I в III квадрант диаграммы, причем при сверхвысоких давлениях выплавки полностью располагаются только в III квадранте. При низких давлениях практически все выплавки располагаются в IV квадранте, где находится лишь незначительное число точек коматиитов. Полученная картина согласуется с представлениями о первичном характере лишь высокомагнезиальных (20–24 % MgO) коматиитовых расплавов. Из сказанного следует, что в наибольшей степени особенности химизма пород коматиитовой серии, исходя из модели частичного плавления, отвечают схеме, предусматривающей генерацию высокомагнезиальных (20–24 % MgO) первичных магм при высоких и сверхвысоких давлениях и варьирующих степенях частичного плавления. Составы природных коматиитов обычно не обнаруживают повышенной щелочности, и степень плавления исходного для них субстрата, очевидно, достаточно велика. Коматиитовые базальты возникают, скорее всего, за счет фракционирования этих расплавов, хотя не исключается полностью и возможность образования отдельных порций таких магм при плавлении перидотитов на неболь-



**Рис. 3.3.4.** Результаты факторного анализа коматиитового пояса Уилуна-Норсмен и экспериментальных выплавов (опыты, в которых состав расплава изучался от солидуса). На врезке – факторная структура выборки.

1 – породы коматиитовой серии, нерасчлененные; 2 – коматииты со структурой спенифлекс оливинового и пироксенового типов; 3 – кумулаты и другие породы зоны расслоенных коматиитовых потоков; 4–8 – тренды частичного плавления: 4, 5 – пиролита и лерцолита Тинаквилло соответственно (цифры у трендов – давление в кбар) (по [Jaques, Green, 1980]), 6, 7 – образцы 1611 при 20 кбар в сухих условиях и в присутствии воды соответственно (по [Mysen, Kushiro, 1977]), 8 – эклогита при 10 кбар (по [Ito, Kennedy, 1974]); 9 – частичные выплавки из обр. KLB-1 при различных давлениях [Takahashi, Scarfe, 1985; Takahashi, 1986] (цифры в треугольниках: 1 – 0,001 кбар, 2 – 10, 3 – 30, 4 – 50, 5 – 60, 6 – 70, 7 – 80, 8 – 105, 9 – 140 кбар); 10 – исходные субстраты: 1 – пиролит, 2 – лерцолит Тинаквилло, 3 – обр. 1611, 4 – обр. KLB-1, 5 – эклогит [Ito, Kennedy, 1974]. Ост. поясн. в тексте.

ших глубинах (<50 км). Низкомагнезиальные субстраты, находящиеся в области магнообразования, могут служить дополнительным источником таких расплавов. Поливариантность путей образования коматиитовых магм возникает, очевидно, уже на стадии глубинного петрогенезиса, а участие более поздних дополнительных факторов эволюции приводит к полигенному характеру магматических образований коматиитовой серии.

### **3.4. Фракционная кристаллизация как фактор магногенеза ассоциирующих вулканогенных ультрабазитов и базитов на примере Сибирских траппов**

Как было показано выше (см. гл. 3), фракционная кристаллизация является мощным фактором глубинного формирования расплавов коматиитовой серии вообще, а также расслоенного строения многих приповерхностных интрузивов и наблюдавшихся потоков коматиитов в частности. Условия глубинности фракционной кристаллизации во многом определяют специфику состава производных расплавов, поэтому ниже рассмотрим отдельно роль фракционирования в приповерхностных и глубинных условиях.

#### **3.4.1. Особенности приповерхностной дифференциации глубинных магнезиальных расплавов, ассоциирующих с траппами**

Как известно, в отличие от потоков коматиитов расслоенные потоки коматиитовых базальтов (с содержанием  $MgO$  9–14 мас.%) до настоящего времени пока в литературе не описаны. В то же время такие потоки коматиитоподобных пород – пикритовых базальтов (океанитов) и анкармитовых базальтов – имеются в пермско-триасовой вулканогенной толще северо-западной части Сибирской платформы. Проявляясь они в виде отдельных покровов различной мощности, в том числе с расслоенным строением [Золотухин и др., 1986]. Средневзвешенные составы покровов приводятся в табл. 3.4.1. Нижние части расслоенных покровов представлены кумулатом, в котором крупные идиоморфные кристаллы оливина (19–28 %  $Fa$  комп.) составляют свыше 25, иногда до 50 % и более от общей массы породы. В составе этих частей потоков может быть от 17 до 24 мас.%  $MgO$ , и они представляют собой уже ультрабазиты. В зависимости от мощности покрова это либо полнокристаллические пикритовые порфириты, либо порфиновые пикритовые базальты со стеклом в основной массе. Верхние базитовые части расслоенных покровов представлены как измененными безоливиновыми и оливиновыми базальтами (6–8 %  $MgO$ ), так и измененными долеритами и метадiorитами в случае полнокристаллических покровов. Эти пикритовые базальты являются комагматами гипербазит-базитовых дифференцированных трапповых интрузий в Норильском районе и близки им по химическому составу. На вариационных диаграммах состава (рис. 3.4.1) приводится совместное рассмотрение особенностей фракционирования тех и других. Можно видеть, что формирование средних составов расплавов для пикритовых базальтов должно было происходить под контролем оливина и оливин-плагиоклазовой котектики, отвечая составу кумулата с соотношением 50–70 %  $O1$  и 50–30 %  $Pl$ . Процесс дифференциации расплава, близкого по составу этим образова-



**Сопоставление средних составов гипербазит-базитовых эффузивов и интрузивов  
Норильского района и их кумулатов, мас. %**

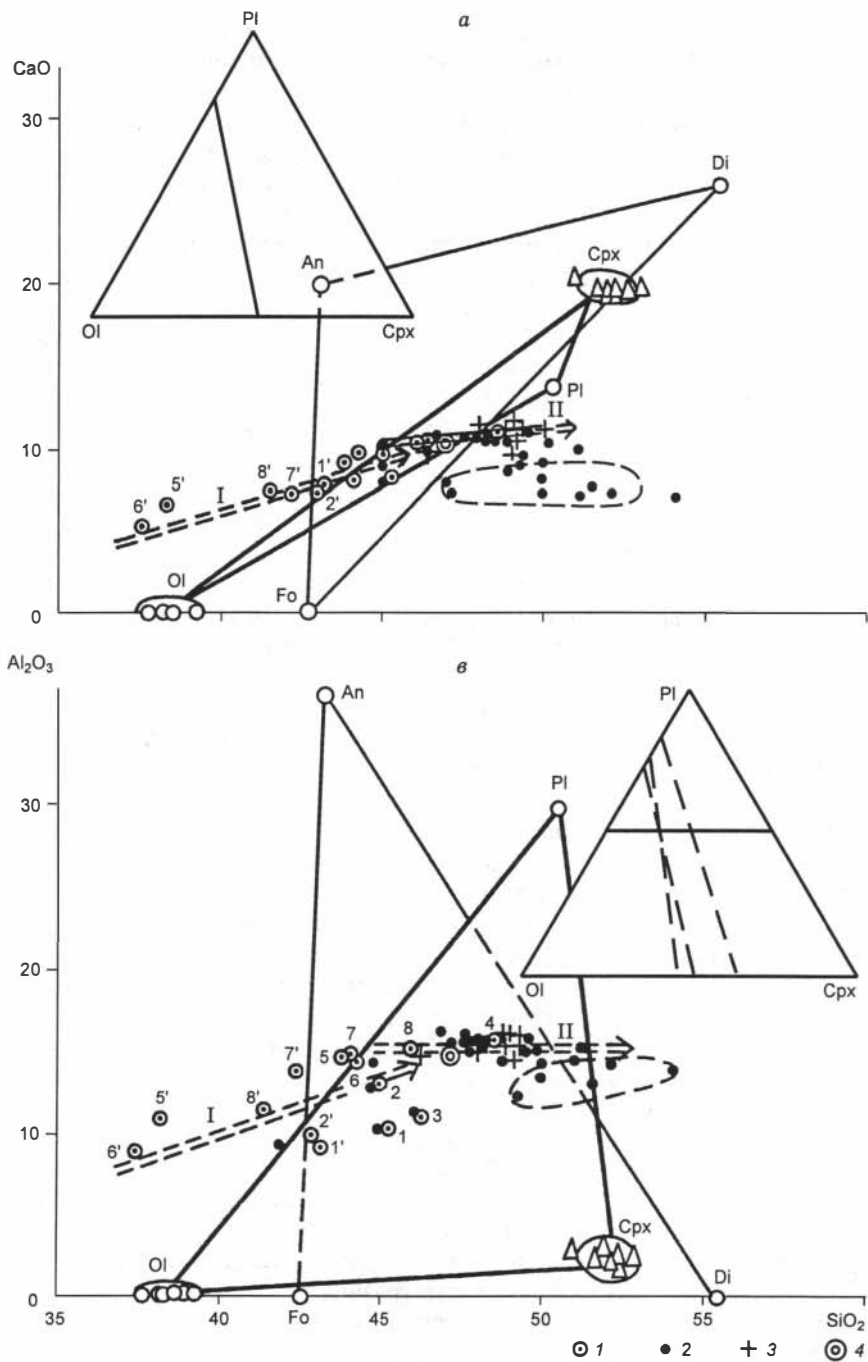
| Эффузивы и интрузивы<br>(1–8) и их кумулаты (а)         |                                                   | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П.п.п | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | K <sub>ф</sub> | n   |
|---------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|--------------------------------|----------------|-----|
| 1                                                       |                                                   | 2                | 3                | 4                              | 5                              | 6     | 7    | 8     | 9     | 10                | 11               | 12                            | 13    | 14                             | 15             | 16  |
| Гипербазит-базитовые эффузивы                           |                                                   |                  |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |       |                                |                |     |
| 1                                                       | Гудчихинская свита                                | 45,33            | 1,33             | 9,96                           | 5,64                           | 7,32  | 0,17 | 14,84 | 8,08  | 1,27              | 0,28             | 0,14                          | 4,99  | 0,08                           | 46,6           | 126 |
| 1a                                                      |                                                   | 42,23            | 1,24             | 8,57                           | 5,58                           | 7,77  | 0,15 | 17,25 | 7,60  | 0,91              | 0,22             | 0,12                          | 6,42  | 0,42                           | 43,6           | 16  |
| 2                                                       | Туклонская свита                                  | 44,97            | 0,82             | 12,74                          | 4,16                           | 6,80  | 0,17 | 14,07 | 9,76  | 1,20              | 0,41             | 0,09                          | 4,60  | (0,04)                         | 43,8           | 12  |
| 2a                                                      |                                                   | 43,00            | 1,24             | 9,19                           | 6,57                           | 7,45  | 0,19 | 17,36 | 7,39  | 0,67              | 0,18             | 0,23                          | 5,50  | –                              | 44,6           | 9   |
| 3                                                       | Моронговская свита                                | 46,35            | 2,16             | 10,61                          | 7,66                           | 6,50  | 0,19 | 10,18 | 10,09 | 1,79              | 0,55             | 0,26                          | 3,64  | (0,05)                         | 58,2           | 17  |
| 4                                                       | Нормальные толеитовые базальты Моронговской свиты | 48,63            | 1,16             | 15,26                          | 4,68                           | 7,37  | 0,18 | 7,43  | 10,86 | 1,99              | 0,45             | 0,15                          | 1,82  | –                              | 61,8           | 68  |
| Средневзвешенный состав гипербазит-базитовых интрузивов |                                                   |                  |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |       |                                |                |     |
| 5                                                       | Норильск-1                                        | 43,83            | 0,84             | 14,18                          | 5,54                           | 8,25  | 0,14 | 11,48 | 9,56  | 1,80              | 0,60             | 0,14                          | 2,86  | 0,29                           | 52,7           | 63  |
| 5a                                                      |                                                   | 38,26            | 0,66             | 10,65                          | 5,65                           | 10,24 | 0,16 | 18,93 | 6,86  | 0,97              | 0,45             | 0,11                          | 5,03  | 0,83                           | 45,6           | 13  |
| 6                                                       | Верхнеталнахский                                  | 44,19            | 0,89             | 14,24                          | 3,73                           | 8,78  | 0,19 | 10,93 | 9,81  | 1,98              | 0,84             | 0,09                          | 3,60  | 0,14                           | 52,8           | 107 |
| 6a                                                      |                                                   | 37,52            | 0,49             | 8,29                           | 4,91                           | 11,29 | 0,20 | 22,56 | 5,26  | 0,92              | 0,40             | 0,10                          | 6,71  | 0,16                           | 41,8           | 51  |
| 7                                                       | Моронго                                           | 43,96            | 0,77             | 14,32                          | 2,24                           | 11,19 | 0,13 | 14,95 | 8,22  | 1,57              | 0,34             | 0,10                          | 2,02  | 0,02                           | 47,3           | 96  |
| 7a                                                      |                                                   | 42,42            | 0,46             | 13,53                          | 2,14                           | 11,66 | 0,18 | 18,49 | 7,21  | 1,24              | 0,22             | 0,08                          | 2,22  | 0,02                           | 42,7           | 55  |
| 8                                                       | Норильск-2                                        | 46,01            | 1,23             | 15,01                          | 3,26                           | 8,56  | 0,20 | 9,69  | 10,13 | 1,85              | 0,53             | 0,21                          | 2,50  | 0,18                           | 55,0           | 35  |
| 8a                                                      |                                                   | 41,49            | 0,79             | 11,17                          | 5,43                           | 8,48  | 0,19 | 18,27 | 7,45  | 0,81              | 0,36             | 0,14                          | 2,70  | 0,13                           | 43,2           | 10  |

Примечание. Анализы 1–4 – по [Федоренко, 1981]; 5–8 и 5a–8a – по [Поисковые критерии..., 1978]; 1a, 2a – по [Петрология..., 1978]. Цифры в скобках – содержание хрома по спектральным анализам.  $K_{\phi} = 100 \cdot (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ . Ан. 1a, 2a, 5a–8a – составы для соответствующих кумулатов.

ниям, подробно изучен экспериментально [Кадик и др., 1982]. В данном случае дифференциация протекает под контролем вначале двухфазовой минеральной котектики  $O1 + P1$  (50:50), которая затем сменяется трехфазовой –  $O1 + P1 + Crx$  (12:50:38). Соответственно при смене котектических ассоциаций происходит изменение ориентировки тренда эволюции составов остаточных жидкостей.

Интересными примерами малоглубинной дифференциации коматитоподобных глубинных расплавов [Золотухин, 1980] являются дифференцированные магнезиальные базиты Норильского района на Сибирской платформе [Петрология..., 1978]. Наиболее изучены рудоносные дифференцированные интрузии Норильск-1, Верхнеталнахская, Норильск-2, среди нерудоносных – интрузия горы Моронго и др. Близки по химизму к ним, как уже говорилось выше, гипербазит-базитовые эффузивы гудчихинской, туклонской и моронговской свит пермско-триасовой вулканогенной толщи Норильского района. Они заметно отличаются от нормальных толеитовых базальтов, ярким примером которых являются таковые моронговской свиты (см. табл. 3.4.1). Средние составы всех упомянутых выше магнезиальных базитов нанесены на вариационные диаграммы (см. рис. 3.4.1) по  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $(Na_2O + K_2O)$ , мас.%. Видно, что в совокупности с породами-кумулатами (см. табл. 3.4.1, номер с буквой "а"), представляющими пикритовые базальты, пикритовые долериты и габбро-долериты, намечают достаточно четкий тренд I. Можно утверждать, что эти наиболее магнезиальные проявления базитов представляют собой фракции расплава, образовавшиеся, прежде всего, под контролем магнезиального оливина (см. рис. 3.4.1, б, г), хотя совместное влияние оливина и основного плагиоклаза также ощущается (см. рис. 3.4.1, а, в, а также рис. 3.4.2, а).

Интересно было нанести на эти же диаграммы (см. рис. 3.4.1) средние составы наиболее распространенных эффузивов Норильского района [Федоренко, 1981], эффузивов Тунгусской синеклизы, а также интрузивов всех типов, выделенных геологами ВСЕГЕИ [Золотухин, Лагута, 1985; Структуры траппов..., 1986]. Оказалось, что вся масса нормальных составов толеитовых базальтов дала на диаграммах тренд II, заметно отличающийся по направлению от тренда I. На большинстве построенных вариационных диаграмм соответственно имеется четкий излом между направлениями этих двух трендов. Изменение направления тренда означает, что составы фракционирующих расплавов контролируются уже не оливином или оливин-плагиоклазовой котектикой, а оливин-клинопироксеновой котектикой (см. рис. 3.4.1). Заметно отклоняются от тренда толеитовых базитов точки составов щелочных базальтов. Это не может объясняться только накоплением щелочей в экстракте в процессе фракционирования, поскольку на диаграммах (см. рис. 3.4.1, 3.4.2) наблюдается самостоятельный щелочной тренд. Состав отделяемого экстракта по пересечению трендов [Кокс и др., 1982] на представленных диаграммах находится в следующем диапазоне: 35–25 % оливина ( $Fa_{19-28}$ ), 15–32 % клинопироксена ( $Fs_{10-12}$ ) и 50–43 % плагиоклаза (70 % An). Состав экстракта эволюционирует с понижением содержания оливина от 35 до 25 % и близок к составам дифференцированных интрузивов магнезиальных траппов, в том числе рудоносных (см. табл. 3.4.1). Следует отметить, что тренд интрузивных типов, выделяемых для сибирских траппов геологами ВСЕГЕИ [Структуры траппов..., 1976], начинается от состава экстракта и протягивается в сторону нормальных составов траппов, где находится главная масса эффузивов. Этот тренд (II) находится под контролем од-





**Рис. 3.4.1.** Вариационные диаграммы ( $a-z$ ) зависимости содержаний  $Al_2O_3$  и  $CaO$  от  $SiO_2$  и  $MgO$  (мас.%) для базитовых интрузивов и эффузивов северо-западной части Сибирской платформы с трехфазными (в том числе равносторонними) треугольниками с трендами валового состава.

1 – средние составы гипербазит-базитовых эффузивов и интрузивов (точки с цифрами) и составы их кумулатов (цифры со штрихом) (цифры отвечают нумерации в табл. 3.4.1); 2 – средние составы разнотипных пермско-триасовых эффузивов Норильского района (по данным В.А. Федоренко [1981]; 3 – средние составы интрузивных траппов (см.: [Золотухин, Лагута, 1985]); 4 – вероятный исходный состав магмы для траппов [Золотухин, Лагута, 1985]; 5 – составы минеральных фаз (Pl с 70 % An комп., Ol – 19–28 % Fa комп., Di); 6 – состав клинопироксенов (Cpx –  $f = 16-19$ ). Реальные составы минералов определены на электронном зонде в пикритовых базальтах и отражены в составе главных фазовых треугольников. Треугольники с крайними основными фазами нанесены для сравнения. Равносторонние фазовые треугольники получены путем соответствующих преобразований [Кокс и др., 1982]; 7 – местоположение субщелочных и щелочных базитов ивакинской и других свит [Федоренко, 1981]; 8 – тренды валовых составов эффузивов, интрузивов и их кумулатов. Ост. объясн. в тексте.

новременно отделяющихся кристаллов оливина, плагиоклаза и клинопироксена и располагается в поле толеитовых базальтов, но уже сближается с полем субщелочных и щелочных базальтов (см. рис. 3.4.2). В то же время следует отметить заметные отличия на диаграмме  $SiO_2-K_f$  тренда средних составов дифференцированных трапповых интрузий и тренда дифференциатов из норильских дифференцированных магнезиальных интрузий (см. [Петрология..., 1978, рис. 4.14]). Это указывает на малую роль глубинных фракций, обогащенных кумулатами оливина, в формировании известных трапповых интрузивов и заставляет предполагать возможность инъекций новых порций исходного расплава в еще не застывшую магму, находящуюся в интрузивной камере, т. е. смешение магм и обогащение их новыми порциями кумулата. В пользу этого свидетельствует несколько большая (на 15–20 %) обогащенность оливином кумулатов дифференцированных интрузий по сравнению с кумулатами покровов пикритовых базальтов Норильского района. Пульсационный режим внедрения и следы течения расплава в камере хорошо фиксируются в директивных магматических текстурах [Золотухин, 1964].

Итак, при фракционировании магнезиальных расплавов Норильского района, близких к коматиитовым базальтам, обнаруживается следующее.

1. Определяющую роль в формировании исходных магнезиальных базитовых магм (экстракта) играют оливиновый и оливин-плагиоклазовый контроль.

2. Дальнейшая эволюция их состава определяется уже оливин-плагиоклаз-клинопироксеновым контролем и приводит к появлению нормальных толеитовых базальтов.

3. Оба этапа фракционирования (более ранний – глубинный и более поздний – приповерхностный) в совокупности дают возможность материнской магме эволюционировать от исходного пикритоидного расплава к нормальному толеит-базальтовому.

4. Перидотитовые и пироксенитовые коматииты отличаются от базальтовых коматиитов и коматиитоподобных базитовых магм разной ролью пироксен-оливинового парагенезиса при фракционировании. Для первых он проявляется на более

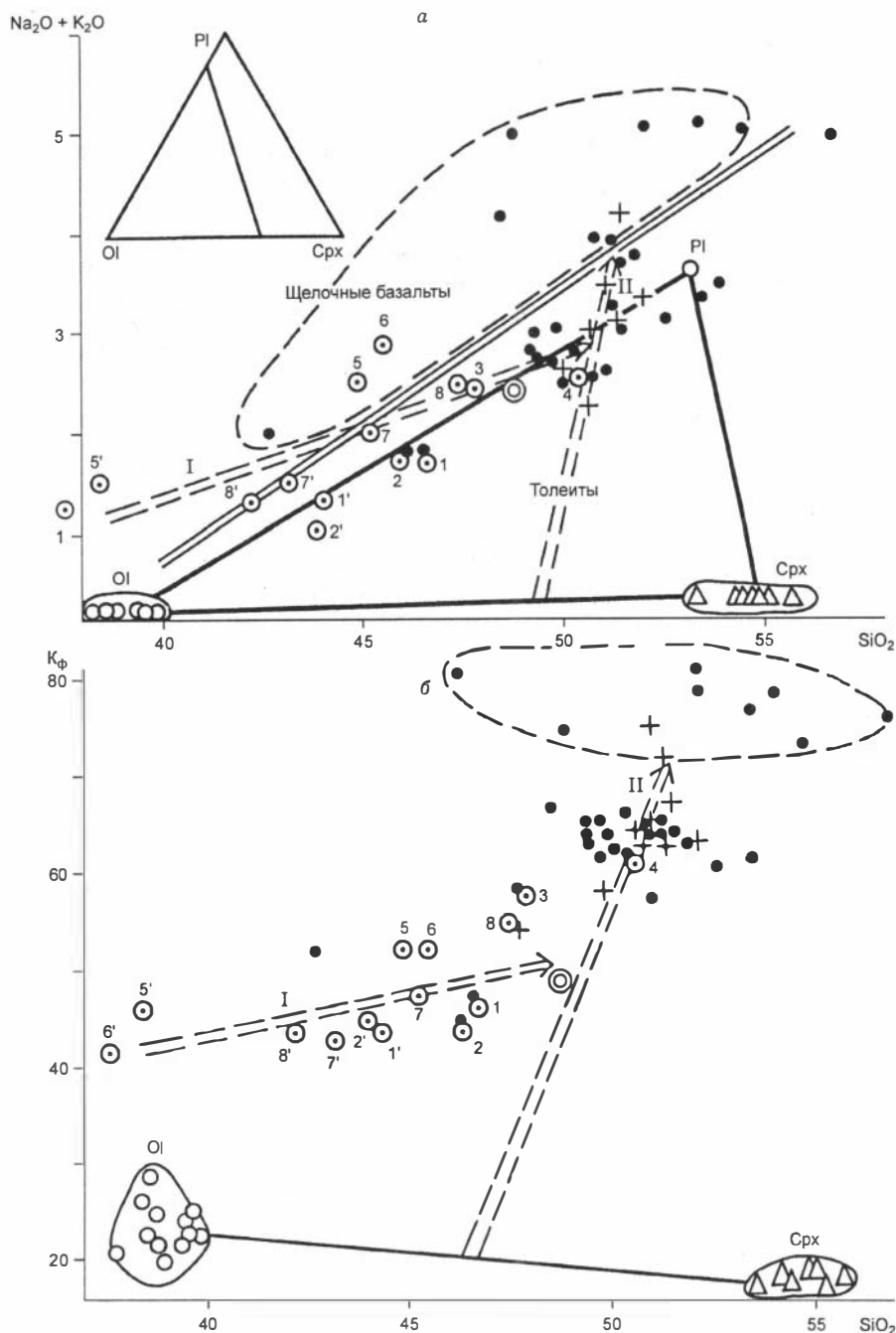


Рис. 3.4.2. Вариационные диаграммы зависимости содержаний щелочей (а) и значений  $K_\phi$  (коэффициента фракционирования) (б) от  $\text{SiO}_2$  (мас.%). Усл. обозн. те же, что и на рис. 3.4.1.

раннем этапе, для вторых – на более позднем. Это объясняется присутствием в расплаве в последнем случае значительного количества плагиоклазовой компоненты, существенно изменяющей весь ход фракционирования.

### 3.4.2. Особенности фракционирования в глубинных условиях магнезиальных расплавов, ассоциирующих с траппами

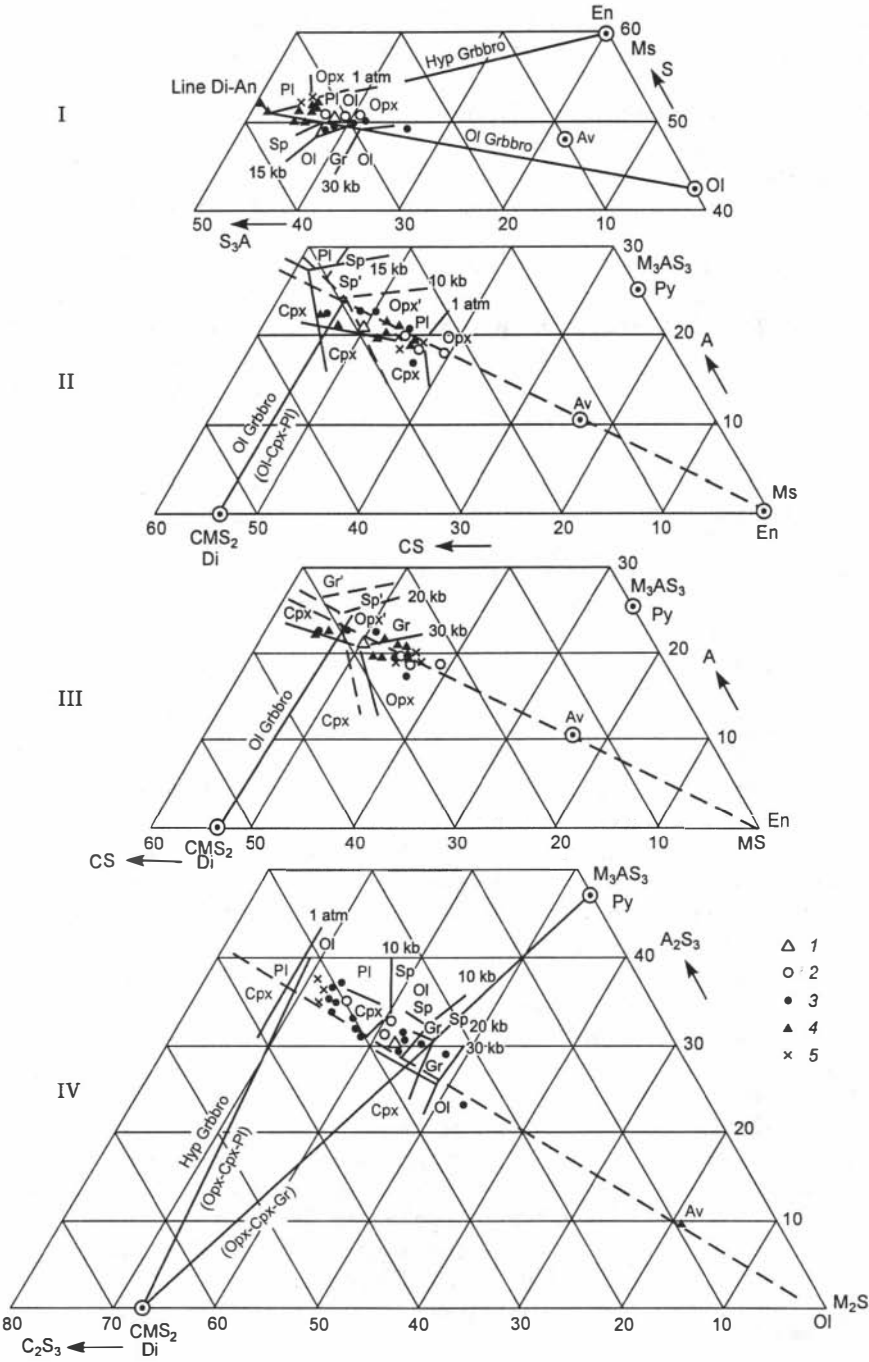
Рассмотрев особенности дифференциации в приповерхностных условиях, обратимся к роли фракционирования в интервале умеренных (3–10 кбар) и высоких (>10 кбар) давлений для коматиитоподобных магнезиальных базитовых магм северо-запада Сибирской платформы [Золотухин, 1980, 2000]. На диаграмме простой нормативной базальтовой системы (Ol–Cpx–Pl) при малом давлении [Кокс и др., 1982] фигуративные точки соответствующих им пород образуют тренд. Он четко указывает на эволюционность составов от пикритовидных до нормальных базальтов и долеритов, включая составы всего ряда “интрузивных типов” траппов [Структуры траппов..., 1976]. При пересчете нормативного гиперстена на нормативный оливин устанавливается кучность точек составов нормальных базальтов, в том числе “среднего траппа”, приходящиеся на эвтектический состав данной тройной системы при давлении 1 атм. Скопление же точек средних составов гипербазит-базитовых интрузивов и эффузивов с участием средневзвешенного состава интрузива Норильск-1, очевидно, фиксирует на диаграмме местоположение эвтектики уже для глубинной магматической жидкости при повышенном давлении. Она заметно смещена на диаграмме по сравнению с эвтектикой при 1 атм в сторону оливина, причем его поле явно сокращается в пользу клинопироксена и плагиоклаза (возможно, шпинели или граната). Количественная оценка давлений проведена по специальным полибарическим фазовым диаграммам О’Хары [Кокс и др., 1982; О’Нара, 1968, 1977], из которых видно [Малюк, Золотухин, 1988], что состав нормальных трапповых эффузивов и большинства интрузивных типов отвечает диапазону давлений 0,001–10 кбар. Более подробно эти диаграммы комментируются далее. Можно утверждать, что в условиях повышенных давлений режимы кристаллизации магм различной магнезиальности существенно разнятся между собой. Начальные стадии кристаллизации наименее магнезиальных расплавов контролируются ликвидусным клинопироксеном, тогда как умеренно- и высокомагнезиальных магм – ликвидусным оливином. Дальнейшая кристаллизация низкомагнезиальных магм определяется котектикой Cpx + Орх, умеренно магнезиальных – Ol + Cpx, а высокомагнезиальных – котектикой Ol + Орх  $\pm$  Cpx (см.: [Малюк, Золотухин, 1988, рис. 1]).

Переходя к оценкам вероятного фракционирования коматиитоподобных магнезиальных базитовых магм Сибирской платформы в условиях высоких давлений (>10 кбар), остановимся подробнее на полибарических фазовых диаграммах О’Хары [Кокс и др., 1982; О’Нара, 1968, 1977], которые представляют собой сечения тетраэдра CMAS-модификацию четверной системы CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>. На рис. 3.4.3 представлена, в частности, проекция IV от энстатита в плоскость M<sub>2</sub>S–A<sub>2</sub>S<sub>3</sub>–C<sub>2</sub>S<sub>3</sub> в CMAS. На ней нанесены экспериментальные результаты парциального плавления четырехфазного мантийного лерцолита. Парциальное плавление такого типичного мантийного состава (см. Av на рис. 3.4.3) при 1 атм генерирует эвтектическую базальтовую жидкость в равновесии с Ol, Орх, Cpx и Pl, при 15 кбар эвтек-

тическая жидкость уже имеет меньше кремнезема и находится в равновесии с ассоциацией шпинельного лерцолита. Еще беднее  $\text{SiO}_2$  и богаче  $\text{MgO}$  выплавляемая жидкость при  $P = 30$  кбар, и минеральная ассоциация сменяется от шпинельного до гранатового лерцолита. О'Хара [O'Hara, 1968, 1977] использовал такие диаграммы для суждения о вероятной последовательности образования выплавов и остаточных составов в мантии во время ее прогрессивного парциального плавления, которые являются хорошей основой для анализа возможного плавления материала верхней мантии и направлений эволюции магмы при высоких давлениях. Как видно из диаграммы рис. 3.4.3, нанесенная на нее серия точек эффузивных и интрузивных траппов дает тренд в диапазоне давлений 1 атм–30 кбар. Интервалу давлений 15–30 кбар соответствуют гипербазит-базитовые составы пород, а интервалу 1 атм–10 кбар – нормальные по составу эффузивы и интрузивные типы. Фракция, соответствующая средневзвешенному составу интрузива Норильск-1, отвечает на диаграмме давлению 15–30 кбар. На сечении тетраэдра SMAS [Малюк, Золотухин, 1988, рис. 3] в проекции I от диопсида на плоскость  $\text{C}_2\text{A}-\text{M}-\text{S}$  можно видеть, что упомянутая серия точек также дает тренд в диапазоне давлений от 1 атм до 30 кбар, который располагается близко к плоскости оливинного габбро. Важно подчеркнуть, что точки составов наиболее распространенных базальтов и интрузивных долеритов ложатся на фазовые границы для 1 атм, а серия точек интрузивных типов растягивается в интервале 15–30 кбар. Поскольку в проекциях II, III от оливина на плоскость  $\text{CS}-\text{MS}-\text{A}$  происходит перекрытие фазовых границ для различных давлений, поэтому они были представлены двумя диаграммами для диапазонов 1 атм–15 кбар и 20–30 кбар соответственно. Можно было видеть (см.: [Там же]), что вся полоса составов исследуемых базитов располагается вдоль линии, проведенной через точки En и Av. Вдоль этой же линии располагаются точки трехфазовых равновесий для всего диапазона давлений. Точки составов гипербазит-базитовых интрузивов и эффузивов находятся в интервале давлений 20–30 кбар и более. Точка средневзвешенного состава интрузии Норильск-1 практически совпадает с трехфазовой точкой для 30 кбар, в то время как нормальные эффузивы и большинство интрузивных типов находятся в диапазоне давлений 1 атм–10 кбар. Расположение здесь всех точек составов пород указывает, что они могут быть фракциями глубинного расплава, состав которых определялся в значительной мере фракционированием не только оливина (см. рис. 3.4.3), но и ортопироксена.

Как говорилось выше, изучение фракционирования коматитов во всем спектре их составов для глубинных условий (умеренных и высоких давлений) базировалось в основном на экспериментальных данных. Приведенные нами выше данные по коматитоподобным магнезиальным базитовым расплавам северо-западной части Сибирской платформы уже непосредственно указывают на: 1) сам факт осуществления природного глубинного фракционирования исходного расплава, проявляющегося на упомянутых диаграммах в тренде дочерних фракций (см. рис. 3.4.3); 2) ориентировочный состав расплава, исходного для серии траппов, который близок к средневзвешенному составу реальной дифференцированной гипербазит-базитовой интрузии Норильск-1 [Золотухин, Лагута, 1985]; 3) вероятный диапазон давлений, в котором осуществляется фракционирование исходного расплава от 30 кбар до 1 атм; 4) фракционирование в глубинных условиях под контролем кристаллизующегося оливина и ортопироксена (в соотношении  $\sim 70:30$ ), что





**Рис. 3.4.3.** Полибарическая фазовая диаграмма О'Хара [Кокс и др., 1982; О'Нара, 1968] для магматитов Сибирской платформы.

I – в проекции от диопсида на плоскость  $C_2A-M-S$ ; II, III – в проекции от оливина на плоскость  $CS-MS-A$ ; IV – в проекции от энстатита на плоскость  $C_2S_3-A_2S_3-M_2S$ . 1 – средневзвешенный состав интрузива Норильск-1; гипербазит-базитовые: 2 – эффузивы и 3 – интрузивы; типы траппов: 4 – интрузивные и 5 – эффузивные (см.: [Золотухин, Лагута, 1985]). Ост. объясн. в тексте и в работах [Кокс и др., 1982; О'Нара, 1968].

соответствует экспериментальным данным для умеренно- и высокомагнезиальных расплавов. Таким образом, принимаемая нами за исходную магнезиально-базитовая жидкость, реально проявляющаяся на поверхности, сама является фракцией еще более магнезиальной (20–30 %  $MgO$ ) глубинной магмы. Аргументом в пользу ее вторичной природы является очевидная подчиненность серии ее дочерних составов не гранатовому контролю, а оливиновому и ортопироксеновому. Это указывает на более магнезиальный исходный состав глубинного расплава. Отсюда следует также, что мантийным субстратом для него, очевидно, был не эклогит или пироксенит, а, скорее, гранатовый лерцолит. Все это имеет первостепенный интерес, ибо указывает на вероятный первичный источник для появления всего многообразия траппов на Сибирской платформе [Там же].

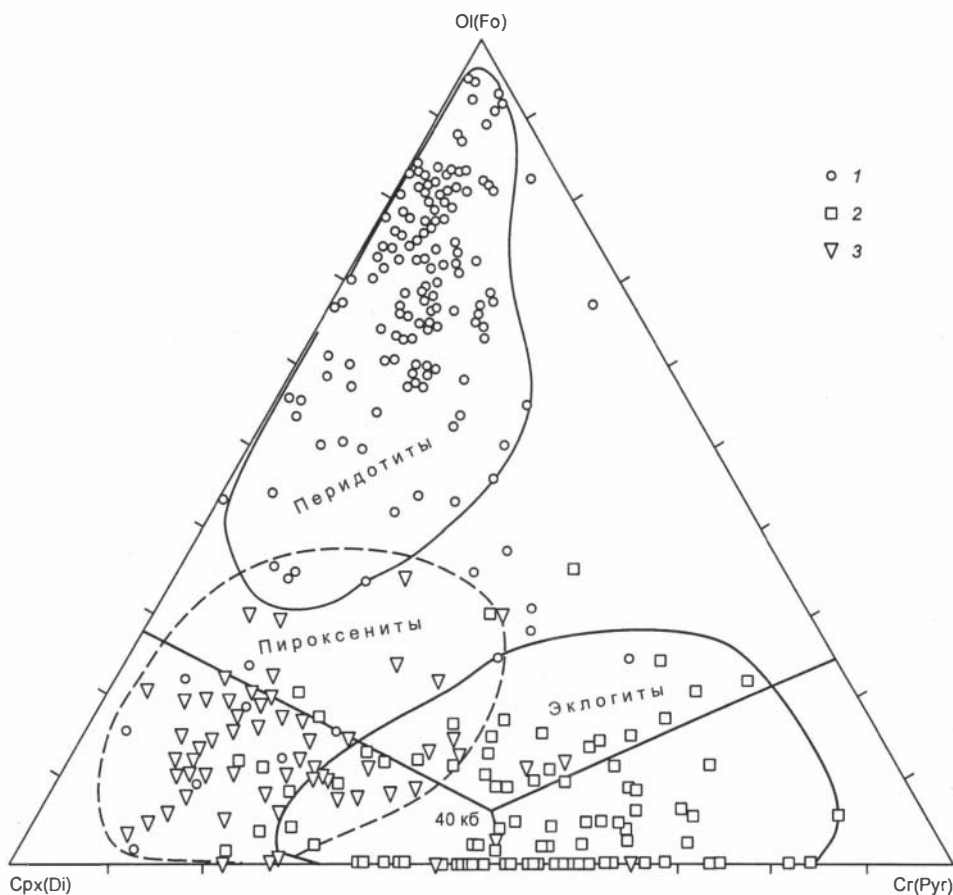
## Глава 4

# ОБЩАЯ МОДЕЛЬ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИИРУЮЩИХ БАЗИТОВ И УЛЬТРАБАЗИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

### 4.1. Мантийные ксенолиты как вероятные субстраты для первичных магм

Прежде чем обратиться к самим коматиитам и базальтам, кратко остановимся на вероятных мантийных субстратах, за счет плавления которых могут возникнуть выплавки интересующих нас составов. Модельные составы мантийного субстрата типа пиролита, гранатового перидотита, пироксенита и эклогита являются теоретическими допущениями, с которыми оперируют многие исследователи. Тем не менее наиболее достоверные сведения о вещественном составе мантийных субстратов можно получить, лишь изучая так называемые “отторженцы мантии” в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках, а также в потоках, дайках и трубках некоторых щелочных базитов [Соболев, 1974; Глубинные ксенолиты..., 1975; Владимиров и др., 1976; Геохимия..., 1980]. Главным признаком таких ксенолитов является высокobarический фазовый состав, отвечающий  $P$ – $T$ -условиям верхней мантии. Далеко не всегда из литературы, где приводятся химические составы таких ксенолитов, можно уяснить их точный фазовый состав. Поэтому мы применили некую аналогию системы CIPW для пересчета многочисленных данных по химическому составу таких ксенолитов на высокobarический фазовый состав, в который входят гранат (пироп-альмандиновое состава), клинопироксен (омфацитового состава  $Jd + (Wo + En + Fs)$ ), оливин (существенно форстеритового состава). Расчет норм высокobarических фаз при этом идет в последовательности  $Jd$ – $Gr$ – $Px$ – $Ol$  с распределением общего железа между ними по правилам CIPW, т. е. так же, как и при расчете составов коматиитов (см. гл. 3). Результаты такого расчета состава ксенолитов затем наносились на диаграмму для нормативных  $Ol$ – $Gr$ – $Cpx$  (рис. 4.1.1), совмещенную с диаграммой экспериментальной системы  $Fo$ – $Di$ – $Pyr$ , нанесенную по В.Т.С. Дэвису и Дж.Ф. Шереру [1971].

Как уже говорилось выше, на прогрессивной стадии плавления континентальной верхней мантии перидотитового состава непосредственно выплавляются жидкости с составом коматиитов. Однако совершенно нельзя исключать возможности участия в магмогенерации менее магнезиальных субстратов (пироксенитов, эклогитов), рассеянных в виде линз среди вовлекаемых в плавление перидотитов. Поэтому представляет интерес анализ тенденций плавления всего спектра субстратов на диаграмме  $Cpx$ – $Ol$ – $Gr$ . Для этого были пересчитаны на высокobarические нормы более 400 анализов разнообразных мантийных ксенолитов, опубликованных в ряде работ [Лутц, 1975; Владимиров и др., 1976; Геохимия..., 1980; и др.]. Распределение фигуративных точек мантийных ксенолитов на диаграмме  $Cpx$ – $Ol$ – $Gr$  (см.



**Рис. 4.1.1.** Высокобарический нормативный состав глубинных ксенолитов на диаграмме OI–Срх–Gr из кимберлитовых и базитовых трубок Азии [Соболев, 1974; Владимиров и др., 1976; Геохимия..., 1980].

1 – перидотиты, 2 – эклогиты, 3 – пироксениты. Котектические линии экспериментальной системы Fo–Di–Pyr даны по [Дэвис, Шерер, 1971].

рис. 4.1.1) существенно отличается от такового коматиитов (см. рис. 3.3.1). Наблюдается обширное поле пироксенитов, которое сливается с полем эклогитов и оливинных эклогитов, давая большой диапазон составов, тяготеющих к стороне Срх–Gr, и поле перидотитов и гранатовых перидотитов, располагающееся вдоль стороны Срх–OI. Промежуточные по составу породы составляют явно меньшую часть от всех упомянутых ксенолитов. Для безоливиновых и оливинсодержащих эклогитов выявляется гораздо более широкий спектр составов, чем для коматиитов.

Можно полагать, что значительное количество мантийных ксенолитов при плавлении не может дать жидкостей коматиитового состава и, следовательно, прямого отношения к таким выплавкам не имеет. Имеются в виду прежде всего иль-

менитовые оливиниты и дуниты, а также магнезиально-железистые эклогиты. В то же время часть богатых оливином или пироксеном пород может рассматриваться как реститы. Породы же с умеренными, приближающимися к “коматиитовым”, содержаниями трех высокобарических фаз могут рассматриваться как второстепенные члены областей магмообразования с доминирующим гранат-перидотитовым составом. Некоторые различия в спектрах составов коматиитов и мантийных ксенолитов в этом случае могут быть объяснены своеобразной нивелировкой последних при котектическом и ликвидусном плавлении. Одновременно из проведенного рассмотрения можно сделать еще один важный вывод. Дело в том, что в отличие от ксенолитов, как уже указывалось ранее и представлено на рис. 3.3.1, коматииты образуют на такой диаграмме четкий специфический узор, и эмпирические линии распределения составов в значительной мере увязываются с топологией известной экспериментальной диаграммы Fo–Di–Pyг для давления в 40 кбар [Дэвис, 1971; Дэвис, Шерер, 1971]. Отсюда следует, что сами мантийные субстраты в свое время должны были возникать путем каких-то иных механизмов, чем сопоставляемые с ними коматииты. Скорее всего, это не было парциальным плавлением однородного первичного, вероятно, хондритового материала, исходного для формирования протопланеты. Точнее сказать, формирование мощной мантийной оболочки Земли на ранней стадии протекало, вероятно, без существенного участия парциальных выплавов первичного хондритового материала. Что касается вышележащего базальтового слоя земной коры, то без прямого или косвенного участия процесса парциального плавления мантийных субстратов его формирование, по-видимому, невозможно уже на ранней стадии. Тем более это справедливо для коматиитовых и базальтовых излияний, начиная, во всяком случае, от позднего архея и протерозоя и до массовых проявлений флудбазальтов фанерозоя, к которым относятся и обсуждаемые здесь грандиозные проявления траппов.

## **4.2. Роль процессов ассимиляции корового материала и изотопия**

### **4.2.1. Некоторые проблемы континентального глубинного магмогенеза**

Понятно, что чем более высокотемпературны поднимающиеся к поверхности глубинные расплавы, тем более реакционноспособны они с окружающими коровыми породами. Прямая зависимость здесь наблюдается с магнезиальностью таких глубинных расплавов, причем коматиитовые расплавы должны быть намного более потенциально реакционноспособными, чем нормальные толеитовые базальтовые с одноименными коровыми породами. Следует подчеркнуть, что уже в начале 80-х гг. опубликованы данные о контаминации коматиитовых магм в результате термальной эрозии ложа [Leshner et al., 1981], а в дальнейшем были обнаружены признаки загрязнения коматиитовых магм сиалическим коровым материалом и до излияния, в процессе подъема по подводящим каналам [Arndt, Genner, 1986; Hupper et al., 1984]. Рассматривались также случаи образования коматиитов в результате смешения магм коматиитовой и толеитовой серий [Arndt, Nesbitt, 1984]. Очевидно, справедливо коматииты были названы “запыленным окном в архейскую мантию” [Arndt, 1985]. Наиболее заметны результаты контаминации, когда главные и рассеянные элементы, а также изотопные составы (Sr, Nd, Pb) вмещающих пород

значительно отличаются от таковых магмы. Континентальные толеиты, по сравнению с океаническими, заметно обогащены  $\text{SiO}_2$  и несовместимыми элементами и могут иметь изотопные составы (Sr, Nd, Pb), подобные континентальным коровым породам [Campbell, 1985]. Уже отмечались [Huppert, Sparks, 1985] возможные пути взаимодействия коровых пород с мантийными магмами: смешение в магматических камерах и проводниках парциальных расплавов из коровых и мантийных источников, а также расплавление и ассимиляция блоков вмещающих пород в магме. Поскольку магма при плавлении боковых пород затрачивает тепловую энергию, она охлаждается и начинает кристаллизоваться, причем часто ассимиляция ассоциируется в магматических камерах с проявлением фракционной кристаллизации [De Paolo, 1981]. Отсюда следует, что масштабы ассимиляции холодных пород ограничены величиной тепловой энергии магмы и, как правило, незначительны, поскольку магмы редко бывают перегреты. По имеющимся подсчетам, максимальное количество контамината редко превышает 10–20 %, что соответствует оценкам с использованием других независимых методов (см. гл. 3). Контаминация имеет избирательную тенденцию в пользу пород с низкой температурой плавления, причем более эволюционированная (более холодная) магма охотнее ассимилирует более легко плавящиеся коровые породы, а более высокотемпературные пикриты способны ассимилировать породы более широкого диапазона типов пород [Huppert, Sparks, 1985]. Следует иметь в виду, что водные флюиды, как продукты дегидратации нагретых боковых пород, попадая в магму, могут осуществлять избирательную контаминацию элементов, которые приносятся флюидной фазой [Patchett, 1980]. Важно отметить, что селективная контаминация щелочных элементов, таких как калий, может возникнуть при взаимодействии с боковыми породами при наибольшей их химической диффузии [Watson, 1982].

Известны два противоположных типа коровой контаминации в континентальных базальтовых провинциях [Huppert, Sparks, 1985]:

1. Там, где контаминация ассоциирует с фракционной кристаллизацией в магматических камерах, и тепло, выделяющееся при кристаллизации, позволяет плавиться вмещающим породам. В литературе [De Paolo, 1981] этот процесс получил обозначение AFC (ассимиляция и фракционная кристаллизация). Для него в сериях вулканических пород намечаются положительные корреляции между индексами дифференциации ( $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  и  $\text{SiO}_2$ ) и отношений несовместимых редких элементов или изотопных отношений Sr, Nd, Pb, отражающих контаминацию.

2. Там, где контаминация проявляется слабо в очагах, располагающихся в основании коры или внутри верхней мантии, и процессы фракционной кристаллизации могут протекать без существенной коровой контаминации, поскольку нет резкого контраста с составом боковых пород. Как было показано многими авторами, исследования радиогенных и стабильных изотопов, а также геохимии редких элементов играют важную идентифицирующую роль для коровой контаминации в петрогенезисе вулканических серий, хотя и не всегда при этом получают однозначные доказательства о природе процесса контаминации [Wilson, 1989]. При сопоставлении на пауковых диаграммах для 15 % контаминированных базальтов с неконтаминированной магмой [Wilson, 1989] проявляются важные особенности относительно признаков коровой контаминации в толеитовых базальтах. Так, элементы Ti, Tb, Y, Tm и Yb немодифицируются даже при существенных степенях контаминации.

В то же время целая группа элементов от Ва до Нf является вариабельной в обогащении контаминированных магм. Составы Nb-Ta через узоры пауковых диаграмм характеризуют все магмы, которые контаминировались континентальными коровыми породами. Ниже остановимся на двух конкретных примерах результатов изучения проявившейся контаминации в траппах Сибири и Декана.

Наиболее полный и показательный разрез вулканогенных пермско-триасовых траппов вскрыт в последнее время многими глубинными скважинами в Норильском районе (северо-западная часть Сибирской платформы). Напомним, что толща базальтов здесь в свое время [Годлевский, 1959] была разделена на ряд свит. В настоящее время (снизу вверх) выделяются следующие: ивакинская (iv), сыверминская (sv), гудчихинская (gd), туклонская (tc), надеждинская (nd), моронговская (mr), мокулаевская (mk). По обнажениям известны полные разрезы также хараелахской (hr), кумгинской (km) и самоедской (sm) свит. Существенно туфогенной свитой является маломощная хаканчанская (hk), располагающаяся между гудчихинской и туклонской, причем последняя проявляется далеко не во всех разрезах района. Геохимическая изученность толщи базальтов сильно продвинулась в последние годы (см.: [Траппы..., 1986; Альмухамедов, Золотухин, 1989; Альмухамедов и др., 1989; и др.], особенно – в комплексе с зарубежными геохимиками [Lightfoot et al., 1990; Naldrett et al., 1991; и др.]. Из прецизионных геохимических материалов последних следует допущение существенного участия процесса контаминации коровых пород в средней части вулканогенного разреза. К сожалению, такими же исследованиями тогда не были охвачены три самые верхние свиты (хараелахская, кумгинская и самоедская), а также туклонская. По каждой из остальных свит, помимо всей группы РЗЭ, имеются данные по содержаниям Ni, Cu, Cr, Co, Sc, V, Zn, Pb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, U, Ta, Hf. По каждой свите ими использовались Mg-номер,  $TiO_2$ , Ce как показатели фракционной кристаллизации, а также отношения Ce/Yb, Sm/Nb, La/Sm и Gd/Yb – как индикаторы взаимодействия коровых и магматических компонентов и природы процессов такого взаимодействия. Устанавливаемые на полученном материале стабильность Mg-номера и систематические изменения содержаний РЗЭ от основания надеждинской до кровли мокулаевской свит показывают, согласно цитированным авторам, что “фракционная кристаллизация низкого давления не играла главной роли в контролировании вещественных вариаций в толетитовых магмах, но принимала участие в контролировании эволюции Ивакинской и Сыверминской свит” [Там же].

Таким образом, исключается “фракционирование одного типа магмы или различной степени парциального плавления гомогенного мантийного источника” [Там же]. Авторы связывают вещественные вариации с прогрессивным уменьшением в верхней части разреза степени контаминации мокулаевского магматического типа. Как следует из обширной литературы [Mahoney et al., 1982; Cox, Hawkesworth, 1984; и др.], магмы, контаминированные коровыми породами по сравнению с неконтаминированными магмами, имеют более высокие содержания  $SiO_2$ ,  $K_2O$ , Rb, Ba, Th и обеднены  $TiO_2$ . Используя модель смешения для вариаций главных элементов, цитируемые авторы показали, что состав средней “надеждинской” магмы получается при добавлении к “мокулаевской” 23 % тоналита, моделирующего коровый контаминат. На диаграммах индикаторных соотношений целого ряда редких элементов Gd/Yb–La/Sm, Ce/Yb–Ce (ppm), Ce/Yb–Sm/Nd, Th/Y–Ta/Yb [Lightfoot

et al., 1989, fig. 6], тренд базальтов от мокулаевской через моронговскую к надеждинской свитам расположился четко на тренде коровой контаминации. Магма мокулаевского типа, взаимодействуя с прогрессивно уменьшающимся количеством корового материала, давала “надеждинский” контаминированный и “моронговский” слабо контаминированный (переходный) типы магм.

Чтобы расплавить окружающие вмещающие породы, магма должна быть либо сильно перегретой (что маловероятно), либо использовать для этого скрытую теплоту кристаллизации. Тепло, выделяющееся при фракционной кристаллизации, могло привести соответственно к некоторой ассимиляции вмещающих пород [De Paolo, 1981]. В дальнейшем было показано [Devey, Cox, 1987], что и равновесная кристаллизация может произвести достаточно тепла, чтобы начать плавить вмещающие породы. Таким образом, толеитовые базальты верхних трех свит, составляющих около 1700 м, имеют четкие вещественные вариации благодаря процессам ассимиляции, но без параллельного фракционирования кристаллов. Уместно подчеркнуть, что поскольку рассматриваемые лавы не являются примитивными, то процессы ассимиляции должны были пройти уже после фракционирования, идущего в глубинных магматических камерах, причем состав магмы там был буферирован фракционирующими фазами [Cox, 1980]. Отмечено, что объем кристаллизации ликвидусных минералов в подводящих каналах снижается со временем. Соответственно в более ранних толеитах скрытое тепло кристаллизации благоприятствует ассимиляции, в поздних оно отсутствует, так как кристаллизации еще нет. Таким образом, мокулаевская магма, скорее всего, является не первичной магмой, а лишь жидкой фракцией глубинной исходной материнской магмы. Это же, по-видимому, можно сказать и о более ранней фракции, представляющей гудчихинскую свиту. Что касается сыверминской и ивакинской, то, как содержащие субщелочные и щелочные лавы, они имеют свою специфику формирования, и это отдельная тема для обсуждения.

Общая картина напоминает случай контаминации, ранее описанный в деканских траппах в районе Махабалешвара, Западные Гаты, Индия [Cox, Hawkesworth, 1984]. Из трех формаций разреза здесь самая нижняя Поладпур представляется возникшей за счет контаминации вышележащего магматического типа формации Амбенали материалом древней гранитной коры. Для базальтов Поладпура характерны высокие значения Ba, Rb, Zr/Nb,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7043–0,7116) и низкие Sr,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (+2,6 до –17,4). Перекрывающие их базальты формации Амбенали имеют низкие оценки Ba, Rb, Sr, Zr/Nb,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7038–0,7043) и высокие  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (+4,7 до +6,4), что может интерпретироваться как неконтаминированные мантийные производные, слабо обогащенные редкими элементами, относительно источника MORB. Базальты самой верхней формации Махабалешвар обогащены Ba, Rb, K, Si и Sr имеют более низкое Zr/Nb относительно базальтов Амбенали при  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,7040–0,7056 и  $\epsilon_{\text{Nd}}$  от +7,1 до –3,0. В отличие от базальтов Поладпура наблюдается положительная корреляция Sr и несовместимых элементов в базальтах Махабалешвара. Близость последних к мантийному ряду на диаграммах по Sr и Nd (рис. 4.2.1, а), также подтверждает, что они являются производными мантийных магм, претерпевших относительно небольшую контаминацию. Максимальная контаминация оценивается в формации Поладпур (~6–12 мас.%), а в разрезе в целом порядка 2–3 % [Cox, Hawkesworth, 1984]. Интересно подчеркнуть, что на упомянутой диаграмме (см.



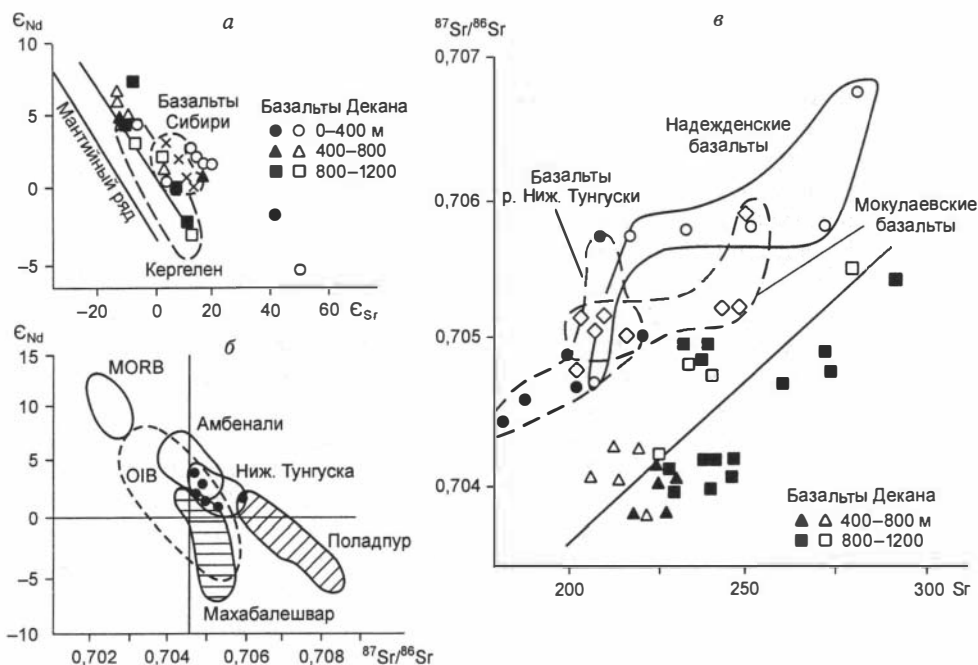


Рис. 4.2.1. Сравнительные диаграммы с участием изотопов Sr для траппов Декана и Сибири.

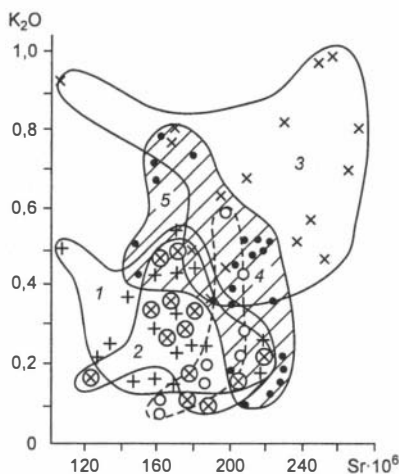
*a* – первичные вариации  $\epsilon_{Nd}$  и  $\epsilon_{Sr}$  в деканских базальтах [Cox, Hawkesworth, 1984]. Интервалы по высоте 0–400, 400–800 и 800–1200 м соответствуют формациям Поладпур, Амбенали и Махабалешвар. Темные символы – данные по [Cox, Hawkesworth, 1984]; светлые символы по [Mahoney et al., 1982]; прочие символы – для пермско-триасовых базальтов Тунгусской синеклизы Сибирской платформы по [De Paolo, Wasserburg, 1979]; *б* – изотопная вариационная диаграмма Nd–Sr [Wilson, 1989] для флудбазальтов Деканской трапповой провинции Индии [Cox, Hawkesworth, 1985] и сибирских траппов [De Paolo, Wasserburg, 1979]; *в* – первичные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  относительно Sr мг/г в деканских базальтах в верхних 800 м: 400–800 м отвечают формации Амбенали и 800–1200 м – формации Махабалешвар. Темные символы – данные по [Cox, Hawkesworth, 1984], светлые – по [Mahoney, 1982], точки – для пермско-триасовых базальтов Тунгусской синеклизы Сибирской платформы [De Paolo, Wasserburg, 1979], прочие символы для базальтов надеждинской и мокулаевской свит Норильского района Сибирской платформы, данные по [Альмухамедов и др., 1992; Lightfoot et al., 1989].

рис. 4.2.1, *a*) очень близко к точкам базальтов формации Поладпур располагаются точки сибирских базальтов из разреза по р. Ниж. Тунгуске (данные [De Paolo, Wasserburg, 1979]), точнее занимая промежуточное положение между базальтами Поладпура и Махабалешвара.

На диаграмме Sr (мг/г)– $^{87}Sr/^{86}Sr$  (см. рис. 4.2.1, *в*) точки сибирских базальтов в бассейне р. Ниж. Тунгуски располагаются на значительном удалении от тренда мантийного ряда, устанавливаемого для траппов Декана, вероятно, указывая на возможную их контаминацию. Наконец, на диаграмме  $K_2O$  (мас.%)– $Sr \cdot 10^6$  можно видеть (рис. 4.2.2), что, несмотря на значительный рассев для базальтов Поладпура,

**Рис. 4.2.2.** Сравнительная диаграмма  $K_2O$  относительно Sr для траппов Декана и Сибири.

Точки (поле 5) – для образцов деканских траппов из формации Поладпур в интервале высот между 0 и 400 м (по: [Сох, Hawkesworth, 1984]), прочие символы – для базальтов Сибирской платформы: поле 4 – по Тунгусской синеклизе [De Paolo, Wasserburg, 1979], по Норильскому району (надеждинская (поле 3), мокулаевская (поле 1) и моронговская (поле 2) свиты (по [Траппы..., 1986])).



намечается общая тенденция к отрицательной корреляции. Для сибирских базальтов, как для разрезов по р. Нижней Тунгуске (данные [De Paolo, Wasserburg, 1979]), так и северо-западной части Сибирской платформы [Траппы..., 1986] рассеив точек еще больше, и тенденции к отрицательной корреляции для отдельных свит почти не выявляются. В то же время в общей совокупности трех наиболее мощных макроскопически монотонных толеитовых свит северо-западной части платформы намечается общая последовательность с положительной корреляцией от надеждинской к моронговской и мокулаевской, причем ореол точек моронговской оказывается полностью перекрытым ореолом мокулаевской свиты. Таким образом, намечается в этом направлении последовательность мантийного ряда для сибирских траппов, причем в мокулаевской свите концентрации  $K_2O$  и Sr минимальны, а в надеждинской свите – максимальны. Следует также отметить: для базальтов из разрезов по р. Нижней Тунгуске выявлены [De Paolo, Wasserburg, 1979] интервалы по изотопии  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,7048–0,7060),  $\epsilon_{Nd}$  (от +0,5 до +3,4) и  $\epsilon_{Sr}$  (от +3,8 до 14,1), которые как будто бы не указывают на возможный существенный гибридизм этих базальтов. В северо-западной части Сибирской платформы по новым данным [Альмухамедов и др., 1992] в базальтах надеждинской свиты диапазон величин  $^{87}Sr/^{86}Sr$  составляет 0,7064–0,7102, в то время как вышележащие свиты – в диапазоне 0,7051–0,7062. Интересно, что под надеждинской свитой базальты (в том числе пикритовые) гудчихинской свиты дают диапазон 0,7058–0,7086, а еще ниже лежащие субщелочные базальты сыверминской и ивакинской свит – 0,7064–0,7089 [Там же]. Судя по этим близким диапазонам значений отношения изотопов стронция, можно предполагать участие гибридизма и в базальтах донадеждинских свит этого опорного разреза, но несколько меньшей интенсивности.

#### 4.2.2. Изотопия Sr, Nd и Pb траппов Сибири и общие проблемы петрологии траппов

Как известно [De Paolo, Wasserburg, 1979; Hawkesworth et al., 1984; Basu et al., 1991; и др.], для решения петрологических проблем глубинного магматизма Земли в последнее время все шире применяется комплексная изотопия Sr, Nd и Pb. Не является исключением в этом и проблема генезиса флудбазальтов (траппов). Если в других провинциях флудбазальтов имеются уже определенные успехи, то для

Таблица 4.2.1

**Rb-Sr изотопные составы и данные по концентрациям для сибирских флудбазальтов  
[Sharma et al., 1992]**

| Образец                    | Высота, м | Свита | Rb, г/т | Sr, г/т | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ |
|----------------------------|-----------|-------|---------|---------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| 1                          | 2         | 3     | 4       | 5       | 6                                   | 7                                   |
| <b>Путоранский район</b>   |           |       |         |         |                                     |                                     |
| Разрез по оз. Аян          |           |       |         |         |                                     |                                     |
| 1                          | 1040      | nr    | 1,93    | 153,7   | 0,704877                            | 0,704752                            |
| 2                          | 980       | nr    | 10,17   | 176,1   | 0,705509                            | 0,704932                            |
| 3                          | 960       | nr    | 3,65    | 168,9   | 0,704831                            | 0,704615                            |
| 6                          | 582       | nr    | 5,72    | 171,3   | 0,705411                            | 0,705077                            |
| 7                          | 270       | hm    | 2,97    | 195,3   | 0,705232                            | 0,705080                            |
| 8                          | 0         | hm    | 7,94    | 215,6   | 0,705568                            | 0,705200                            |
| Разрез по р. Аян           |           |       |         |         |                                     |                                     |
| 9                          | 200       | hm    | 2,22    | 167,7   | 0,705304                            | 0,705172                            |
| 11                         | 0         | hm    | 4,66    | 193,9   | 0,705338                            | 0,705098                            |
| 12                         | -50       | an    | 9,76    | 193,8   | 0,706499                            | 0,705996                            |
| 13                         | -100      | an    | 2,56    | 186,0   | 0,705314                            | 0,705176                            |
| 14                         | -280      | an    | 0,65    | 164,4   | 0,705050                            | 0,705010                            |
| 15                         | -400      | an    | 4,86    | 179,3   | 0,705443                            | 0,705172                            |
| 16                         | -510      | an    | 1,88    | 178,1   | 0,705067                            | 0,704962                            |
| 17                         | -620      | an    | 5,33    | 195,0   | 0,706311                            | 0,706038                            |
| 18                         | -650      | an    | 3,17    | 191,2   | 0,705292                            | 0,705126                            |
| 19                         | -700      | an    | 24,09   | 631,5   | 0,704415                            | 0,704034                            |
| 20                         | -750      | an    | 5,26    | 204,9   | 0,706028                            | 0,705771                            |
| Разрез по оз. Собачьему    |           |       |         |         |                                     |                                     |
| 21                         | 875       | nr    | 7,24    | 167,4   | 0,705061                            | 0,704629                            |
| 23                         | 460       | hm    | —       | —       | 0,705001                            | 0,704685                            |
| 24                         | 0         | hm    | 9,46    | 194,0   | 0,705797                            | 0,705310                            |
| 27                         | -280      | an    | 5,14    | 188,2   | 0,706058                            | 0,705785                            |
| Разрез по р. Котуй         |           |       |         |         |                                     |                                     |
| 28                         | 600       | nr    | 8,86    | 159,9   | 0,705698                            | 0,705145                            |
| 29                         | 420       | hm    | 6,18    | 164,2   | 0,705473                            | 0,705097                            |
| 30                         | -280      | an    | 1,56    | 168,5   | 0,705309                            | 0,705217                            |
| 31                         | -550      | an    | 7,89    | 229,3   | 0,707953                            | 0,707609                            |
| <b>Норильские базальты</b> |           |       |         |         |                                     |                                     |
| Разрез по оз. Глубокому    |           |       |         |         |                                     |                                     |
| 32                         | -650      | mo    | 5,88    | 207,9   | 0,705397                            | 0,705114                            |
| 33                         | -700      | mo    | 3,69    | 202,7   | 0,705249                            | 0,705067                            |
| 35                         | -770      | nd    | 14,29   | 216,9   | 0,707106                            | 0,706448                            |
| 37                         | -810      | nd    | 21,61   | 200,6   | 0,706840                            | 0,705763                            |
| 38                         | -830      | nd    | 41,55   | 233,9   | 0,710468                            | 0,708693                            |

Окончание табл. 4.2.1

| 1                              | 2     | 3  | 4     | 5     | 6        | 7        |
|--------------------------------|-------|----|-------|-------|----------|----------|
| <b>Норильские базальты</b>     |       |    |       |       |          |          |
| <b>Разрез по оз. Глубокому</b> |       |    |       |       |          |          |
| 39                             | –850  | tu | 4,33  | 272,3 | 0,705764 | 0,705605 |
| 41                             | –890  | tu | 9,38  | 224,8 | 0,705518 | 0,705398 |
| 42                             | –940  | gd | 3,16  | 221,2 | 0,703381 | 0,703238 |
| 44                             | –980  | sv | 77,12 | 601,3 | 0,706660 | 0,704378 |
| 45                             | –1000 | sv | 12,89 | 525,0 | 0,705284 | 0,705039 |
| 46                             | –1020 | iv | 47,24 | 397,5 | 0,707171 | 0,705983 |
| 47                             | –1040 | iv | 18,89 | 452,1 | 0,705624 | 0,705206 |

**Примечание.** Здесь и в табл. 4.2.2 наименования свит пород: неракарская (nr), хоннамакитская (hm), аянская (an), моронговская (mo), надеждинская (nd), туклонская (tu), гудчихинская (gd), сыверминская (sv) и ивакинская (iv). Относительная стратиграфическая высота устанавливалась при взятии образцов от основания хоннамакитской свиты как репера. Точность определения Sr менее 0,5 %, для Rb – менее 1 %.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$  – измеренные отношения исправлены на эффекты фракционирования масс, используя  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$ . Sr стандарт NBS-987, анализированный во время приближенных исследований, дает  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710235$ .  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  – исправление на возраст отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , допускающая, что породы кристаллизовались 248 млн лет назад. Для исходных Sr изотопных составов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  допускалось 0.092.

траппов Сибири в этом направлении пока сделаны лишь первые шаги [De Paolo, Wasserburg, 1979b; Sharma et al., 1991, 1992].

Перечислим главные проблемы, требующие применения упомянутых изотопных методов: 1) оценка глубины зарождения базитовых и ультрабазитовых расплавов для флудбазальтовых провинций; 2) степень контаминированности возникших расплавов материалом земной коры при подъеме к поверхности Земли; 3) механизм их подъема – диапиры (плюмы) или декомпрессия; 4) возможность участия различных резервуаров в возникновении огромных масс флудбазальтов; 5) участие хондритового материала, деплетированной мантии и субконтинентальной литосферной мантии в генерации флудбазальтов; 6) доказательства участия процессов парциального плавления, фракционной кристаллизации и контаминации глубинного мантийного материала; 7) возможность избирательной контаминации при прохождении глубинных расплавов через земную кору; 8) вероятные изотопные характеристики плюмов и вероятная стадийность эволюции плюмовых источников (по изотопам Pb). Ответ на эти крупные проблемные вопросы попытались в какой-то мере дать М. Шарма и А. Басу (Рочестер, США), основываясь на детальной коллекции Г.В. Нестеренко (ГЕОХИ РАН, Москва) по траппам северо-западной части Сибирской платформы. Основные их результаты [Sharma et al., 1992] и комментариев будут изложены ниже.

В табл. 4.2.1 и 4.2.2 представлены соответственно Rb-Sr и Sm-Nd изотопные составы и данные по концентрациям этих элементов для сибирских флудбазальтов. Здесь же приводятся местонахождения разрезов, слагающие их свиты базальтов, и стратиграфическая высота анализированных образцов. Для всех исследованных образцов приводятся скорректированные по возрасту (248 млн лет) данные

Таблица 4.2.2

**Sm-Nd изотопные составы и данные по концентрациям  
для сибирских флудбазальтов (по: [Sharma et al., 1992])**

| Образец                        | Высота, м | Свита | Sm, г/т | Nd, г/т | ( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>m</sub> | Nd(t)/d |
|--------------------------------|-----------|-------|---------|---------|------------------------------------------------------|---------|
| 1                              | 2         | 3     | 4       | 5       | 6                                                    | 7       |
| <b>Путораиский район</b>       |           |       |         |         |                                                      |         |
| <b>Разрез по оз. Аян</b>       |           |       |         |         |                                                      |         |
| 1                              | 1040      | nr    | 2,620   | 9,947   | 0,512737                                             | +2,92   |
| 2                              | 980       | nr    | 2,925   | 9,925   | 0,512727                                             | +2,36   |
| 3                              | 960       | nr    | —       | —       | 0,512714                                             | +2,33   |
| 6                              | 582       | nr    | 2,770   | 9,140   | 0,512634                                             | +0,35   |
| 7                              | 270       | hm    | 2,730   | 9,990   | 0,512677                                             | +1,76   |
| 8                              | 0         | hm    | 3,207   | 11,655  | 0,512658                                             | +1,35   |
| <b>Разрез по р. Аян</b>        |           |       |         |         |                                                      |         |
| 9                              | 200       | hm    | 3,151   | 11,098  | 0,512691                                             | +1,83   |
| 10                             | 120       | hm    | 3,667   | 13,241  | 0,512638                                             | +0,93   |
| 11                             | 0         | hm    | 3,030   | 11,100  | 0,512632                                             | +0,89   |
| 12                             | -50       | an    | 3,416   | 13,452  | 0,512516                                             | -1,01   |
| 13                             | -100      | an    | 2,867   | 10,554  | 0,512661                                             | +1,48   |
| 14                             | -280      | an    | 2,934   | 10,553  | 0,512696                                             | +2,04   |
| 15                             | -400      | an    | 2,67*   | 9,37*   | 0,512734                                             | +2,65   |
| 16                             | -510      | an    | 2,650   | 10,100  | 0,512688                                             | +2,18   |
| 17                             | -620      | an    | 2,935   | 11,530  | 0,512483                                             | -1,67   |
| 18                             | -650      | an    | 2,630   | 9,920   | 0,512669                                             | +1,37   |
| 19                             | -700      | an    | 11,276  | 58,409  | 0,512620                                             | +2,18   |
| 20                             | -750      | an    | 2,728   | 11,281  | 0,512509                                             | -0,92   |
| <b>Разрез по оз. Собацкому</b> |           |       |         |         |                                                      |         |
| 21                             | 875       | nr    | 3,056   | 11,619  | 0,512699                                             | +2,39   |
| 23                             | 460       | hm    | (2,86)  | (9,10)  | 0,512733                                             | +2,07   |
| 24                             | 0         | hm    | (2,82)  | (9,50)  | 0,512702                                             | +1,78   |
| 27                             | -280      | an    | 3,056   | 11,619  | 0,512586                                             | +0,18   |
| <b>Разрез по р. Котуй</b>      |           |       |         |         |                                                      |         |
| 28                             | 600       | nr    | 3,293   | 11,535  | 0,512687                                             | +1,72   |
| 29                             | 420       | hm    | 3,225   | 11,295  | 0,512688                                             | +1,74   |
| 30                             | -280      | an    | 2,871   | 10,440  | 0,512697                                             | +2,12   |
| 31                             | -550      | an    | 2,95*   | 12,9*   | 0,512252                                             | -5,68   |
| <b>Норильские базальты</b>     |           |       |         |         |                                                      |         |
| <b>Разрез по оз. Глубокому</b> |           |       |         |         |                                                      |         |
| 32                             | -650      | mo    | 2,360   | 8,340   | 0,512690                                             | +1,83   |
| 33                             | -700      | mo    | 2,994   | 10,935  | 0,512691                                             | +2,02   |
| 35                             | -770      | nd    | 3,241   | 13,440  | 0,512394                                             | -3,15   |
| 37                             | -810      | nd    | —       | —       | 0,512557                                             | -0,38#  |

Окончание табл. 4.2.2

| 1                              | 2     | 3  | 4      | 5      | 6        | 7      |
|--------------------------------|-------|----|--------|--------|----------|--------|
| <b>Норильские базальты</b>     |       |    |        |        |          |        |
| <b>Разрез по оз. Глубокому</b> |       |    |        |        |          |        |
| 38                             | –830  | nd | 3,977  | 18,584 | 0,512113 | –8,11  |
| 39                             | –850  | tu | 0,73*  | 2,901  | 0,512527 | –0,75  |
| 41                             | –890  | tu | –      | –      | 0,512596 | +0,38# |
| 42                             | –940  | gd | 2,769  | 9,992  | 0,512885 | +5,75  |
| 44                             | –980  | sv | 5,24*  | 24,7*  | 0,512356 | –3,33  |
| 45                             | –1000 | sv | –      | –      | 0,512384 | –2,71  |
| 46                             | –1020 | iv | 10,228 | 50,436 | 0,512339 | –3,51  |
| 47                             | –1040 | iv | 5,640  | 27,100 | 0,512465 | –1,13  |

Примечание. Концентрации Sm и Nd со звездочками анализировались, используя ICP/MS (точность определения менее 3 %), концентрации Sm и Nd – INNA (точность для Sm = 5 %, Nd = 12 %).  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$  – измеренные  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  исправлены для фракционирования масс, используя отношение  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ . Nd стандарт, Ла Джолла анализированный во время этого исследования, давал  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511854$ . Nd(t)d – относится к 0,1 % отклонения от CHUR ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ ), и исправления по возрасту, допуская, что породы кристаллизовались при 248 млн лет. Nd(t) рассчитано, допуская  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,17$  для (3). Норильские базальты имеют тенденцию быть более обогащенными. Таким образом, Nd(t) оценен, используя  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,16$  (37 и 41) и 0,13 (45 также как 44).

по  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и Nd. В табл. 4.2.3 для этих же образцов приведены данные по изотопным составам Pb (в том числе скорректированные по возрасту) и по концентрациям U, Th и Pb. Эти данные были использованы в ряде приводимых диаграмм (рис. 4.2.3), подробные пояснения к которым имеются в подписях к рисункам и примечаниям к таблицам. Из них вытекает следующее.

На рис. 4.2.3, а можно видеть значительные изотопные вариации для извержений ранних лав Норильского и аянской свиты Путоранского районов. Нужно подчеркнуть, что изотопные составы базальтов в общем становятся более однообразными с возрастанием высоты и времени извержения по мере достижения главной по объему фазы вулканизма. При этом наблюдается отрицательная корреляция Nd- и Sr-изотопов и положительная между Nd- и Pb-изотопами. Отсюда следует, что систематические временные вариации в изотопных отношениях лав указывают на взаимодействие ранних плюмопроизводных расплавов с литосферой и континентальной корой по пути к поверхности. Стабилизируется плюмовая система уже во время поздних стадий флудбазальтового вулканизма, когда извергаются относительно немодифицированные магмы [Там же, с. 369].

Диаграмма Nd относительно отношения  $^{147}\text{Sr}/^{144}\text{Nd}$  (см. рис. 4.2.3, б) позволяет распознать во флудбазальтах эффекты: парциальное плавление/фракционная кристаллизация и смешение магм/контаминация. Помимо вариаций состава сибирских флудбазальтов на этой диаграмме показаны поля для хондритов, MORB (эллипс), типичного MORB (заштрихованный эллипс), а также поля толеитов и щелочных базальтов. Среди сибирских флудбазальтов выделяются два ряда (указаны

Таблица 4.2.3

Изотопный состав Pb и концентрации U, Th и Pb для сибирских флудбазальтов (по: [Sharma et al., 1992])

| Образец                         | U, г/т | Th, г/т | Pb, г/т | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,<br>$t = 248$ млн лет | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,<br>$t = 248$ млн лет | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,<br>$t = 248$ млн лет |
|---------------------------------|--------|---------|---------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|
| 1                               | 2      | 3       | 4       | 5                                 | 6                                 | 7                                 | 8                                                        | 9                                                        | 10                                                       |
| <b>Путоранский район</b>        |        |         |         |                                   |                                   |                                   |                                                          |                                                          |                                                          |
| <b>Разрез по оз. Аян</b>        |        |         |         |                                   |                                   |                                   |                                                          |                                                          |                                                          |
| 1                               | 0,29   | 0,89    | 1,73    | 18,716                            | 15,616                            | 38,439                            | 18,297                                                   | 15,595                                                   | 38,021                                                   |
| 2                               | 0,29   | 0,85    | 3,00    | 18,722                            | 15,619                            | 38,557                            | 18,480                                                   | 15,607                                                   | 38,326                                                   |
| 6                               | 0,36   | 0,91    | 2,07    | 18,381                            | 15,505                            | 38,148                            | 17,951                                                   | 15,483                                                   | 37,794                                                   |
| 7                               | 0,35   | 0,95    | 2,38    | 18,571                            | 15,602                            | 38,374                            | 18,205                                                   | 15,583                                                   | 38,051                                                   |
| 8                               | 0,48   | 1,14    | 9,10    | 18,768                            | 15,584                            | 38,360                            | 18,636                                                   | 15,578                                                   | 38,258                                                   |
| <b>Разрез по р. Аян</b>         |        |         |         |                                   |                                   |                                   |                                                          |                                                          |                                                          |
| 11                              | 0,39   | 1,00    | 2,53    | 18,503                            | 15,522                            | 38,144                            | 18,121                                                   | 15,503                                                   | 37,826                                                   |
| 15                              | 0,40   | 1,04    | 2,30    | 18,777                            | 15,556                            | 38,351                            | 18,343                                                   | 15,534                                                   | 37,984                                                   |
| 16                              | 0,35   | 1,02    | 1,53    | 18,890                            | 15,543                            | 38,507                            | 18,316                                                   | 15,514                                                   | 37,964                                                   |
| 17                              | 0,60   | 1,48    | 3,16    | 18,581                            | 15,574                            | 38,332                            | 18,108                                                   | 15,550                                                   | 37,952                                                   |
| 18                              | 0,45   | 1,11    | 2,12    | 18,726                            | 15,481                            | 38,452                            | 18,196                                                   | 14,454                                                   | 38,027                                                   |
| 19                              | 0,91   | 3,02    | 3,98    | 18,651                            | 15,566                            | 38,785                            | 18,077                                                   | 15,536                                                   | 38,166                                                   |
| 20                              | 0,55   | 1,54    | 2,70    | 18,556                            | 15,544                            | 38,354                            | 18,048                                                   | 15,518                                                   | 37,892                                                   |
| <b>Разрез по оз. Соба́чьему</b> |        |         |         |                                   |                                   |                                   |                                                          |                                                          |                                                          |
| 21                              | –      | –       | –       | 18,892                            | 15,541                            | 38,269                            | 18,473                                                   | 15,519                                                   | 37,892                                                   |
| 24                              | –      | –       | –       | 18,698                            | 15,553                            | 38,256                            | 18,279                                                   | 15,531                                                   | 37,879                                                   |
| 27                              | –      | –       | –       | 18,512                            | 15,541                            | 38,263                            | 18,094                                                   | 15,519                                                   | 37,886                                                   |
| <b>Разрез по р. Котуй</b>       |        |         |         |                                   |                                   |                                   |                                                          |                                                          |                                                          |
| 28                              | –      | –       | –       | 18,466                            | 15,510                            | 38,256                            | 18,047                                                   | 15,488                                                   | 37,879                                                   |
| 31                              | 0,68   | 1,97    | 4,43    | 18,301                            | 15,527                            | 38,258                            | 17,921                                                   | 15,507                                                   | 37,900                                                   |

Норильские базальты  
Разрез по оз. Глубокому

|    |      |      |       |        |        |        |        |        |        |
|----|------|------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 32 | 0,57 | 0,89 | 7,00  | 18,787 | 15,445 | 37,856 | 18,586 | 15,435 | 37,753 |
| 35 | —    | —    | —     | 18,532 | 15,542 | 38,310 | 18,114 | 15,520 | 37,933 |
| 38 | 1,08 | 2,81 | 9,12  | 18,104 | 15,519 | 38,185 | 17,812 | 15,504 | 37,937 |
| 39 | 0,15 | 0,35 | 8,46  | 17,521 | 15,490 | 37,671 | 17,478 | 15,488 | 37,638 |
| 42 | 0,23 | 0,48 | 2,90  | 18,919 | 15,610 | 38,763 | 18,719 | 15,600 | 38,628 |
| 44 | 1,13 | 4,02 | 15,50 | 18,074 | 15,496 | 38,199 | 17,894 | 15,487 | 37,991 |
| 45 | —    | —    | —     | 18,055 | 15,483 | 38,086 | 17,875 | 15,474 | 37,878 |
| 46 | —    | —    | —     | 17,954 | 15,520 | 38,057 | 17,612 | 15,502 | 37,697 |
| 47 | 0,63 | 2,04 | 4,53  | 17,994 | 15,482 | 37,939 | 17,652 | 15,465 | 37,580 |

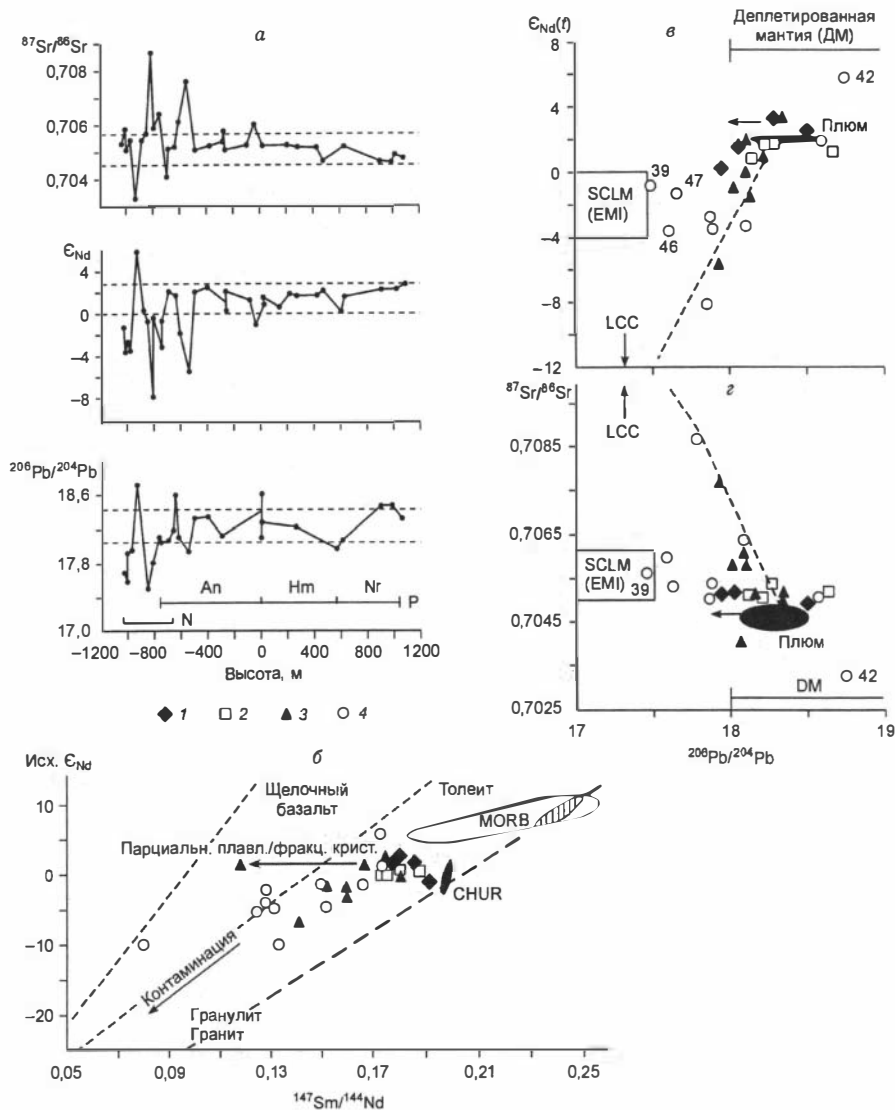
Примечание. Данные по концентрациям U, Th и Pb получены, используя ICP-MS, точность обычно менее 3 %. Точности (при 95 % доверительном уровне) для измеренных  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  соответствуют последним значащим цифрам и равняются 15, 20 и 60 соответственно.

стрелками). Горизонтальный сформировался за счет лав в основном поздней стадии хоннамакитской и неракарской свит, эволюционирующих благодаря парциальному плавлению хондритоподобного магматического источника. Второй ряд образуется большинством ранних норильских и аянских базальтов и указывает на коровую контаминацию. Главный объем сибирских флудбазальтов группируется в координатах диаграммы +1,8 (Nd) и ~0,17 ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ) и попадает между крайними значениями ранних норильских лав.

На не приводимых здесь диаграммах обратной концентрации относительно начальных изотопных составов Sr, Nd и Pb [Там же, с. 372, фиг. 3] обнаруживается явное отсутствие крупномасштабного смешения между деплетированной мантией (DM) и нижней континентальной корой (LCC), чтобы генерировать сибирские флудбазальты. Выясняется также, что свинец, сопровождаемый стронцием, является наиболее чувствительным показателем смешения среди различных резервуаров, а неодимовые изотопные данные флудбазальтов, как наименее подвергнутые искажению, являются наиболее подходящими параметрами в установлении природы плюмового источника.

Из диаграммы [Там же, с. 373, фиг. 5], сопоставляющей начальные Nd и ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) для сибирских флудбазальтов, согласно модели двойного смешения, вытекает, что большинство контаминированных сибирских флудбазальтов ассимилировало не более 30 % нижней коры. Двойное смешанное поле на ней рассчитывалось при взятии плюмового компонента из полученных аналитических данных ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7044$ ; Nd = +2) и предполагаемого нижнекорового состава ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710$  и  $0,712$ ; Nd = -1,7). Для ранних извержений базальтов в Норильском районе допускается, что они произошли из обогащенной субконтинентальной литосферной мантии (SCLM), имея





**Рис. 4.2.3.** Диаграмма для Sr-, Nd- и Pb-изотопных составов сибирских флудбазальтов (по [Sharma et al., 1992]).

*a* – начальные Sr-, Nd- и Pb-изотопные составы сибирских флудбазальтов, нанесенные как функция стратиграфической высоты. Вертикальное распространение Норильских (N) и Путоранских (P) базальтов (*a*). Стратиграфическая колонка в Путоранском районе далее разделяется на аянскую (an), хоннамакитскую (hm) и неракарскую (nr) свиты. Пунктирные горизонтальные линии – диапазон изотопных величин, в котором концентрируется максимум точек данных; *б* – взаимоотношения между  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $\text{Nd}(t)$  в сибирских базальтах; *в*, *г* – диаграммы:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  относительно  $\text{Nd}(t)$  (*в*) и  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ , (*г*) для сибирских флудбазальтов. Свиты: 1 – неракарская, 2 – хоннамакитская, 3 – аянская; 4 – базиты из интрузии Норильск-1. Ост. поясн. в тексте.

изотопные характеристики, сходные с таковыми EM-I компонента [Zindler, Hart, 1986] в источниках островных океанических базальтов. Эта же диаграмма демонстрирует, что плюмовый источник сибирских флудбазальтов не имеет валовых земных Sr-изотопных характеристик.

На рис. 4.2.3, в представлены вариации отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  с начальным Nd в сибирских флудбазальтах, между которыми намечается положительная корреляция. Можно утверждать, что деплетированная мантия не является обязательным конечным членом, определяющим ряд смещения на этой и других диаграммах, тогда как на эту роль отчетливо претендует плюмовый компонент, располагающийся между деплетированной мантией (DM) и нижней континентальной корой (LCC), являвшейся, очевидно, реальным источником сибирских флудбазальтов [Sharma et al., 1992, p. 374]. Отрицательная корреляция между отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (рис. 4.2.3, г) имеется для ранних сибирских флудбазальтов. На обоих рассматриваемых диаграммах для эволюции некоторых базальтов видно согласованное влияние субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) и нижней континентальной коры (LCC).

Из всего сказанного следует, что происхождение главного объема лав нельзя связывать ни со смешением между деплетированной мантией и континентальной корой, ни с субконтинентальной литосферной мантией. С последней, возможно, связаны лишь наиболее ранние извержения объемно менее существенных норильских базальтов, а валовой объем сибирских флудбазальтов, как показано на примере пуроранских лав, был плюмопроизводным [Там же, с. 376].

Таким образом, субконтинентальная литосферная мантия (SCLM) не являлась существенным источником для сибирских флудбазальтов, исключая вклад некоторых ранних расплавов в Норильском районе, как следует из геохимических данных, приведенных ранее. В то же время в литературе отмечалось, что значительные массы флудбазальтов Параны, Этендека и Каппу, связанные с расколом Гондваны, по-видимому, произошли из SCLM [Hawkesworth et al., 1984, 1986]. Полученные Pb-изотопные данные отрицают существенную контаминацию магмы поздней стадии в верхней коре, что, очевидно, связано с резким возрастанием вязкости магмы в этих условиях.

Резюмируя материал, особо подчеркнем следующее. Наблюдаемые вариации в рассмотренных изотопных пространствах обнаруживают наличие двух главных резервуаров в эволюции сибирских флудбазальтовых магм: 1) “близко-хондритовый” мантийный плюм и 2) обогащенная субконтинентальная литосферная мантия с изотопными характеристиками, близкими EN-I [Zindler, Hart, 1986]. Некоторые флудбазальты были затем модифицированы архейской и протерозойской континентальной корой при подъеме через нее. Ранние лавовые извержения – наиболее контаминированные, поздние – становятся монотонными. Sr- и Pb-изотопные составы поздней стадии флудбазальтов были модифицированы при избирательной контаминации при прохождении через нижнюю кору. Начальная величина Nd для плюма +1,8, и возможна его динамическая загруженность слегка деплетированным материалом нижней мантии. Судя по Pb-изотопному составу, обнаруживается [Sharma et al., 1992] присутствие двух стадий в истории эволюции нижнемантийных плюмовых источников: с ранней стадией дифференциации ядро–мантия (100–150 млн лет после формирования планеты), и поздней – для оставшегося периода до времени, когда извергались сибирские флудбазальты (248 млн лет).

Далее мы остановимся на металлогенических аспектах проблемы, используя изотопы Pb, поскольку речь шла о Норильском районе, с которым связаны знаменитые месторождения сульфидных медно-никелевых руд.

#### 4.2.3. Изотопия свинца и проблемы генезиса норильских сульфидных медно-никелевых руд

Уникальность Норильско-Талнахских месторождений состоит, как известно, не только в том, что они “представляют один из выдающихся минерализованных районов мира”, сопоставимых по ресурсам с Садбери и Бушвельдом, но и “в их ассоциации с континентальной флудбазальтовой провинцией, в необычном количестве мощных магматических сульфидов” в ассоциации с вытянутыми относительно маломощными (менее 350 м) ультрабазит-базитовыми интрузиями и “в исключительно высокой концентрации PGE, Cu и Ni”, содержащихся в рудах [Wooden et al, 1992, p. 153]. Четкое понимание значения перечисленных ассоциаций для открытия месторождений в других местах побудило группу цитируемых здесь исследователей, в том числе ряда известных норильских геологов, принять участие в программе Pb-изотопных исследований руд, базитовых интрузий и флудбазальтов Норильского района [Wooden et al, 1991a, b; 1992]. Полученные результаты оказались весьма любопытными, хотя и допускают иногда неоднозначную их трактовку, и кратко излагаются ниже.

Прежде всего отметим, что, согласно приводимым ими ссылкам на результаты Ar/Ar датирования, возраст рудоносных норильских интрузивов близок 248–250 млн лет [Dalrymple et al, 1991; и др.], который и принят для корректировки по возрасту изотопных данных по Pb для интрузивов, а также флудбазальтов. Учитывая общую продолжительность магматизма, не превышающую 1 млн лет, эти исследователи полагают, что норильские рудоносные интрузивы представляют “одновременные инъекции силикатной магмы, нагруженной несмесимой сульфидной жидкостью и больших объемов почти чистой сульфидной жидкости” [Там же], хотя механизм такого подъема пока не находит объяснения. Эту точку зрения они пытаются в какой-то мере обосновать и изотопными данными 43 образцов сульфидов из Норильского и Талнахского районов, для которых ими приводятся отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (табл. 4.2.4) вместе с краткой характеристикой типов, ассоциаций руд и места взятия образцов. На приводимых ими диаграммах в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  относительно  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  относительно  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  можно видеть, что руды Норильского и Талнахского районов попадают в две группы. Для руд Норильска диапазон отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 17,983 до 18,082, а для Талнахского района диапазон от 18,122 до 18,365.

Образцы Талнаха (25 из 35) образуют тесную группу с  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,12$  до 18,18, для рудного тела в Хараелахской интрузии имеется также отдельная группа со значениями 18,18–18,28 (скв. 1879). Образцы из Комсомольского рудника показывают высокую степень рассеяния, отклоняясь от группы главных данных, и представляют руды замещения в осадочных породах (массивные и вкрапленные). Они, очевидно, обусловлены коровой контаминацией в месте становления под воздействиемдвигающихся гидротермальных растворов. Сюда же относятся и галенитсодержащие руды поздней стадии [Генкин и др., 1981].

Таблица 4.2.4

**Pb-изотопные составы магматических Cu-Ni сульфидных руд  
из Норильского и Талнахского районов [Wooden et al., 1992]**

| Образец                                     | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | Pb, г/т | Тип руд и ассоциации                                      |
|---------------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------|-----------------------------------------------------------|
| 1                                           | 2                                 | 3                                 | 4                                 | 5       | 6                                                         |
| <b>Инtruзия Норильск-1</b>                  |                                   |                                   |                                   |         |                                                           |
| Карьер Медвежий ручей                       |                                   |                                   |                                   |         |                                                           |
| 90-MCZ-C1                                   | 18,082                            | 15,541                            | 37,914                            | <20     | Сульфидная жила: Сру, Сб, Рп                              |
| 90-MC-S                                     | 18,064                            | 15,502                            | 37,786                            | <20     | Сульфидная жила: Сру, Рп                                  |
| 90-MC-10                                    | 18,043                            | 15,496                            | 37,769                            | –       | Каплевидные руды: Сру, Ро, Рп, Сб                         |
| 90-MC-12                                    | 17,983                            | 15,487                            | 37,339                            | 30      | Сульфидная жила: Сру, Рп                                  |
| 90-MC-15                                    | 18,066                            | 15,524                            | 37,859                            | <20     | Сульфидная жила: Сру, Сб, Рп                              |
| 90-MC-16                                    | 18,067                            | 15,521                            | 37,854                            | <20     | Сульфидная жила: Сру, Сб, Ро, Рп                          |
| <b>Скважина НП-29</b>                       |                                   |                                   |                                   |         |                                                           |
| НП-29-689                                   | 18,035                            | 15,488                            | 37,736                            | –       | Шлировые руды в такситовых габбро-долеритах: Ро, Сру, Рп  |
| НП-29-699,4                                 | 17,660                            | 15,437                            | 37,503                            | –       | Шлировые руды в контактовых габбро-долеритах: Ро, Ру, Сру |
| <b>Хараелахская инtruзия</b>                |                                   |                                   |                                   |         |                                                           |
| Хараелахское рудное тело, случайные образцы |                                   |                                   |                                   |         |                                                           |
| 90-OC-4                                     | 18,172                            | 15,516                            | 37,837                            | 60      | Сплошные руды: Сру, Ро, Рп                                |
| 90-OC-5                                     | 18,159                            | 15,514                            | 37,833                            | 320     | Сплошные руды: Мн, Сб, Рп                                 |
| 90-OC-6В                                    | 18,187                            | 15,508                            | 37,810                            | <20     | Сплошные рудные: Ро, Сру, Рп                              |
| 90-OC-9                                     | 18,167                            | 15,520                            | 37,855                            | 790     | То же                                                     |
| 90-OC-12                                    | 18,171                            | 15,512                            | 37,831                            | <20     | »                                                         |
| 90-OC-13                                    | 18,146                            | 15,509                            | 37,818                            | 240     | »                                                         |
| 90-OC-14                                    | 18,168                            | 15,533                            | 37,894                            | 630     | Сплошные руды: Тl, Сб, Рп                                 |
| 90-OMZS2-3                                  | 18,349                            | 15,528                            | 37,937                            | <20     | Сплошные руды: Ро, Сру, Рп                                |
| 90-OMZ-67/511                               | 18,155                            | 15,508                            | 37,818                            | 200     | Сплошные руды: Сру, Рп, Сб                                |
| 839<br>(галенит-I)                          | 18,154                            | 15,514                            | 37,832                            | –       | Сульфидная жила: Сру, Рп, Ро, Gn, Сб                      |
| 1043<br>(галенит-II)                        | 18,365                            | 15,577                            | 38,027                            | –       | Кальцитовая жила поздней стадии: Сру, Sph, Ро, Рп, Gn     |

## Продолжение табл. 4.2.4

| Скв. КЗ-868                                 |        |        |        |     |                                                                        |
|---------------------------------------------|--------|--------|--------|-----|------------------------------------------------------------------------|
| КЗ-868-907,5                                | 18,151 | 15,510 | 37,814 | <20 | Сплошные руды: Ро, Сру, Рп                                             |
| КЗ-868-908,5                                | 18,144 | 15,500 | 37,801 | <20 | То же                                                                  |
| КЗ-868-914                                  | 18,122 | 15,497 | 37,777 | <20 | »                                                                      |
| КЗ-868-914,9                                | 18,152 | 15,512 | 37,825 | <20 | »                                                                      |
| КЗ-868-918                                  | 18,137 | 15,502 | 37,788 | <20 | »                                                                      |
| КЗ-868-920,8                                | 18,150 | 15,501 | 37,801 | <20 | То же (с куском роговика 1 × 8 мм)                                     |
| Скв. КЗ-1879                                |        |        |        |     |                                                                        |
| КЗ-1879-1800,2                              | 18,204 | 15,517 | 37,846 | 90  | Сплошные руды: Ро, Рп, Сру                                             |
| КЗ-1879-1802,5                              | 18,179 | 15,511 | 37,819 | 85  | Сплошные руды: Ро, Сру, Рп                                             |
| КЗ-1879-1805                                | 18,184 | 15,508 | 37,808 | 80  | То же                                                                  |
| КЗ-1879-1807,7                              | 18,282 | 15,529 | 37,860 | 65  | »                                                                      |
| КЗ-1879-1808                                | 18,264 | 15,534 | 37,878 | 70  | »                                                                      |
| Талнахская интрузия<br>Комсомольский рудник |        |        |        |     |                                                                        |
| 90-КК-1                                     | 18,153 | 15,504 | 37,803 | <20 | Сплошные руды: Ро, Сру, Рп                                             |
| 90-КК-2                                     | 18,203 | 15,525 | 37,863 | 190 | Мелкозернистые, богатые Сру вкрапленные руды замещения                 |
| 90-КК-3                                     | 18,152 | 15,505 | 37,804 | –   | Мелкозернистые мат-                                                    |
| 90-КМЗ-1                                    | 18,163 | 15,516 | 37,842 | –   | Вкрапленные Сру, Ру в измененных филлитах                              |
| 90-КМЗ-2                                    | 18,202 | 15,517 | 37,838 | –   | Вкрапленные Сру, Ро в ангидрите                                        |
| 90-КМЗ-3                                    | 18,148 | 15,517 | 37,834 | –   | Вкрапленные до нодулярных в измененных аргиллитах: Ро, Сру, Рп         |
| 90-КМЗ-4                                    | 18,186 | 15,508 | 37,821 | –   | Вкрапленные до нодулярных в известково-силикатных роговиках: Ру, Сру   |
| 90-КМЗ-5                                    | 18,216 | 15,520 | 37,945 | <20 | Сплошные руды: Ро, Сру, Рп, Ру                                         |
| 90-КМЗ-6                                    | 18,170 | 15,511 | 37,840 | –   | Вкрапленные до нодулярных в аргиллите+глинистых роговиках: Ро, Сру, Рп |
| Скв. КЗ-1713                                |        |        |        |     |                                                                        |
| КЗ-1713-931,3                               | 18,149 | 15,509 | 37,813 | <20 | Сплошные руды: Ро, Сру, Рп                                             |
| КЗ-1713-934,6                               | 18,160 | 15,516 | 37,826 | <20 | То же                                                                  |

Окончание табл. 4.2.4

| Скв. KZ-1799    |        |        |        |  |                                                          |
|-----------------|--------|--------|--------|--|----------------------------------------------------------|
| KZ-1799-1336,35 | 18,162 | 15,516 | 37,849 |  | Шлировые руды в такситовых габбро-долеритах: Po, Cpy, Pn |
| KZ-1799-1347,9  | 18,137 | 15,501 | 37,837 |  | Матриксные руды: Po, Pn, Cpy                             |

Примечание. Определения содержаний свинца в г/т ICP-AES, Paul Lamothe, USGS. Для скважин: последние цифры – глубина в скважине, м.

Выяснилось, что “не только руды, но также интрузии имеют точно такие же изотопные характеристики” [Там же], что, судя по выявленным Pb-изотопным отношениям, является свойством данной всей рудно-магматической системы. На диаграммы нанесены (рис. 4.2.4) данные для полнодифференцированных интрузий, содержащих руды, хотя сопоставимые данные имеются и для безрудных интрузивных типов в Норильском и Талнахском районах. Обнаруживается значительное варьирование возрастно-скорректированных Pb-изотопных составов в полнодифференцированных интрузиях. Так, диапазон отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 17,75 до 18,24 обнаружен внутри интрузии Норильск-1 и от 17,88 до 18,30 – в Хараелахской интрузии (скв. KZ-1879). Как предполагают цитируемые исследователи [Там же], такие диапазоны являются результатом смешения по крайней мере двух магм с различными изотопными составами на камерной стадии или при ее заполнении. Предположение о взаимодействии двух или более магм подтверждается по данным этих авторов и по составу главных и редких элементов, а также их Sr-изотопными данными [Wooden et al, 1992]. Очень показательно, что темные поля, намечаемые Pb-изотопными данными для руд, попадают обычно внутрь диапазонов для Pb-изотопных данных для рудоносных интрузий (см. рис. 4.2.4). Это указывает на то, что руды и интрузии являются частями общей магматической системы. Средние отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для интрузий Норильского и Талнахского районов составляют 18,00 и 18,12 соответственно, согласуясь с явно географическими особенностями составов руд и отвечая средним Pb-изотопным вариациям в интрузиях Норильска-1 и Талнаха. В то же время наблюдаются явно меньшие вариации в рудах, чем в интрузиях. Основываясь на отсутствии доказательств для аккумуляции сплошных сульфидных руд на месте (in situ), цитируемые авторы допускают, что “имел место какой-то осредняющий процесс в магматической камере ниже уровня их становления” и существуют для каждого региона “вертикальные системы, удерживаемые на месте камер” [Там же]. Отсюда эти исследователи допускают, что существовали две магмы с различными изотопными составами, а именно с  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , равными 17,7 и 18,3 соответственно, которые давали смеси в камерах. Однако пропорции этих магм в смесях под интрузиями Норильска-1 и Талнаха различались, вероятно, за счет “более позднего поступления магмы, характеризующейся более высокими отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ” [Там же]. Допускается также, “что сульфидные магматические жидкости, аккумулирующиеся в глубоких частях магматических камер, были обычно способны к равновесию со всем магматическим потоком” и могли внедряться в качестве хорошо смешанной порции в камеру [Там же].

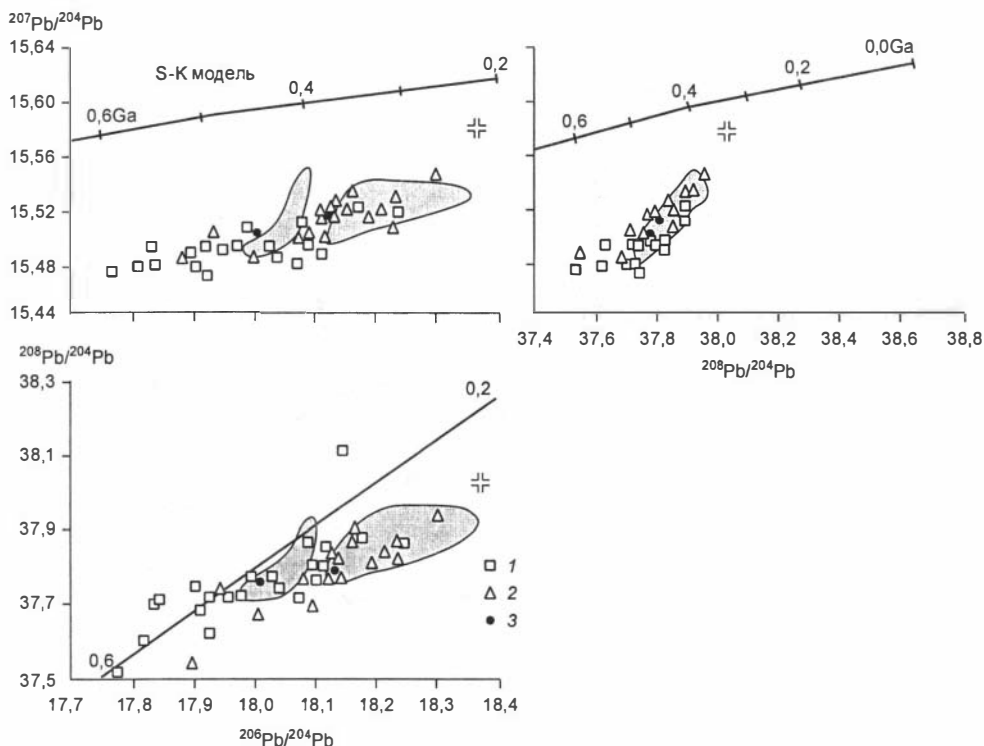


Рис. 4.2.4. Диаграммы (по [Wooden et al., 1992, fig. 6]) Pb-изотопных составов для полно-дифференцированных рудоносных интрузий Норильского и Талнахского районов, сопоставляемых с Pb-изотопными данными для магматических сульфидных руд, которые они вмещают (перенесены с [Там же, fig. 5] и показаны как поля, исключая кресты ( ) для галенита I).

Данные для интрузий скорректированы для 250 млн лет роста радиогенного свинца, используя измеренные концентрации Pb, Th и U. Кривые роста по S-K модели [Stacey, Kramers, 1975] нанесены для сравнения. 1 – данные для интрузии Норильск-1; 2 – для Талнахской и Хараелаской интрузий; 3 – средние нанесенные данные для рудоносных интрузий каждого района.

Оценивая возможные связи между интрузиями и флудбазальтами, эти же авторы [Wooden et al., 1991b] несколько ранее использовали комплекс геохимических и Pb-изотопных данных и заключили, что с рудоносными интрузивами непосредственно могут быть связаны лишь моронговская и мокулаевская свиты базальтового разреза. Однако более обширные последующие данные привели их к выводу, что “магмы, ассоциированные с рудоносными интрузиями, могут не быть представлены в базальтах совсем” [Wooden et al., 1992].

Нерешенной проблемой остается изотопно более тяжелый состав серы в Норильско-Талнахских рудах, чем это считается для типичных магматических сульфидных руд. Характерно, что для индивидуальных рудоносных интрузивов изотопные составы серы однообразны. Так, для руд Норильской и Талнахской интрузий

зий среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  около 3 ‰, а в Хараелахском рудном теле  $\delta^{34}\text{S} \sim 11,6$  ‰, причем эти различия в изотопных составах наблюдаются во всех сосуществующих сульфидных минералах в этих рудах [Kovalenker et al., 1974]. Допускается ассимиляция от 30 до 40 ‰ изотопно тяжелой коровой серы в рудах Норильско-Талнахского района с ее гомогенизацией с мантийно привнесенной серой в промежуточных камерах [Горбачев, Гриненко, 1978; Kovalenker et al., 1974; и др.]. Есть также предположение, что базитовые магмы были сульфуризованы коровыми газами, богатыми сероводородом с тяжелым  $\delta^{34}\text{S}$  [Гриненко, 1984]. Поскольку отсутствуют показатели контаминации на уровнях внедрения и допускалась ассимиляция серы на стадии очага, высказано альтернативное мнение [Wooden et al., 1992], что “однородно тяжелая сера  $\delta^{34}\text{S}$  в Норильско-Талнахских рудах отражает крайнюю мантийную гетерогенность”, а гомогенность могла быть уже литосферной или астеносферной. В пользу этого свидетельствует и Pb- и Re-Os систематики руд, ограничивающие коровую контаминацию как и возможность одновременного корового происхождения серы. Как указали эти авторы, “полная популяция руд имеет изотопные составы Pb, которые лежат в верхней части поля океанических базальтов..., допуская, что доминирующий Pb – из мантийных источников”. Важен их вывод также, что “геологические, геохимические и изотопные связи между флуд-базальтами, рудоносными интрузиями и рудами – все, кажется, наиболее совместимы с **единой системой, происшедшей из мантийного плюма**” [Там же].

Сделаем некоторые комментарии к изложенному выше новому интересному материалу по изотопии руд и базитов. Как можно видеть из табл. 4.2.4, в разрезе сплошных руд наблюдается неоднократное заметное варьирование изотопных отношений Pb, некоррелируемое с глубиной отбора образцов. Это явно не увязывается с представлениями цитируемых авторов о самостоятельной гомогенной сульфидной жидкости для тел сплошных сульфидов. Таким образом, “подъем сульфидной жидкости остается проблемой” и с учетом нового литературного материала по изотопии Pb и S.

Можно согласиться, что заполнение камер рудоносных интрузивов Норильска и Талнаха могло быть порциями (пульсами), в том числе пришедшими и из глубинных камер различных уровней, а возможно, и даже разных базитовых магм, несколько отличающихся Pb-изотопным составом. В связи с этим очень важно заключение, сделанное по особенностям Pb-изотопных данных, что они отражают географические отличия, и руды из Норильского района показывают более низкие отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , чем для Талнахского района. Аналогичные географические Pb-изотопные различия оказались характерными и для самих полнодифференцированных рудоносных интрузий этих двух районов. Вариации в составах изотопов свинца внутри них, возможно, отражают упомянутые выше смеси магм с различными соотношениями изотопов свинца. В то же время, учитывая геологические и прочие данные о более позднем формировании руд по сравнению с породами рудоносных интрузивов (см.: [Золотухин, 1964]) и практически полное повторение “географических особенностей” Pb изотопных составов в рудах и самих интрузивах, следует сделать вывод об очевидном формировании руд (в том числе сплошных) на месте их залегания. Этот вывод – альтернативный тому, который сделали ранее цитируемые исследователи для тех же Pb-изотопных данных. В таком случае в рудах только наследуются особенности Pb-изотопии, возникшие и закреп-



ленные в магматических породах полнодифференцированных интрузивов, которые являлись источником всех полезных компонентов, заимствованных рудами в процессе их образования. Следует особо подчеркнуть выявленное меньшее варьирование Pb-изотопного состава в рудах, чем в ассоциированных с ними интрузивных породах, что указывает, очевидно, на участие в происхождении руд таких мощных локализирующих и стабилизирующих факторов, как высокотемпературные метасоматические и гидротермальные растворы. Это касается как большей однородности соотношения изотопов свинца, так и изотопов серы. Соотношение изотопов серы, однородное и свое для каждого рудоносного интрузива, указывает, по-видимому, на участие тех же процессов, что и для изотопов Pb с вероятным селективным заимствованием в газовую фазу коровой серы с последующей ее гомогенизацией перед и в процессе рудообразования в камерах интрузий.

Исходя из общей геологической ситуации, обширных литературных геохимических, петрологических и изотопных данных, вряд ли можно вообще отрицать имеющуюся глубинную генетическую связь интрузивов, в том числе рудоносных, и главной массы флудбазальтовых расплавов. Все это, в общем, подтверждает высказанные выше представления о принадлежности к единой системе руд, рудоносных интрузий и флудбазальтов, возникшей, очевидно, из мантийного плюма (см. раздел 4.2, рис. 4.2.3).

#### 4.2.4. Изотопия Sr, Nd и Pb коматиитов докембрийских зеленокаменных поясов

Для дальнейшего изложения материала следует отметить, что изотопно-геохимические исследования в пределах докембрийских зеленокаменных поясов отличаются определенной спецификой, заключающейся в том, что основное внимание обычно уделяется определению возраста пород и лишь затем анализируются вопросы изотопной эволюции и использование изотопных данных для расшифровки тех или иных петрологических процессов. Кроме того, необходимо обратить внимание на то, что интенсивное изучение коматиитов, начатое в 70-х гг., по времени совпало с началом активного внедрения в практику проведения петрологических исследований таких новых изотопных методов, как Rb-Sr и Sm-Nd. По этой причине изучение уран-свинцовых систем в коматиитах получило значительно меньшее развитие по сравнению с двумя другими указанными системами. Комплексные исследования всей изотопной триады чрезвычайно редки и чаще всего рассматриваются либо отдельная пара, либо комбинация пар. Поскольку подробный анализ изотопии коматиитов выходит за рамки настоящей работы, учитывая отмеченные обстоятельства ниже, мы остановимся на некоторых общих закономерностях в ракурсе тех построений и выводов, которые были рассмотрены при характеристике изотопии траппов (см. раздел 4.2.2).

А. Зиндлер [Zindler, 1982] отмечал, что Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопия дает возможность осветить три аспекта петрогенезиса коматиитов: 1) время кристаллизации; 2) соотношение процессов плавления, кристаллизации и контаминации; 3) геохимическую характеристику мантийных резервуаров. На примере протерозойского пояса Кейп-Смит и архейского пояса Абитиби, а также ряда других регионов, рассмотрены вопросы соотношений цифр абсолютного возраста, которые получены методами Sm-Nd и Rb-Sr и несколько отличаются друг от друга. Особенности изотопии коматиитов, по мнению автора, могут объясняться различными причинами,

в частности, изотопной неоднородностью мантийных источников, некоторым фракционированием изотопов в процессе эволюции магм, а также ассимиляционными явлениями при транспортировке последних сквозь земную кору континентального типа. Сделан достаточно определенный вывод в пользу гетерогенности архейской мантии. Соответственно гетерогенность, возникшая до начала генерации магм, приводила к формированию расплавов с варьирующими отношениями Sm/Nd. Альтернативно деплетированная мантия, являвшаяся субстратом коматиитовых магм, могла образоваться в процессе единого эпизода плавления, ранние стадии которого отвечали генерации толеитовых магм.

В дальнейшем выяснилось, что значительные вариации изотопных характеристик присущи также Pb-Pb системе коматиитов [Brevart et al., 1986], что также интерпретировалось с точки зрения гетерогенности архейской мантии. Более того, оказалось, что цифры абсолютного возраста, которые получены свинцовым методом, значительно отличаются от Sm-Nd и Rb-Sr датировок, причем намного больше, чем отмечавшиеся выше незначительные различия между двумя последними системами. Детальный анализ этого вопроса, проведенный А. Смитом и Дж. Ладденом [Smith, Ludden, 1989], а также Г. Грю с соавт. [Gruau et al., 1990], позволяет заключить, что распределение изотопных характеристик в коматиитах наиболее удовлетворительно описывается моделью их генерации из слабо деплетированной мантии с параметрами Nd в пределах (+1,8)–(+2,0), а также контаминации сиалическим материалом континентальной земной коры. Последний фактор, в частности, ответствен за отклонение изохроны Sm-Nd системы к нижнему пересечению и возникновению значений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , промежуточных между мантийным резервуаром(и) и коровым контаминантом(и). Подчеркивается [Smith, Ludden, 1989], что изотопные диспропорции свинцовых и Sm-Nd датировок, свидетельствующие о коровой контаминации коматиитов, устанавливаются в зеленокаменных поясах Западной Австралии и Южной Африки, но пока слабо фиксируются в поясе Абитиби Канадского щита, где, однако, установлены признаки ассимиляции коматиитовыми магмами подстилающего основного материала.

В табл. 4.2.5–4.2.7 представлены результаты статистической обработки литературных данных по изотопии коматиитов. Различная полнота освещения разных изотопных систем обусловлена значительной разнородностью материала в оригинальных источниках. Как можно видеть, наиболее представительными являются выборки по изотопии свинца и Sm-Nd коматиитов пояса Абитиби Канадского щита.

Из таблиц также видно, что распределения элементов почти всегда отличаются от нормального закона, что обусловлено довольно широким спектром составов проанализированных коматиитов. Поскольку сопоставление и анализ разных регионов по этим параметрам вряд ли будут корректными, остановимся более подробно на анализе статистических распределений различных изотопных отношений.

Соотношения четырех основных изотопов свинца (см. табл. 4.2.7) в целом достаточно близки для разных регионов. Более или менее значительные (и сопоставимые между собой) величины дисперсии устанавливаются для поясов Барбертон и Абитиби, хотя и в этом случае распределение всех трех отношений нормальное ( $K_v < 0,33$ ). Выборка по поясу Кейп-Смит еще более компактна, в ней значения  $K_v$  вообще не превышают 0,1. Из этих данных можно заключить, что степень неоднородности коматиитов по соотношениям изотопов свинца невелика как на уровне одного региона, так и в глобальном масштабе.

Таблица 4.2.5

**Рубидий-стронциевые статистические характеристики коматиитов  
(содержание, г/г)**

| Содержание,<br>отношение<br>изотопов | $\bar{X}$ | S       | min     | max     | $K_v$ | n |
|--------------------------------------|-----------|---------|---------|---------|-------|---|
| <b>Пояс Барбертон, ЮАР</b>           |           |         |         |         |       |   |
| Rb                                   | 18,485    | 27,051  | 0,450   | 70,530  | 1,46  | 7 |
| Sr                                   | 76,696    | 59,805  | 24,280  | 202,800 | 0,78  | 7 |
| $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$      | 0,39243   | 0,45249 | 0,03400 | 1,18600 | 1,15  | 7 |
| $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$      | 0,71540   | 0,01566 | 0,70214 | 0,74467 | 0,02  | 7 |
| <b>Пояс Кейп-Смит, Канада</b>        |           |         |         |         |       |   |
| Rb                                   | 0,733     | 0,460   | 0,086   | 1,115   | 0,63  | 3 |
| Sr                                   | 36,047    | 34,879  | 6,200   | 84,980  | 0,97  | 3 |
| $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$      | 0,18974   | 0,23401 | 0,01473 | 0,52050 | 1,21  | 3 |
| $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$      | 0,71039   | 0,00524 | 0,70635 | 0,71779 | 0,01  | 3 |

Примечание. Статистические характеристики рассчитаны по данным: Барбертон [Jahn et al., 1982]; Кейп-Смит [Zindler, 1982].  $K_v$  –  $S/\bar{X}$ . n – кол-во измерений.

Выборки, характеризующие пару Rb-Sr, в целом непредставительны, однако даже по ним прослеживается весьма низкая вариантность коматиитов по величине  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  при крайне высокой вариантности по  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  –  $K_v \gg 0,33$ . Характерно, что размах выборок (max–min) при этом в обоих случаях достаточно велик. Если в последнем случае это обстоятельство, наряду с высоким  $K_v$ , является показателем существенной неоднородности выборок в целом, то в случае величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  сочетание крайне низкого значения  $K_v$  и значительного размаха выборок указывает на компактный характер распределения основной группы анализов при наличии единичных аномальных проб.

Наиболее рельефно региональные различия изотопии коматиитов проявляются в Sm–Nd системе (см. табл. 4.2.6). В первую очередь следует отметить, что неоднородность распределения изотопных соотношений в пределах каждого из регионов в целом невелика, а по параметру  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$   $K_v$  вообще приближается к нулю. Более ощутимы межрегиональные вариации, они достаточно хорошо заметны по всем параметрам, но в особенности – по величине Nd, распределение которой для поясов Барбертон, Белингве и Уилуна-Норсмен вообще отклоняется от нормального. Размах выборок при этом также весьма значителен ( $\sim 2S$ ) и, следовательно, можно заключить, что по величине Nd коматииты как каждого отдельного региона, так и в межрегиональном аспекте отличаются существенной неоднородностью.

Для оценки относительной роли различных петрогенетических процессов удобно воспользоваться результатами работы [Smith, Ludden, 1989], в которой систематизированы данные по соотношениям Nd –  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в коматиитах зеленокаменных поясов различных регионов мира. Эти данные представлены на рис. 4.2.5, который по топологии аналогичен рис. 4.2.3, б.

Таблица 4.2.6

**Самарий-неодимовые статистические характеристики коматиитов  
(содержания, г/г)**

| Содержание,<br>отношение<br>изотопов       | $\bar{X}$ | S        | min      | max      | Kv   | n  |
|--------------------------------------------|-----------|----------|----------|----------|------|----|
| <b>Пояс Барбетон, ЮАР</b>                  |           |          |          |          |      |    |
| Sm                                         | 2,054     | 0,532    | 1,180    | 2,994    | 0,26 | 9  |
| Nd                                         | 8,197     | 2,405    | 5,400    | 12,310   | 0,29 | 9  |
| $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$          | 0,1655    | 0,2068   | 0,1142   | 0,1935   | 0,16 | 18 |
| $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$          | 0,511770  | 0,000685 | 0,510838 | 0,512805 | 0,00 | 9  |
| $\epsilon_{\text{Nd}}$                     | +1,42     | 1,34     | -0,30    | +4,90    | 0,94 | 14 |
| <b>Пояс Белингве, Зимбабве</b>             |           |          |          |          |      |    |
| $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$          | 0,1884    | 0,0271   | 0,1675   | 0,2267   | 0,14 | 3  |
| $\epsilon_{\text{Nd}}$                     | -0,57     | 1,14     | -1,70    | +1,00    | 0,43 | 3  |
| <b>Пояс Уилуна-Норсмен, Зап. Австралия</b> |           |          |          |          |      |    |
| $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$          | 0,2200    | 0,0241   | 0,1607   | 0,2592   | 0,17 | 12 |
| $\epsilon_{\text{Nd}}$                     | +4,58     | 1,86     | +2,00    | +8,00    | 0,41 | 12 |
| <b>Блок Пилбара, Зап. Австралия</b>        |           |          |          |          |      |    |
| $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$          | 0,2248    | 0,0389   | 0,1783   | 0,2768   | 0,17 | 8  |
| $\epsilon_{\text{Nd}}$                     | +2,34     | 1,44     | -0,10    | +4,50    | 0,62 | 8  |
| <b>Пояс Абитиби, Канада</b>                |           |          |          |          |      |    |
| Sm                                         | 1,171     | 0,655    | 0,391    | 3,300    | 0,56 | 23 |
| Nd                                         | 3,459     | 2,514    | 0,978    | 11,250   | 0,73 | 23 |
| $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$          | 0,2357    | 0,0391   | 0,1658   | 0,2861   | 0,17 | 44 |
| $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$          | 0,513274  | 0,000571 | 0,512174 | 0,513885 | 0,00 | 23 |
| $\epsilon_{\text{Nd}}$                     | +2,81     | 0,63     | +1,30    | +4,23    | 0,22 | 42 |
| <b>Пояс Кейп-Смит, Канада</b>              |           |          |          |          |      |    |
| Sm                                         | 2,725     | 1,776    | 0,653    | 6,119    | 0,65 | 6  |
| Nd                                         | 6,517     | 5,691    | 1,131    | 18,160   | 0,87 | 6  |
| $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$          | 0,2037    | 0,0102   | 0,1895   | 0,2223   | 0,05 | 6  |
| $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$          | 0,512889  | 0,000142 | 0,512678 | 0,513147 | 0,00 | 6  |

**П р и м е ч а н и е .** Статистические характеристики рассчитаны по данным: Барбертон [Jahn et al., 1982; Gruau et al., 1990; Smith, Ludden, 1989], Белингве [Smith, Ludden, 1989], Уилуна [Там же], Пилбара [Там же], Абитиби [Zindler, 1982; Cattel et al., 1984; Smith, Ludden, 1989], Кейп-Смит [Zindler, 1982].  $Kv = S/\bar{X}$ .  $n$  – кол-во измерений.

На диаграмму вынесены конкретные результаты измерений указанных параметров, и средние составы из табл. 4.2.6. Как можно видеть, для коматиитов характерны достаточно значительные региональные вариации, о чем уже упоминалось выше, причем весьма мало зависящие от возраста коматиитов. Так, например, данные по позднеархейскому поясу Абитиби и раннеархейским коматиитам блока Пилбара (Западная Австралия) весьма слабо различаются как по средним составам,

Таблица 4.2.7

**Статистические характеристики изотопии свинца коматиитов  
(содержания, г/т)**

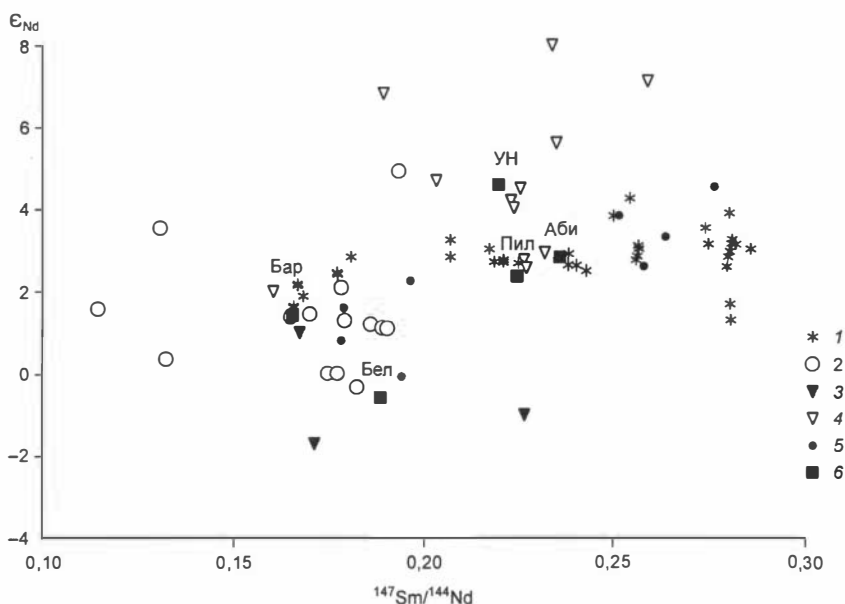
| Содержание,<br>отношение<br>изотопов | $\bar{X}$ | S     | min    | max    | Kv   | n  |
|--------------------------------------|-----------|-------|--------|--------|------|----|
| <b>Пояс Барбертон, ЮАР</b>           |           |       |        |        |      |    |
| Pb                                   | 0,29      | 0,10  | 0,21   | 0,54   | 0,34 | 8  |
| $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$    | 22,693    | 5,806 | 16,020 | 33,883 | 0,26 | 12 |
| $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$    | 16,977    | 1,785 | 15,249 | 20,570 | 0,11 | 12 |
| $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$    | 43,551    | 6,211 | 36,298 | 56,222 | 0,14 | 12 |
| <b>Пояс Абитиб, Канада</b>           |           |       |        |        |      |    |
| Pb                                   | 0,64      | 0,47  | 0,02   | 1,71   | 0,73 | 24 |
| $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$    | 20,360    | 5,033 | 14,219 | 32,477 | 0,25 | 44 |
| $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$    | 15,775    | 0,895 | 14,717 | 17,778 | 0,06 | 44 |
| $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$    | 39,495    | 4,610 | 33,786 | 50,453 | 0,12 | 44 |
| <b>Пояс Кейп-Смит, Канада</b>        |           |       |        |        |      |    |
| $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$    | 19,938    | 1,812 | 17,388 | 23,010 | 0,09 | 7  |
| $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$    | 15,650    | 0,176 | 15,487 | 15,976 | 0,01 | 7  |
| $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$    | 39,721    | 1,858 | 37,181 | 43,235 | 0,05 | 7  |

Примечание. Статистические характеристики рассчитаны по [Brevart et al., 1986], а также неопубликованным данным Б. Дюпре и др. [1985].  $Kv = S/\bar{X}$ . n – количество измерений.

так и по рассеянию конкретных фигуративных точек проб. Если использовать некоторые реперные тенденции, приведенные на рис. 4.2.3, б (обедненная мантия, линии плавления/кристаллизации и коровой ассимиляции), то можно сделать вывод, что в обоих случаях распределение изотопных характеристик отвечает производным слабо обедненной мантии, которые подвергались процессам фракционного плавления или кристаллизации (субгоризонтальная ориентировка фигуративных точек относительно оси абсцисс) при практическом отсутствии коровой контаминации.

В то же время, резко различное положение на диаграмме занимают фигуративные точки разновозрастных коматиитов поясов Барбертон и Уилуна-Норсмен. В последнем случае коматииты демонстрируют связь с наиболее деплетированной мантией. Генезис же коматиитов более древнего пояса Барбертон можно связывать как с процессами плавления/кристаллизации, так и коровой ассимиляции. Тем не менее отмеченные особенности вряд ли можно непосредственно связывать с возрастом коматиитов, поскольку на диаграмме хорошо видно, что существенно различающиеся по возрасту коматииты Барбертон (~3,5 млрд лет) и пояса Белингве (>2,8 млрд лет) достаточно близки друг другу, хотя для пояса Белингве и может предполагаться максимальная степень коровой контаминации.

Таким образом, данные по изотопии коматиитов показывают весьма значительную вариантность этих характеристик в региональном плане и в пределах одного и того же зеленокаменного пояса. Существующие данные, однако, пока не



**Рис. 4.2.5.** Взаимоотношения между  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $\text{Nd}(t)$  в коматитах докембрийских зеленокаменных поясов [Smith, Ludden, 1989].

1 – пояс Абитибид (Аби), 2 – Барбертон (Бар), 3 – Белингве (Бел), 4 – Уилуна-Норсмен (УН), 5 – Пилбара (Пил), 6 – средние значения (по данным табл. 4.2.6). Основные тенденции эволюции изотопных характеристик см. рис. 4.2.3,б.

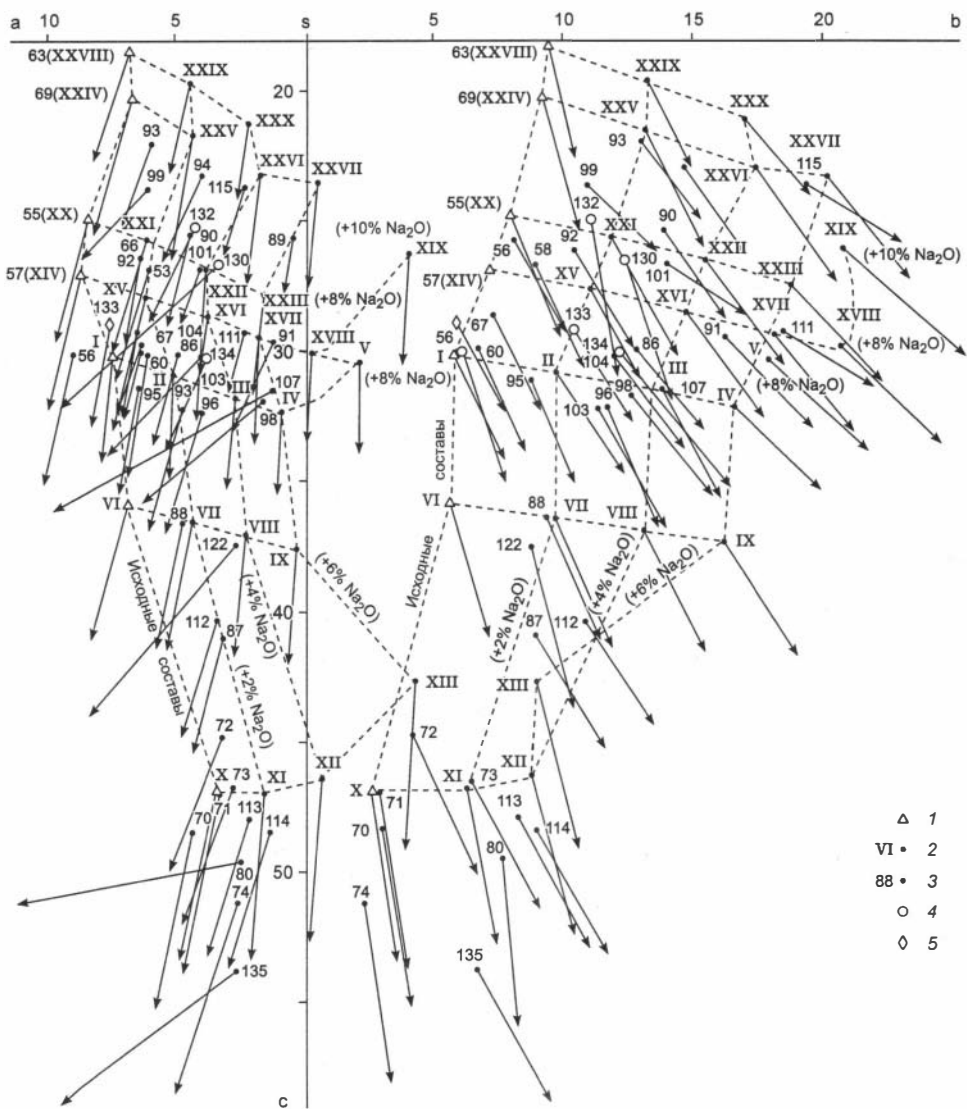
позволяют достаточно четко проследивать возрастные тенденции изменения вариаций изотопного состава и соотношений в этих своеобразных породах. Можно лишь надеяться, что проведение комплексных исследований сначала в каком-либо одном регионе, как это было показано в предыдущих разделах для Сибирской платформы, а затем и межрегиональных корреляций, позволит в дальнейшем более детально изучить рассмотренный вопрос.

### 4.3. Метасоматоз как фактор модификации состава ультрабазитов и базитов

Как было показано [Mantle metasomatism, 1987], мантийный метасоматоз может играть существенную роль в изменении первоначального состава мантийного субстрата. Это достаточно хорошо доказывается во многих случаях для ультраосновных мантийных пород, обнаруживаемых в ксенолитах в кимберлитовых трубках, по появлению в них более поздних минералов, таких, например, как амфибол и флогопит, наложенных на ассоциацию первичных минералов [Dawson, 1987]. Известно также присутствие каемок-новообразований с иным составом по сравнению с первичными минералами. Изменение состава мантийных пород будет иг-

рать большую роль в возникновении гетерогенности мантии и появлении многообразия мантийных расплавов при ее последующем плавлении. В частности, это относится к возникновению высококальциевых щелочных глубинных базитовых и ультрабазитовых расплавов (например, лампроитовых). Влияние метасоматоза окажется также существенным, если потоки глубинных растворов будут мигрировать вверх с переносом (привносом-выносом) ряда компонентов [Spera, 1987] уже в условиях появившегося расплава, создавая систему так называемых “сквозьмагматических растворов” с участием метамагматических процессов [Коржинский, 1952, 1973]. В этом случае метасоматоз становится важным фактором модификации состава ультрабазитов и базитов и прежде всего в появлении субщелочных и щелочных их разновидностей. Гипотеза “ощелочения” расплавов появилась давно и многие авторы возвращаются к ней снова и снова [Бородин, 1963; Бейли, 1976; Золотухин, 1984, 1991; Tomkeieff, 1937; и др.]. Прочную теоретическую базу под нее подвели представления Д.С. Коржинского [1952, 1957] о подвижности щелочей в магматических расплавах. Методами парагенетического анализа по смене ассоциаций сосуществующих минералов в гранитоидах цитируемым автором восстанавливались условия эволюции режима щелочей в материнских расплавах [Коржинский, 1957]. Такие оценки в применении к базитовым расплавам позволяют также считать их многообразие в значительной мере результатом изменения режима щелочей [Золотухин, 1984; Золотухин и др., 1986]. В еще большей мере потенциальное многообразие базитов и ультрабазит-базитов выявляется при петрохимическом моделировании привноса щелочей в соответствующие магматические расплавы [Золотухин, 1991].

Для моделирования было взято несколько реальных исходных типов расплавов. Это, прежде всего, вычисленные средневзвешенные составы для громадного Вороговского дифференцированного траппового интрузива [Золотухин и др., 1989], Верхнеталнахского и Нижнефокинского интрузивов [Поисковые критерии..., 1978]. Упомянутые интрузивы располагаются в западной части Сибирской платформы, первый – на ее юге, а второй и третий – на севере. Состав первого близок к “среднему траппу” [Кутолин, 1969], второй представляет составы рудоносных дифференцированных интрузий, третий приближается по составу к пикритам. Еще четыре исходных состава представлены различными базитами по Дэли. Таким образом, полностью перекрывается широкий диапазон составов от пикритов до кварцевых базальтов и габбро. Последовательно добавляя ко всем перечисленным составам 2,4 и 6 % (в отдельных случаях 8 и 10 %)  $\text{Na}_2\text{O}$  (как представителя щелочей), пересчитываем их на 100 % и далее на числовые характеристики А.Н. Заварицкого. При нанесении их на диаграмму Заварицкого и соединяя векторы с равными добавками  $\text{Na}_2\text{O}$ , получаем четкую разграфку интересующей нас площади диаграммы (рис. 4.3.1). После нанесения сюда же векторов всех главных типов щелочных базальтов по Дэли [Заварицкий, 1960], можно видеть, что серии векторов для известных типов щелочных базитов и базальтоидов по Дэли располагаются параллельно серии расчетных составов в порядке возрастания содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  в диапазоне значений  $b$  от 22 до 55. Векторы на проекции  $asb$  в ряде случаев субпараллельны и близки по наклону и длине к расчетным. Подобно серии возрастающей щелочности могут расцениваться следующие ряды пород (последовательно сверху вниз диаграммы на рис. 4.3.1 от лейкократовых базитовых до ультрамафических).



**Рис. 4.3.1.** Диаграмма А.Н. Заварицкого для исходных нормальных и расчетных щелочных составов базитов и ультрабазитов, а также для средних по Дэли [Заварицкий, 1960] типов подобных пород различной щелочности.

*I* – исходный состав: *I* – Вороговский интрузив (по 78 ан. [Золотухин и др., 1989]), *VI* – Верхне-талнахский интрузив (по 107 ан. [Поисковые критерии..., 1978]), *X* – Нижнефокинский интрузив (по 5 ан. [Там же]), *XIV* – габбро (все) по Дэли, *XX* – габбро (безоливиновые) по Дэли, *XXIV* – кварцевый базальт по Дэли, *XXVIII* – кварцевое габбро по Дэли; 2 – остальные римские цифры обозначают расчетные серии пород различной щелочности (*II–V*, *VII–IX*, *XI–XIII*, *XV–XIX*, *XXI–XXIII*, *XXV–XXVII*, *XXIX–XXX*); 3 – арабские цифры – номера составов главных типов пород по Дэли (см.: [Заварицкий, 1960, табл. А]); 4 – типы лампрофиров по Дэли; 5 – средний трапп (по [Кутолин, 1969]).



1. Исходный расплав (кварцевый базальт ( $K_{\phi}$  52,6)\* или кварцевое габбро ( $K_{\phi}$  69,9)) – эссексит ( $K_{\phi}$  71,2) – трахидолерит ( $K_{\phi}$  69,6) – гаюинофир (73,8). Расчетные серии XXV–XXVII и XXVIII–XXX.

2. Исходный расплав (безоливиновые габбро ( $K_{\phi}$  56,5) или диабаз ( $K_{\phi}$  66,7) – эссекситовое габбро ( $K_{\phi}$  63,8) – тефриты (все) ( $K_{\phi}$  56,5) – тешениты ( $K_{\phi}$  68,5) – нефелиновый тефрит ( $K_{\phi}$  81,8) – часть лампрофиров (вогезиты ( $K_{\phi}$  47,8) и минетты ( $K_{\phi}$  50,3)). Расчетная серия XI–XIII.

3. Исходный расплав (габбро (все) ( $K_{\phi}$  54,8) или базальты (все ( $K_{\phi}$  64,5) – часть лампрофиров (камptonиты ( $K_{\phi}$  71,1), мончикиты ( $K_{\phi}$  61,9)) – авгититы ( $K_{\phi}$  71,6) – тералиты ( $K_{\phi}$  62,6) – нефелиниты ( $K_{\phi}$  79,3)). Расчетная серия XV–XIX.

4. Исходный базитовый расплав (Вороговская трапповая интрузия ( $K_{\phi}$  61,5) или оливиновое габбро ( $K_{\phi}$  52,4)) – платобазальты, по Дэли ( $K_{\phi}$  67,0) – кринанит ( $K_{\phi}$  64,7) – нефелиновые базаниты ( $K_{\phi}$  54,1) – лейцитовые базаниты ( $K_{\phi}$  59,7) – анальцимовые базальты ( $K_{\phi}$  54,1) – шонкиниты ( $K_{\phi}$  52,7) – лейцитовые базальты ( $K_{\phi}$  55,1)). Расчетные аналоги II–V.

5. Магнезиально-базитовый исходный расплав (Верхнеталнахский интрузив ( $K_{\phi}$  53,4) – бекиннит ( $K_{\phi}$  56,9) – лимбургит ( $K_{\phi}$  53,5) – нефелиновые базальты ( $K_{\phi}$  55,5)). Расчетные аналоги VII–IX.

6. Пикритоидный исходный расплав (Нижнефокинский интрузив ( $K_{\phi}$  40,3) – океаниты по Дэли ( $K_{\phi}$  36,5) – анкармит ( $K_{\phi}$  41,7) – анкаратрит ( $K_{\phi}$  44,5) – нефелин-мелилитовый базальт ( $K_{\phi}$  45,2) – мелилитовый базальт ( $K_{\phi}$  43,8)). Расчетные аналоги XI–XIII. Еще более ультрамафичные расплавы могут предположительно составлять ряд: исходный пикрит, по Дэли ( $K_{\phi}$  41,5) – альнеит ( $K_{\phi}$  40,4) – слюдистый перидотит ( $K_{\phi}$  43,3).

По мере возрастания степени мафичности состава (величина характеристики  $b$ ) пересыщенность щелочами с появлением характеристики  $\bar{c}$  достигается при все меньшем добавлении их количества извне. Для составов верхней части диаграммы требуется, например, добавление 6–10 % щелочей от первоначального валового состава расплава, а в нижней части диаграммы для этого достаточно уже добавления от 4 до 6 мас.%. Построенная на диаграмме сетка позволяет не только указать на вероятный состав исходного базальтового расплава, но и ориентировочно оценить необходимый суммарный привнос в него щелочей для каждого типа реального состава щелочного базита, по Дэли. Средние типы изверженных пород [Заварицкий, 1960, табл. А] почти не попадают в указанные пересыщенные участки диаграммы, в то же время сюда ложатся векторы многих щелочных базитов, получивших особые названия от описавших их авторов [Там же, табл. В]. Исходные для “ощелочения” составы, скорее всего, представляют собой продукты последовательного фракционирования глубинных пикритоидных расплавов нормальной щелочности [Золотухин, Лагута, 1985]. По мере подъема отдельных порций фракционированного расплава может произойти взаимодействие их с потоками глубинных флюидов, содержащих щелочи и сопутствующие некогерентные элементы. Продолжительность их взаимодействия определит степень “ощелочения”. Теоретически возможен и несколько иной путь возникновения щелочных пород – за счет нескольких пор-

\*  $K_{\phi}$  здесь и далее – коэффициент фракционирования (мас.%).

ций исходного глубинного расплава, подщелоченного в разной степени, и дальнейшей дифференциации этих порций в процессе их подъема к поверхности. На диаграмме при этом будут проявляться не “субгоризонтальные”, а “субвертикальные” серии щелочных пород. Более сложный комбинированный субдиагональный путь эволюции состава исходного расплава может проявиться в реальных многообразных условиях, когда ощелочение может продолжаться по мере его дифференциации в процессе подъема.

Как известно из экспериментов, генерации щелочных базитовых расплавов благоприятствуют высокие давления и наименьшие степени плавления мантийного субстрата [Грин, Рингвуд, 1968; Йодер, Тилли, 1985; O'Hara, Yoder, 1967; и др.]. В пиролите и гранатовом перидотите доля щелочей ничтожна. Открытие следов мантийного метасоматоза [Dawson, 1987; Spera, 1987] указывает на вероятное существенное локальное изменение первоначального состава субстрата в сторону возрастания содержаний щелочей и некогерентных элементов. Последующее плавление такого мантийного субстрата может привести к появлению рядов расплавов различной щелочности за счет плавления различного по составу исходного материала. Не отрицая этих известных альтернативных возможностей появления щелочных расплавов вообще и щелочных базитовых в частности подчеркнем большую значимость совершенного иного аспекта механизма их генезиса в случае привноса щелочей и “ощелочения” первично нещелочных расплавов. Этот аспект уже обсуждался рядом исследователей, в том числе и нами, и фактически является разновидностью ассимиляционных гипотез. Приводимые нами новые данные расчетного характера в сочетании с известным петрохимическим материалом для главных типов пород по Дэли позволяют утверждать, что эти оценки неплохо согласуются и, несомненно, свидетельствуют в пользу обсуждаемой концепции “ощелочения” исходных нормальных по щелочности базитовых и ультрабазитовых расплавов. Взаимодействие глубинного потока щелочных флюидов с дифференцирующимся исходным ультрабазит-базитовым расплавом должно привести к существенной “подвижности” щелочей за счет внешних устойчивых их источников по отношению к расплаву. Это делает генетическую концепцию “ощелочения” наиболее вероятной в применении к наиболее распространенным щелочным базитам, особенно в вулканических областях развития рифтогенеза и связанного с ним потока глубинных флюидов.

#### **4.4. Общая модель петрогенезиса вулканогенных ассоциирующих ультрабазитов и базитов древних платформ**

Результаты петрохимических исследований, приведенные в гл. 2, 3, позволяют сделать два главных вывода, имеющих определяющее значение для построения общей модели петрогенезиса базит-ультрабазитовых ассоциаций древних платформ: 1) геологические тела, образуемые такими ассоциациями (т. е. вулканогенные формации), могут включать одновременно вулканы разных магматических серий, т. е. являться **гетеросериальными**; 2) магматические расплавы, продуктами кристаллизации которых образованы такие ассоциации, **потенциально полигенны**, а некоторые хорошо изученные породы содержат прямые признаки влияния нескольких магнеобразующих процессов. Из этого следует, что в ходе развития как зелено-

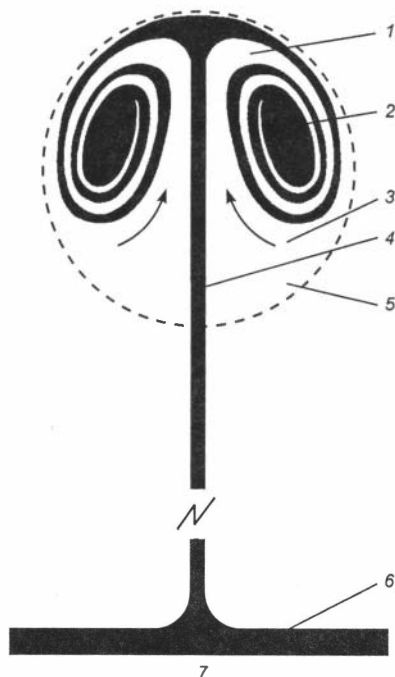
каменных поясов, так и трапповых провинций, различные петрогенетические процессы могли проявляться субсинхронно, а в эволюционном плане происходила смена во времени не тех или иных процессов, как это обычно считается, а их определенных комбинаций. Вулканогенные базит-ультрабазитовые ассоциации, таким образом, несут закодированную информацию о близкоодновременном возбужденном состоянии коры и мантии на разных глубинах. Для построения общей модели петрогенезиса базит-ультрабазитов древних платформ необходима не только реконструкция процессов эволюции разных типов магм, предпринятая в гл. 3, но и расшифровка отмеченной информации, т. е. геологического воплощения петрогенетических процессов в геодинамических обстановках зеленокаменных поясов и трапповых провинций.

Как отмечалось в гл. 1, отличительной чертой строения коматиит-толеитовых формаций зеленокаменных поясов является тесное переслаивание пород коматиитовой и толеитовой серий, причем конкретные варианты строения разрезов весьма многообразны. Известны примеры доминирования коматиитов над толеитами, обратные соотношения, вертикально-неоднородные разрезы, где наблюдается неоднократная смена различных типов переслаивания. Очевидно, наиболее простой интерпретацией отмеченных закономерностей строения коматиит-толеитовых ассоциаций было бы допущение о частых повышениях и понижениях степени плавления единого мантийного субстрата, когда режим этого процесса варьировал от структуры к структуре. С другой стороны, можно считать толеиты и породы коматиитовой серии продуктами различных стадий фракционирования единых высокомагнезиальных коматиитовых расплавов. Однако в гл. 3 было показано, что особенности петрологии толеитовой и коматиитовой серий хотя и не исключают такого рода соотношений между ними, не дают и основания считать этот процесс ведущим. Наконец, возможен вариант одновременного существования источников коматиитовой и толеитовой магм, образование которых связано с одной общей причиной (например, мантийным диапиром или плюмом), а функционирование осуществлялось путем поочередного либо близкоодновременного удаления расплавов обеих серий. Такой механизм означает, по сути дела, парагенетичность коматиитовых и толеитовых магм. Конкретная схема процесса может быть описана на основе результатов моделирования термального плюма, опубликованных в работе И. Кэмпбелла с сотрудниками [Campbell et al., 1989]. Было показано, что в оторочке фронтальной части поднимающегося плюма происходит интенсивное перемешивание материала двух модельных сред (рис. 4.4.1). Горячий глубинный материал при этом охлаждается, а захваченные образцы окружающих пород испытывают частичное плавление, в результате чего образуется гибридный расплав из разноглубинных выплавов. Поскольку горячий глубинный материал ассоциируется И. Кэмпбеллом и его коллегами [1989] с коматиитами, а гибридный расплав в оторочке – с исходными магмами толеитов, можно, по-видимому, говорить, что уже на стадии подъема магмы обеих серий связаны парагенетически, но пространственно разобщены, так как коматиитовый расплав занимает осевую часть плюма.

Разумеется, описанная схема является идеализированной, и реальное пространственное положение и взаимосвязь очагов генерации коматиитовых и толеитовых магм намного сложнее. Однако даже эти результаты позволяют видеть как сложную внутреннюю структуру мантийных плюмов, так и возможность возникновения очага генерации первичных толеитовых магм под влиянием термального

**Рис. 4.4.1.** Схематический разрез (по экспериментальным данным) растущего термального плюма до достижения поверхности мантии, по [Campbell et al., 1989].

1 – прогреваемые образования, окружающие плюм; 2 – охлаждающийся глубинный материал; 3 – вовлечение окружающих образований; 4 – осевой канал горячего глубинного материала; 5 – термальный ореол плюма; 6 – пограничный слой; 7 – источник глубинного материала (ядро или нижняя мантия).



воздействия более глубинных коматиитовых расплавов. Это не противоречит приведенным ранее соображениям о нескольких типах потенциальных субстратов толеитовых расплавов, поскольку все эти субстраты (разумеется, в разных пропорциях) могут оказаться вовлеченными в очаг магнеообразования.

Таким образом, вариант автономности очагов генерации первичных магм коматиитовой и толеитовой серий представляется вполне вероятным, но в первом приближении он предполагает и в дальнейшем отсутствие пересечений линий эволюции расплавов обоих типов, помимо случаев непосредственного взаимодействия между ними. Следовательно, по этой схеме следует рассматривать две автономные магматические колонны, включающие очаги магнеообразования, каналы транспортировки расплавов, камеры их дифференциации и, судя по всему, также автономные вулканические аппараты. Для функционирования в течение длительного времени, соответствующего периоду становления коматиит-толеитовых ассоциаций, такие системы должны быть в известной мере стационарными. Все эти условия достижимы в случае латеральной разобщенности таких систем, но маловероятны при разноглубинности камер, связанных с общим каналом транспортировки магм. Между тем именно последняя ситуация представляется наиболее вероятной для вулканической области сравнительно небольших размеров, каковыми, чаще всего, являлись гранит-зеленокаменные области. Как показывают палеовулканологические реконструкции [Конди, 1983], зеленокаменные структуры обычно связаны с одним-двумя вулканическими аппаратами, удаленными друг от друга на первые километры. Глубины же генерации исходных магм как коматиитовой, так и толеитовой серии, как было показано в гл. 3, превышают первые десятки километров. Для рифтовой геодинамической обстановки, отличающейся интенсивной деструкцией литосферы, геологически трудно предполагать существование автономных, достаточно близко расположенных, длительно функционирующих каналов транспортировки глубинных расплавов (т. е. глубинных разломов) протяженностью в десятки километров, по всей длине не пересекающихся и не сообщающихся друг с другом. Ко всему прочему, при допущении автономности приходится привлекать весьма сложный,

но малоочевидный механизм постоянной унаследованности латеральной разобщенности очагов магмообразования.

Таким образом, модель автономности магматических систем генерации, транспортировки и фракционирования коматиитовых и толеитовых магм требует выполнения нескольких обязательных условий, которые для деструктивных зон, подобных зеленокаменным поясам, по-видимому, далеко не всегда достижимы. Более вероятно, на наш взгляд, автономность очагов генерации магм этих двух серий с последующей транспортировкой большей частью по единым достаточно мощным каналам (глубинным разломам) и, нередко, дифференциацией в общих, периодически восполнявшихся, промежуточных камерах. Необходимо подчеркнуть, что использование различными магмами одних и тех же каналов транспортировки совершенно реально, поскольку, как показывают модельные построения [Takada, 1989], движение порций магм по таким каналам носит импульсивный характер, объем магмы, движущейся по каналу в единицу времени, всегда конечен, а сама эта порция очень быстро утрачивает связь с очагом или камерой.

Из экспериментов по моделированию рифтинга [Бхаттачарджи, Койда, 1981; Малкин, Шеменда, 1989; Kirby, 1980] известно, что наиболее мощному разрушению подвергаются верхние, хрупкие части земной коры, а рифтогенная разломно-трещинная сеть разветвляется кверху. Поэтому можно ожидать аналогичного расширения магматических систем деструктивных обстановок с возникновением большого количества осложняющих каналов транспортировки магм и периферических камер их дифференциации. Таким образом, наибольшей автономностью отличаются, вероятно, самые верхние, гипабиссальные части магматических колонн, за счет которых возможна подпитка локальных вулканических аппаратов из периферических камер, содержащих сильно фракционированные расплавы.

Обсуждая петрогенезис коматиитов и коматиитовых базальтов, А.В. Гирнис и соавт. [1987] отмечали, что широкий спектр производных высокомагнезиальных коматиитовых магм требует их дифференциации в приповерхностных условиях, где солидус-ликвидусный интервал имеет максимальную ширину. Малоглубинный характер дифференциации коматиитовых магм предполагается также Э. Столпером с соавт. [Stolper et al., 1981], так как при больших давлениях разность плотностей оливина и расплава невелика и фракционирование должно быть малоэффективным. Аналогичная оценка глубинности фракционирования получена нами и для исходных магм толеитов (см. гл. 3). Таким образом, камеры дифференциации расплавов обоих типов должны были располагаться в упомянутой верхней части магматической колонны и, несмотря на то, что подъем глубинных расплавов мог осуществляться по единому каналу транспортировки, подводные излияния трещинного типа либо пирокластические извержения имели возможность питаться из автономных камер. Очевидно, что последние могли быть разобщены не только по латерали, вдоль оси глубинных разломов, но и располагаться на разных глубинах в пределах гипабиссальной фации. Поскольку для подъема к поверхности глубинных коматиитовых расплавов требуется, по-видимому, большая степень декомпрессии земной коры [Сиворонов, Малюк, 1983; Шкодзинский и др., 1983; Campbell et al., 1989], можно ожидать, что первичные расплавы этой серии имели потенциальную возможность проникать на более высокие коровые уровни, по сравнению с толеитами, где и образовывали промежуточные камеры.

Следует, однако, отметить, что само по себе признание автономности камер дифференциации коматиитовых и толеитовых магм, непосредственно питавших поверхностный магматизм, позволило бы объяснить скорее бессистемный характер строения коматиит-толеитовых формаций, если бы таковой имел место. Существующие же закономерности, невзирая на их различия, больше напоминают результат действия некоторого эволюционирующего во времени общего геодинамического фактора, несомненно, преломленного сквозь сложные призмы конкретных тектономагматических систем. Таким фактором, в частности, мог быть многофазовый мантийный диапиризм или рост плюмов. Результат этого процесса выражался в пульсирующей декомпрессии литосферы и, как следствие, степени проницаемости магноподводящих глубинных разломов. Если допускать, что при сравнительно большей мощности растягивающих тектонических напряжений к поверхности поднималась глубинная коматиитовая магма, пополнявшая промежуточные камеры дифференциации соответствующих расплавов и приводившая к компенсирующему удалению дифференцированного расплава, то меньшие степени декомпрессии должны были приводить к подъему менее глубинных первичных магм толеитов, поступавших в более глубоко расположенные промежуточные камеры. С этой точки зрения мощные монопородные пачки в коматиит-толеитовых формациях можно интерпретировать как ассоциации, возникавшие на протяжении фаз магматизма в условиях достаточно постоянной большей (коматииты) или меньшей (толеиты) степени декомпрессии. И, наоборот, пачки ритмичного чередования пород коматиитовой и толеитовой серий можно истолковывать как результат магматизма в условиях нестационарной степени декомпрессии, нередко контрастной интенсивности, разделенного фазами релаксации коры. Различия химизма однотипных пород в элементарных ритмах при этом могут рассматриваться как вклад обсуждавшегося выше фактора автономности питающих камер, являясь сложной функцией режима подпитки первичными магмами, их объема, состава и интенсивности взаимодействия дифференцированных и первичных магм и т. д.

В дополнение к сказанному надо обратить внимание еще на два момента. Выше уже говорилось, что для интенсивно нарушенной коры рифтовых зон трудно ожидать полного отсутствия взаимопересечений каналов транспортировки магм, в рассматриваемом случае – разных серий. Это означает существование потенциальной возможности коматиит-толеитового гибридизма, который может осуществляться как при прорыве коматиитовых расплавов в камеры дифференциации толеитовых магм, так и наоборот. В гл. 2, 3 обращалось внимание на довольно высокую железистость многих коматиитов, что особенно хорошо проявляется в многомерном признаковом пространстве (см. рис. 3.3.4). Вполне возможно, что эта черта является следствием гибридизма, хотя конкретные масштабы его оценить трудно.

Помимо гибридизма, в гл. 3 рассматривался вопрос о контаминации коматиитовых магм сиалическим коровым материалом. Следует обратить внимание на то, что в работах, специально посвященных этому вопросу, приводятся весьма значительные оценки степени возможной коровой контаминации (до 50 % гранодиоритового материала [Sparks, 1986]), что не вполне согласуется с нашими результатами. Несмотря на значительный энергетический и флюидодинамический потенциал, коматииты в целом не выявляют признаков значительной контаминации. С позиций рассматриваемой схемы это можно объяснить тем, что коматиитовые расплавы образуют промежуточные камеры среди достаточно холодных пород высоких коро-

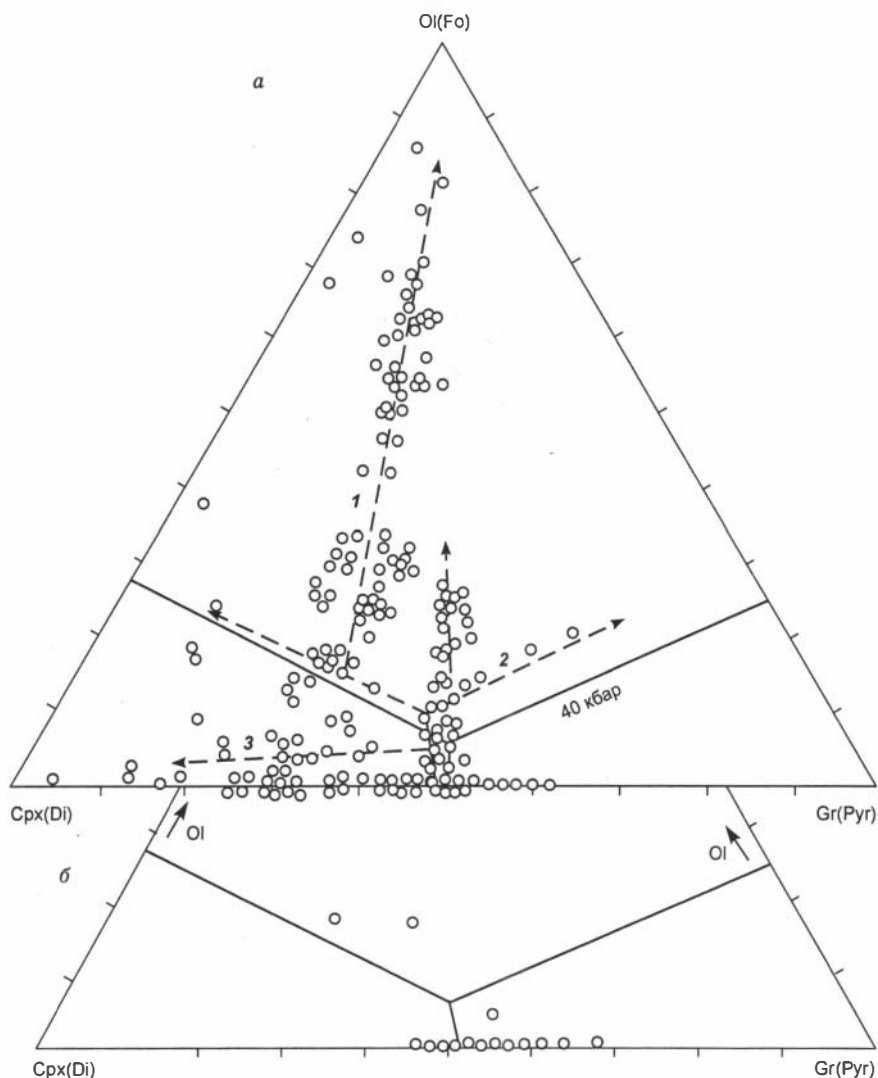
вых уровней, благодаря чему по периферии камер должны образовываться корки закали (аналоги хорошо известных краевых фаций многих расслоенных интрузий), изолирующие основной объем магмы в камере от окружающих кислых пород рамы. Контаминация, таким образом, наиболее вероятна при термальной эрозии стенок каналов при подъеме коматиитовых магм, а масштабы этого процесса могут ограничиваться целым рядом факторов [Campbell, 1985].

Столь подробный анализ петрогенезиса коматиит-толеитовых ассоциаций зеленокаменных поясов предпринят нами потому, что в этих структурах благодаря интенсивному бурению достаточно хорошо изучены временные соотношения между составляющими данных ассоциаций. Все приведенные выкладки в полной мере применимы и к базит-ультрабазитовым ассоциациям трапповых провинций, в частности, Сибирской платформы, где гораздо лучше изучены латеральные соотношения между различными вулканитами.

Как было показано в главах 2, 3, петрогенезис базит-ультрабазитовых ассоциаций трапповых провинций рассматривается с двух разных точек зрения: 1) выплавления как базальтовых, так и пикритоидных расплавов непосредственно из ультраосновного мантийного субстрата; 2) формирование базальтовых (толеитовых) магм при фракционировании более магнизальных пикритоидных расплавов, являющихся первичными выплавками из ультраосновного мантийного субстрата. Как частный случай, рассматривались варианты разномасштабного плавления эклогитов [Ito, Kennedy, 1974; Yoder, 1976]. Первой точке зрения противоречат имеющиеся экспериментальные данные, свидетельствующие о том, что выплавление толеитовых расплавов из ультраосновного субстрата возможно только при сравнительно низких давлениях (~1 ГПа), которые нереальны для Сибирской платформы, мощность континентальной коры в пределах которой достигает 30–40 км.

Более корректной для трапповых провинций представляется вторая схема. В высокобарических координатах (рис. 4.4.2) коматииты зеленокаменных поясов Азии образуют четкий специфический узор и эмпирические линии распределения составов в значительной мере увязываются с топологией известной экспериментальной диаграммы Fo–Di–Pyg для  $P = 40$  кбар [Дэвис, 1971; Дэвис, Шерер, 1971]. В гл. 3 на примере обширных выборок по составам коматиитов всех континентов уже отмечалось, что эмпирические тренды такого рода могут интерпретироваться как тренды глубинных природных выплавов коматиитового состава. Это подтверждается и при нанесении на подобные диаграммы составов экспериментальных выплавов из перидотитов при высоких и сверхвысоких давлениях (см. рис. 3.3.2). Конкретное положение тех или иных коматиитовых серий на данных диаграммах указывает на возможность их выплавления не только за счет перидотитовых (тренд 1), но также и пироксенитовых (тренд 3) и даже эклогитовых (тренд 2 на рис. 4.4.2) субстратов. Там же видно, что средневзвешенные составы раннемезозойских коматиитоподобных магнизиально-базитовых интрузивов северо-западной части Сибирской платформы [Поисковые критерии..., 1978] попадают на сторону Gr–Срх. Это указывает на значительно менее магнизальные составы по сравнению с коматиитами и, вероятно, заметно меньшие давления.

Для дальнейшей детализации обратимся к низкобарической диаграмме O1–Срх–O1 [Кокс и др., 1982]. На рис. 4.4.3 показаны проекции в данном сечении коматиитов Азии (а), а также коматиитоподобных магнизиально-базитовых трапповых интрузивов (в). Обе выборки образуют четкий шлейф точек, начинающийся

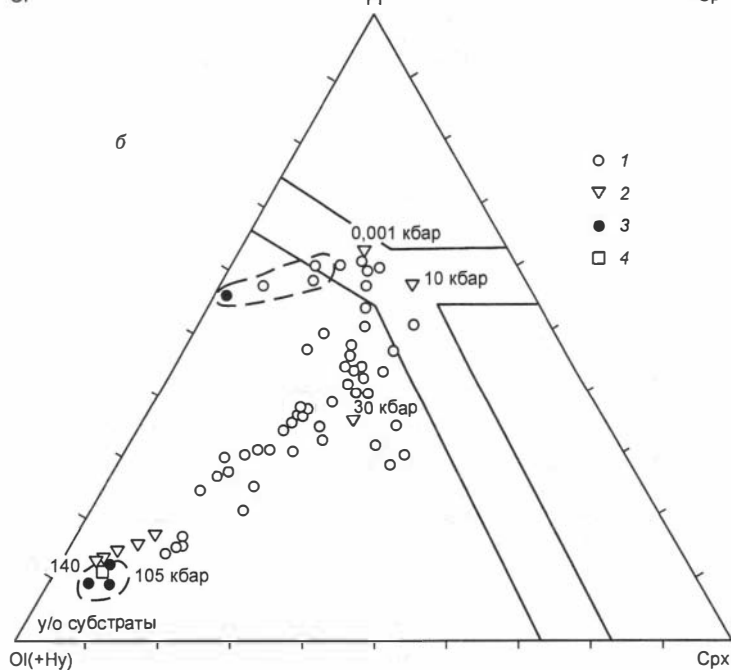
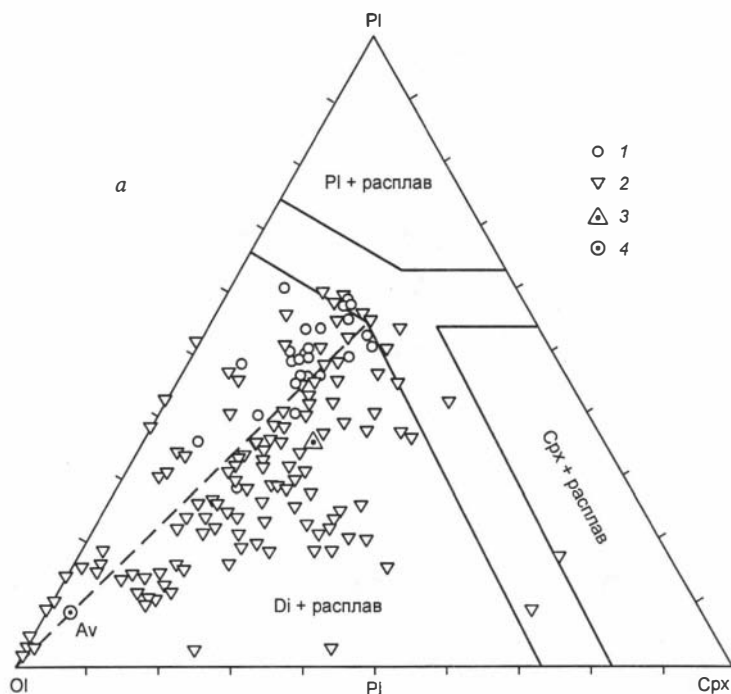


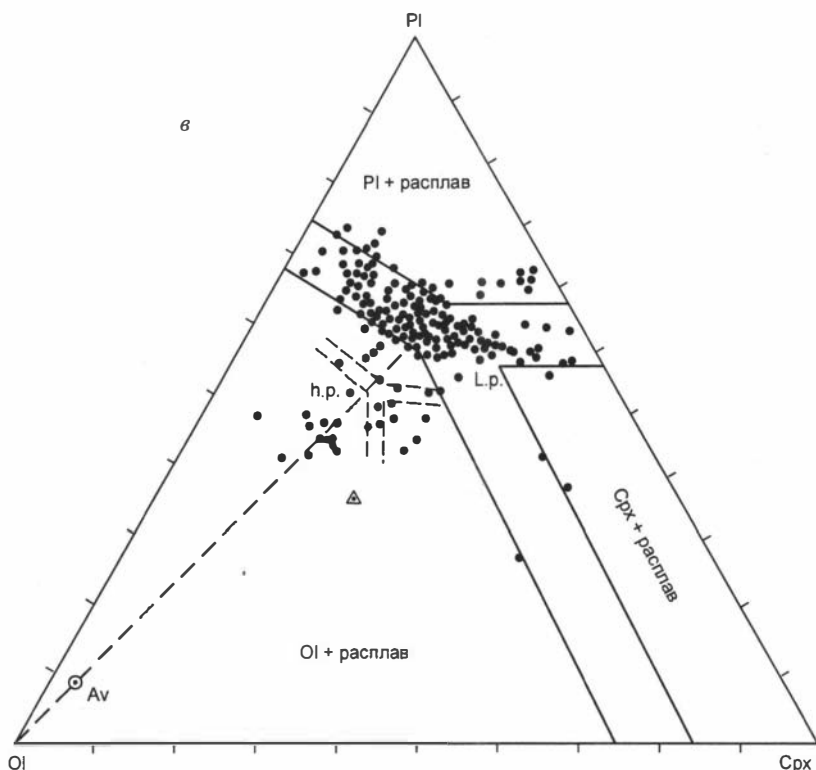
**Рис. 4.4.2.** Высокобарические нормативные составы на диаграмме Ol–Cpx–Gr(Pyr).

*a* – полная выборка для коматитов Азии (картотека Б.И. Малюка, по литературным данным);  
*б* – выборка для средневзвешенных составов 22 магнезиально-базитовых пермско-триасовых дифференцированных интрузивов северо-западной части Сибирской платформы [Поисковые критерии..., 1978]. Ост. поясн. см. в тексте.

из оливиновой вершины и заканчивающийся вблизи низкобарической эвтектики данной системы, причем в пределах шлейфа отсутствуют отчетливые признаки дискретности составов. Следует отметить, что состав глубинного лерцолита (средний состав мантии, [Там же]) проектируется на линию, соединяющую вершину оливи-







**Рис. 4.4.3.** Низкобарические нормативные составы на диаграмме Ol–Cpx–Pl (см.: [Кокс и др., 1982]) с расчетом по системе CIPW.

*a* – для выборок (см. рис. 4.4.2) по средневзвешенным составам магнезиально-базитовых интрузивов северо-западной части Сибирской платформы (1) и коматиитов Азии (2), 3 – состав первой выплавки в экспериментальной системе Di–Fo–Pyr при 40 кбар [Дэвис, Шерер, 1971], 4 – средний состав мантии по [Кокс и др., 1982]; *б* – для выборки составов по экспериментальным выплавкам исходных субстратов для них при различных давлениях (см. рис. 4.4.2): 1 – выплавки из пиролита, лерцолита, перидотита (1611 – сухой и с H<sub>2</sub>O), эклогита [Ito, Kennedy, 1974; Yoder, 1976, 1978; Mysen, Kushiro, 1977; Jaques, Green, 1980; Takahashi, 1986], 2 – серия выплавов из перидотита (KLB-1) [Takahashi, 1986], 3 – исходные субстраты для выплавов 1, 4 – исходный субстрат для 2; *в* – для базальтов из вулканической толщи северо-западной части Сибирской платформы [Золотухин, Альмухамедов, 1990]. Ост. объясн. см. в тексте.

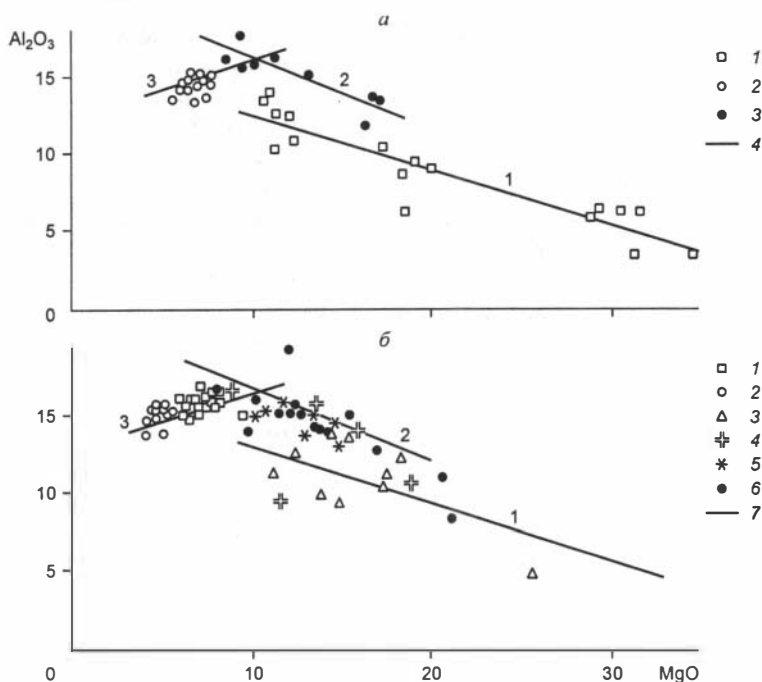
на и эвтекктическую область. Таким образом, составы природных коматиитовых, коматиитоподобных и базальтовых выплавов (см. рис. 4.4.3, *a*, *в*) дают единую протяженную полосу, в пределах которой располагается большая группа фактически эвтектоидных составов, отвечающих, с учетом данных по высокобарическим системам (см. рис. 4.4.2, 4.4.3, *б*), различным давлениям и, следовательно, глубинам. Контроль за всей этой группой составов пород осуществляется со стороны оливина, поскольку они четко ложатся на линию, соединяющую оливин и эвтектоидный участок диаграммы при низком давлении.

Рассмотренные диаграммы показывают, что непосредственное выплавление коматиитовых и магнезиальных базальтов возможно из мантийных субстратов при сравнительно низких давлениях с последующим их фракционированием и может приводить к возникновению толеитовых базальтов. В то же время непосредственное выплавление из ультраосновной мантииглубинных “нормальных” толеитовых расплавов весьма сомнительно, поскольку экспериментально устанавливается их относительно малоглубинная природа. Щелочные базальты могут возникать либо за счет фракционирования наиболее глубинных щелочно-ультраосновных расплавов, либо за счет локального ошелочения относительно малоглубинных расплавов первоначально толеитового состава. Непосредственное выплавление базальтов варьирующей щелочности из глубинных субстратов экологического состава возможно в широком диапазоне давлений (от низов коры до мантии) и степеней плавления.

На типовой диаграмме рис. 4.4.4 показаны средние составы пород коматиитовой и толеитовой серий зеленокаменных поясов (а), а также пермско-триасовых нормальных траппов и сопутствующих им магнезиальных и щелочных базитовых пород Сибирской платформы (б). Помимо этого показаны различные оценки состава предполагаемых первичных магм толеитов срединно-океанических хребтов (СОХ). Как было показано в гл. 3, химизм пород толеитовой серии зеленокаменных поясов наиболее удовлетворительно описывается схемой фракционирования исходных магм с  $MgO$  10 % под контролем оливин-плагиоклазовой, а затем оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектик. Коматиитовая серия отличается устойчивым оливиновым контролем. Из соотношений трендов можно заключить, что дифференциация коматиитовых магм может приводить к образованию пород, по химизму отвечающих дифференцированным толеитам, но не имеет отношения к генерации первичных магм толеитов, фракционирование которых обеспечивает образование всего спектра расплавов толеитовой серии зеленокаменных поясов.

Аналогичные соотношения с породами коматиитовой серии намечаются и для трапповых образований Сибирской платформы. Гипербазит-базитовые эффузивы в целом наследуют коматиитовый тренд, а дифференцированные гипербазит-базитовые интрузивы наследуют в основном тренд первичных магм толеитов СОХ. Базитовые и щелочно-базитовые эффузивы и интрузивы наследуют тренд толеитов зеленокаменных поясов. Таким образом, намечается две группы генетически разнородных базит-ультрабазитовых ассоциаций: 1) существенно гипербазитовая, наследующая коматиитовый тренд и в редких случаях дающая дифференциаты толеитового состава; 2) существенно базитовая, наследующая тренды толеитов зеленокаменных поясов и первичных магм толеитов СОХ, в рамках которой возможно объяснение происхождения основной массы трапповых базитов. Аналогия с коматиит-толеитовыми ассоциациями зеленокаменных поясов достаточно очевидна и, следовательно, пространственно-временные соотношения базит-ультрабазитовых ассоциаций траппов Сибирской платформы также могут быть описаны на основе проанализированной выше схемы многофазного развития мантийного диапира или плюма. Более того, в данном случае ввиду недислоцированности трапповой провинции, контуры глубинной мантийной магматической системы типа плюма могут быть намечены более рельефно, чем для зеленокаменных поясов, претерпевших кардинальную перестройку первичного структурного плана.

Упомянутые выше процессы происходят, очевидно, в целом ряде промежуточных камер на различной глубине, а отдельные фракции расплавов на разных ста-



**Рис. 4.4.4.** Некоторые петрохимические соотношения обсуждаемых серий пород.

*a* – толеитовая и коматиитовая серии докембрийских зеленокаменных поясов, а также составов предполагаемых первичных магм толеитов срединно-океанических хребтов (СОХ). 1 – средние составы коматиитов зеленокаменных поясов, по [Сиворонов и др., 1989]; 2 – средние составы толеитов зеленокаменных поясов, по [Малюк, 1989]; 3 – составы предполагаемых первичных магм толеитов СОХ [Рябчиков и др., 1983; Данюшевский и др., 1987; Green et al., 1979; Bougault, 1983; Backer, 1984; Takahashi, 1986]; 4 – линии линейной регрессии (уравнения регрессии: 1 –  $y = -0,362x + 16,247$ , 2 –  $y = 0,366x + 12,368$ , 3 –  $y = -0,472x + 21,048$ ); *б* – базитовая, щелочно-базитовая и гипербазит-базитовая субформации пермско-триасовой трапповой формации Сибирской платформы [Золотухин и др., 1986]: 1 – базитовая субформация (эффузивы + недифференцированные интрузии + дифференцированные интрузии); 2 – щелочно-базитовая субформация (эффузивы + недифференцированные интрузии); 3–6 – гипербазит-базитовая субформация: 3 – эффузивы, 4 – недифференцированные интрузии, 5 – дифференцированные интрузии, 6 – отдельная выборка из 22 дифференцированных интрузий [Поисковые критерии..., 1978]; 7 – линии регрессии с рис. *a* – для сопоставления.

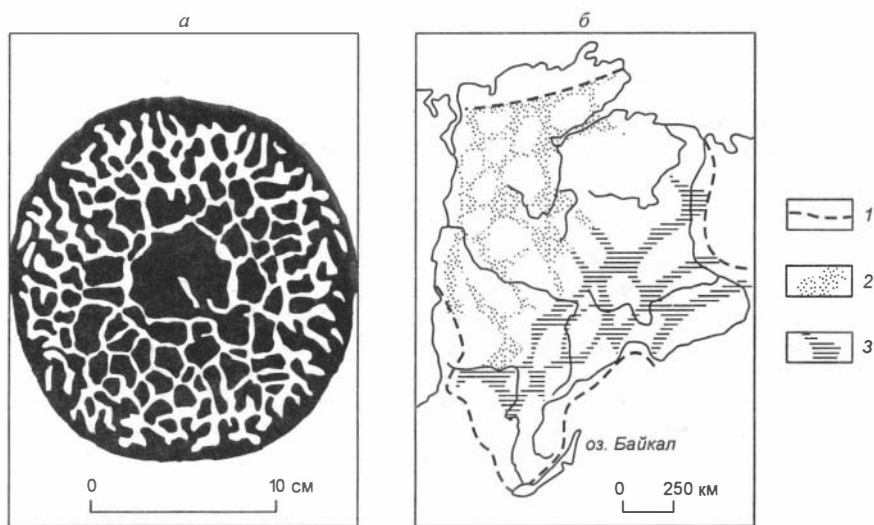
Сопоставление полей коматиитовой и толеитовой серий докембрийских зеленокаменных поясов с экспериментальными и расчетными составами первичных магм толеитов срединно-океанических хребтов см. на рис. 3.1.9.

В ходе их эволюции экстрагируются из камер с последующим излиянием на поверхность. Если камеры нижних уровней при их вскрытии глубинными проницаемыми зонами могут изливать глубинные расплавы вплоть до высокомагнезиальных коматиитовых, то менее глубинные дают излияния, отвечающие низкомагнезиаль-

ным коматиитовым базальтам. Наименее глубинные (вплоть до приповерхностных) коровые промежуточные камеры будут продуцировать остаточные расплавы, обедненные оливином, либо даже лишенные его и отвечать первоначально оливиновым, а затем и безоливиновым толеитовым базальтам, относительно обогащенным легкоплавкими компонентами, железом и некогерентными элементами.

На рис. 4.4.5, заимствованном из работы И. Кэмпбелла и соавт. [Campbell et al., 1989], показаны соотношения линеamentной сети Сибирской платформы и результатов моделирования развития термального плюма. Хорошо видно, что линеamentная сеть подобна рисунку границ между конвективными ячейками, осложняющими кровлю плюма. Каждая из таких ячеек имеет неоднородное внутреннее строение, обусловленное сонахождением более горячего глубинного материала и вовлеченного в частичное плавление менее глубинного материала. В рассматриваемой геологической ситуации может быть проведена аналогия с глубинными гипербазитовыми частичными выплавками и малоглубинными очагами генерации первичных магм базитовых ассоциаций. Латерально-неоднородное вскрытие тех или иных областей кровли плюма в таком случае способно объяснить наблюдающиеся пространственно-временные соотношения двух отмеченных выше генетически различных типов магм трапповой провинции Сибирской платформы.

Резюмируя весь изложенный материал, можно предложить следующую общую модель развития базит-ультрабазитового магматизма древних платформ.



**Рис. 4.4.5.** Зарисовка с фотографии экспериментально полученной структуры мелкомасштабных конвективных ячеек в кровле термального плюма, по [Griffiths, Campbell, 1991, fig. 10] с упрощениями (а) и схема линеamentной тектоники Сибирской платформы по [Griffiths, Campbell, 1991, fig. 13] с упрощениями (б).

1 – границы Сибирской платформы; 2 – линеamentные зоны Тунгусского палеовулканического региона (сибирские траппы); 3 – линеamentные зоны Ангаро-Вилуйской наложенной депрессии.

Базит-ультрабазитовые ассоциации древних платформ формировались в процессе развития сложных магматических колонн глубокого (300–500 км) заложения. Возникновение таких колонн являлось, по всей вероятности, следствием зарождения и подъема мантийных диапиров или плюмов. За счет периодического внедрения порций глубинного материала внутренняя структура таких диапиров постоянно изменялась, чем объясняется ритмичный характер многих базит-ультрабазитовых ассоциаций, в частности зеленокаменных поясов. Очаги генерации ультрабазитовых магм располагались во внутренних осевых частях плюмов и отличались латеральной дифференцированностью степени частичного плавления. В результате уже на стадии выплавления первичные магмы имели интегральный состав, причем комплексность состава усиливалась в случае сонахождения в зонах частичного плавления субстратов с различной магнезиальностью. Ввиду отрицательной разности плотностей оливин – расплав до глубин 100–120 км сегрегация первичных расплавов была, видимо, ограниченной. Далее, на транзитной стадии ультрабазитовые расплавы могли испытывать некоторое фракционирование, но главная фаза дифференциации была связана с промежуточными камерами. Подъем ультрабазитовых магм до высоких коровых уровней требовал значительной декомпрессии литосферы, чему способствовал рифтовый режим развития зеленокаменных поясов в раннем докембрии и трапповых провинций в фанерозое. В условиях мощной декомпрессии ультрабазитовые магмы имели, очевидно, возможность в течение короткого времени достигать слабопрогретых приповерхностных коровых горизонтов. Образование промежуточных камер в этих условиях должно было сопровождаться возникновением краевых закалочных зон, изолировавших гипербазитовые расплавы от окружающих сиалических пород. Контаминация ультрабазитовых магм коровым материалом оказывалась, таким образом, наиболее вероятной в процессе течения по подводящим каналам. Что касается базит-ультрабазитового гибридизма, то возникновению условий для этого процесса могла способствовать пространственная приуроченность каналов транспортировки, а также разноуровневых камер дифференциации к единым палеовулкано-тектоническим структурам, где смешение двух типов магм оказывалось вполне вероятным на этапе образования сложнопостроенных базит-ультрабазитовых ассоциаций типа коматиит-толеитовых.

Генерация исходных расплавов базитов происходила, очевидно, на глубинах 40–60 км при латерально-дифференцированном плавлении перидотитового субстрата с линзами пироксенитов и эколгитов. Сравнительно малоглубинному маглообразованию способствовал рифтовый режим развития зеленокаменных поясов и траппов, в частности, повышенный тепловой поток. Поскольку для подъема базитовых магм не требовалось столь мощной декомпрессии литосферы, как для ультрабазитовых, их движение осуществлялось с меньшей скоростью, а камеры дифференциации образовывались на несколько больших глубинах (до 10–15 км), причем этот процесс не сопровождался изоляцией базальтовых магм от пород коры зонами заделки. По мере подъема исходные магмы толеитов претерпевали контаминацию кислым коровым материалом, но масштабы этого процесса не вызывали кардинальных изменений направленности дальнейшей дифференциации в камерах. В зеленокаменных поясах последние представляли собой открытые, периодически восполнявшиеся системы, в которых состав основного объема расплава сохранялся примерно постоянным в силу регулярного внутрикамерного гибридизма более

или менее дифференцированных жидкостей. Лишь в некоторых случаях в небольших периферических камерах оказывалось возможным сильно продвинутое фракционирование толеитовых магм с появлением высокожелезистых (до 20 % FeO) дериватов (в частности, на этапе образования джеспилит-толеитовых формаций). Породы толеитовой серии слагают до 80 % объема зеленокаменных поясов в целом, причем в разрезе нередко занимают сквозное положение, встречаясь как в нижних, так и в верхних частях. Условия для развития толеитового магматизма, таким образом, создавались в процессе развития большинства зеленокаменных поясов и сохранялись на разных стадиях их эволюции. Наиболее удовлетворительным объяснением этому является длительное существование в верхней мантии термальных аномалий, связанных с мантийными диапирами, пульсационные изменения внутренней структуры которых обуславливали периодическую генерацию первичных толеитовых расплавов. Однако с глубинными плюмами связана также генерация первичных магм коматиитов, имеющих несравненно меньшее распространение. Очевидно, не все мантийные диапиры включали равноценные очаги генерации коматиитовых магм, но их термального потенциала оказывалось достаточно для образования очагов выплавления первичных толеитовых магм. Мантийные диапиры, следовательно, обуславливали парагенетическую связь коматиитовых и толеитовых магм: первые генерировались внутри диапиров, а вторые – в перекрывающих частях верхней мантии, термально возбужденных теми же диапирами. С другой стороны, образование обширных зон генерации толеитовых магм должно было создавать экранирующий эффект для внутридиапировых коматиитовых магм ввиду снижения вязкости и, соответственно, возможности декомпрессии наддиапировых областей. Вследствие этого поступление коматиитовых магм на поверхность с течением времени прекращалось, тогда как генерация толеитовых магм могла продолжаться. При низком же генерационном потенциале мантийных диапиров в отношении коматиитовых магм последние в разрезе зеленокаменных поясов могли не появляться вообще, в результате чего все мантийные продукты в таких структурах представлены толеитами.

Таким образом, в результате магмогенеза как совокупности процессов генерации, транспортировки и кристаллизации магм в образовании базит-ультрабазитовых ассоциаций древних платформ принимали участие **полигенные** расплавы. Состав магм, достигавших поверхности, описывается формулой

$$M = L + S, \quad (1)$$

где  $L$  – состав расплава,  $S$  – состав твердых фаз. В свою очередь, состав расплава может быть представлен в виде формулы

$$L = X_1 + X_2 + X_3 + X_4 + R, \quad (2)$$

где  $X_1 \dots X_i$  – вклад процессов:  $X_1$  – частичного плавления,  $X_2$  – фракционной кристаллизации,  $X_3$  – контаминации,  $X_4$  – гибризма;  $R$  – вклад “экзотических” процессов. При  $L = 1$  величины  $X_i$  и  $R$  могут принимать любые значения от 0 до 1, но конкретная матрица этих значений будет различной для разных порций даже однотипных магм. Кроме того, состав твердых фаз также можно представить в виде формулы

$$S = Y_1 + Y_2, \quad (3)$$

где  $Y_1$  – интрателлурические кристаллы,  $Y_2$  – ксеногенный материал. Очевидно, что эти параметры также подвержены значительным вариациям. Из всего сказанного следует, что специфика вулканитов как различных областей развития базит-ультрабазитовых ассоциаций, так и разных частей разрезов и участков в пределах этих областей обусловлена широкими вариациями масштабов проявления главных и второстепенных петрогенетических факторов.



# СПЕЦИФИКА СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, АССОЦИИРУЮЩИХ С БАЗИТОВЫМ И УЛЬТРАБАЗИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

## 5.1. Сопоставление месторождений в коматиитах зеленокаменных поясов (на примере Западной Австралии) и месторождений в гипербазит-базитовых интрузивах трапповой формации (на примере норильских)

Проблеме рудоносных коматиитов было посвящено большое количество публикаций во всем мире (см.: [Komatiites, 1982]), в том числе и по северо-западу Сибирской платформы, где магнезиальные гипербазит-базитовые норильские рудоносные интрузивы некоторые геологи стали связывать с проявлением здесь глубоинной, близкой к коматиитовой, магмы [Золотухин, 1980, 2000; Дюжиков, Дистлер, 1981]. Наметилась идея о их сходстве, учитывая, что в Западной Австралии, Канаде и Зимбабве были открыты крупные сульфидные никелевые месторождения, связанные с коматиитами [Ross, Travis, 1981]. Работами многих исследователей (см., например, [Marston et al., 1981]) была показана связь никеленосности Западной Австралии предпочтительно с вулканическими коматиитами, реже с интрузивными дунитами и расслоенными габброидами. Дискуссионными остаются присутствие здесь гипабиссальных силлов пикритов (в том числе рудоносных) и природа оруденения во всех его проявлениях. Тем не менее, учитывая, что наиболее ярким специфическим представителем здесь является лишь стратиформный коматиитовый вулканический тип, он далее будет именоваться западно-австралийским.

С целью установления вероятных генетических соотношений западно-австралийского и норильского типов нами проведено их сопоставление по наиболее важным параметрам [Золотухин, Малюк, 1983]. Отметим главные из них.

**Геологическая позиция и возраст. Норильский тип.** Сульфидные месторождения никеля, связанные с рядом дифференцированных интрузивов гипербазит-базитового состава (Норильск-1, Норильск-2, Верхнеталнахский, Черногорский, Зуб и др.), располагаются в области перикратонного опускания, переходящей в северо-западный борт Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе, и приурочены к зоне магноподводящего Норильско-Хараелахского глубинного разлома. Возрастной диапазон, вероятнее всего, близок к 249–250 млн лет [Золотухин, 1997; Baksi, Farrar, 1991; Dalrymple et al., 1991, 1995; Basu et al., 1995; и др.], геологическими методами датируется как ранний триас. Пологозалегающие мощные толщи платформенного чехла здесь представлены терригенно-сульфатно-карбонатными и терригенными породами верхнего протерозоя (синий), нижнего и среднего палеозоя, угленосно-терригенной (тунгусской) толщей верхнего палеозоя, мощной (более 3 км) туфогенно-лавовой базальтовой толщей верхов палеозоя–низов триаса и к северу – юрско-меловыми осадочными толщами Предтаймырского прогиба [По-

исковые критерии..., 1978]. Рудоносные интрузивы располагаются в диапазоне пород чехла от девона до триаса [Годлевский, 1959]. Вмещающие их породы осложнены слабой складчатостью, в которую вовлечены и рудоносные интрузивы и которая проявляется на фоне структур более крупного порядка: антиклинальных (Хантайско-Рыбнинского и Дудинского валов) и синклинальных (Норильской, Хараслаховской и ряда других мульд). Известен ряд крупных дизъюнктивных нарушений, а также многочисленные мелкоамплитудные нарушения и дислокации, в том числе в пределах рудоносных интрузивов и отдельных рудных тел.

**Западно-австралийский тип.** Месторождения располагаются преимущественно в пределах штата Йилгарн, где концентрируются в протяженном (600 км) зеленокаменном поясе Уилуна-Норсмен, возраст которого определяется в 2600–2700 млн лет. Здесь выделяются три класса месторождений никеля. Первый, преобладающий класс (собственно западно-австралийский тип), генетически связан с вулканогенной коматиит-толеитовой формацией, залегающей в основании разрезов зеленокаменных поясов. Этот тип получил название “вулканический” [Marston et al., 1981], и далее будет рассматриваться только он. Второй класс месторождений генетически связан с интрузивной дунитовой формацией, которая, по-видимому, комагматична коматиит-толеитовой и располагается в ее пределах [Там же]. Этот класс получил название “дайковый” по внешнему сходству формы залегания тел с дайками. Третий класс месторождений имеет в рассматриваемом регионе малое распространение и связан с относительно мелкими, расслоенными гипербазит-базитовыми телами габброидов, секущих зеленокаменные толщи [Там же]. Рудные тела месторождений принимают участие в складчатой и разломно-блоковой структуре зеленокаменных поясов, что обуславливает сложную форму и тектоническую дислоцированность залежей.

**Состав магматических тел, содержащих оруденение. Норильский тип.** Месторождения располагаются в нижней части гипабиссальных тел дифференцированных гипербазит-базитовых интрузивов (Норильск-1, Зуб и др.) и в ближайшем их экзоконтакте (Верхнеталнахский). Интрузивы включают породы расслоенной серии (снизу вверх) – пикритовые, оливиновые и безоливиновые габбро-долериты (до габбро-диоритов вверх) и приконтактной фации – контактовые долериты и габбро-долериты. Между расслоенной серией и контактовой фацией располагаются специфические лейкократовые пегматоидные породы – такситовые габбро-долериты и габбро с обильным вкрапленным и шлировым сульфидным оруденением. Мощность интрузивов колеблется благодаря пережигам и раздувам тел, не превышая первых сотен метров. Мощность дифференциатов составляет чаще десятки метров, причем обычно резко преобладает оливиновый габбро-долерит. Обогащенные оливином дифференциаты по составу отвечают пикритам, а средне-взвешенные составы рудоносных дифференцированных интрузивов соответствуют магнезиальным базитам (табл. 5.1.1). В качестве главных минералов в расслоенной серии присутствуют оливин, плагиоклаз, пироксены. Состав оливина варьирует от  $Fa_{20}$  до  $Fa_{35-46}$  при количестве от нуля до 10–40 %, количество плагиоклаза ( $An_{80-25}$ ) – 25–60 %, остальное приходится на пироксены и рудные минералы. В состав пироксенов входят: ортопироксен  $Fs_{21-27}$ , железистость клинопироксена 20–28 (центр) до 22–42 (края зерен). Наблюдается симметричность относительно пикритового горизонта вверх и вниз скрытой расслоенности в изменении состава минералов, а

Таблица 5.1.1

**Химические составы, мас. %, магматических пород, вмещающих сульфидное медно-никелевое оруденение норильского и западно-австралийского типов**

| Состав,<br>параметры                                  | 1          | 2     | 3          | 4     | 5                     | 6     | 7                    | 8     |
|-------------------------------------------------------|------------|-------|------------|-------|-----------------------|-------|----------------------|-------|
|                                                       | Норильск-1 |       | Норильск-2 |       | Верхне-<br>талнахская |       | Нижне-<br>талнахская |       |
|                                                       | А          | Б     | А          | Б     | А                     | Б     | А                    | Б     |
| SiO <sub>2</sub>                                      | 43,83      | 38,26 | 46,01      | 41,49 | 44,19                 | 37,52 | 44,11                | 41,21 |
| TiO <sub>2</sub>                                      | 0,84       | 0,66  | 1,23       | 0,79  | 0,89                  | 0,49  | 0,64                 | 0,83  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 14,18      | 10,65 | 15,01      | 11,17 | 14,24                 | 8,29  | 14,49                | 9,75  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 4,54       | 5,65  | 3,26       | 5,43  | 3,73                  | 4,91  | 2,33                 | 3,15  |
| FeO                                                   | 8,25       | 10,24 | 8,56       | 8,48  | 8,78                  | 11,29 | 8,63                 | 9,66  |
| MgO                                                   | 11,48      | 18,93 | 9,69       | 18,27 | 10,93                 | 22,56 | 12,18                | 20,59 |
| MnO                                                   | 0,14       | 0,16  | 0,20       | 0,19  | 0,19                  | 0,20  | 0,21                 | 0,20  |
| CaO                                                   | 9,56       | 6,86  | 10,13      | 7,45  | 9,81                  | 5,26  | 9,33                 | 7,17  |
| Na <sub>2</sub> O                                     | 1,80       | 0,97  | 1,85       | 0,81  | 1,98                  | 0,92  | 1,51                 | 0,71  |
| K <sub>2</sub> O                                      | 0,60       | 0,45  | 0,53       | 0,36  | 0,84                  | 0,40  | 1,23                 | 0,66  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>                         | —          | —     | —          | —     | —                     | —     | —                    | —     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                         | 0,14       | 0,11  | 0,21       | 0,17  | 0,09                  | 0,10  | 0,19                 | 0,12  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 0,29       | 0,83  | 0,18       | 0,13  | 0,14                  | 0,16  | 0,039                | 0,026 |
| П.п.п.                                                | 2,86       | 5,03  | 2,50       | 2,70  | 3,60                  | 6,71  | 3,51                 | 4,98  |
| n                                                     | 63         | 13    | 35         | 10    | 107                   | 51    | 31                   | 14    |
| K <sub>ф</sub> , мас. %                               | 52,7       | 45,6  | 54,9       | 43,2  | 53,3                  | 41,8  | 47,4                 | 38,3  |
| K <sub>2</sub> O/(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O) | 0,25       | 0,32  | 0,22       | 0,31  | 0,30                  | 0,30  | 0,45                 | 0,48  |
| MgO/TiO <sub>2</sub>                                  | 13,7       | 28,7  | 7,9        | 23,1  | 12,3                  | 46,0  | 19,0                 | 24,8  |

Продолжение табл. 5.1.1

| Состав,<br>параметры                                  | 9            | 10    | 11    | 12    | 13      | 14    | 15            |
|-------------------------------------------------------|--------------|-------|-------|-------|---------|-------|---------------|
|                                                       | Черногорская |       | Зуб   |       | Моронго |       | Сикс-<br>Майл |
|                                                       | А            | Б     | А     | Б     | А       | Б     | 234           |
| SiO <sub>2</sub>                                      | 45,16        | 40,25 | 45,68 | 42,09 | 43,96   | 42,42 | 40,83         |
| TiO <sub>2</sub>                                      | 0,91         | 0,69  | 0,82  | 0,62  | 0,77    | 0,46  | 0,02          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 14,73        | 9,30  | 14,83 | 11,14 | 14,32   | 13,53 | 0,28          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 2,63         | 4,01  | 3,24  | 3,24  | 2,24    | 2,14  | 5,74          |
| FeO                                                   | 8,73         | 10,34 | 9,29  | 11,18 | 11,19   | 11,66 | —             |
| MgO                                                   | 11,66        | 22,53 | 11,64 | 18,88 | 14,95   | 18,49 | 53,27         |
| MnO                                                   | 0,16         | 0,19  | 0,19  | 0,19  | 0,18    | 0,18  | 0,10          |
| CaO                                                   | 10,11        | 6,27  | 8,85  | 7,25  | 8,22    | 7,21  | 0,05          |
| Na <sub>2</sub> O                                     | 1,66         | 0,85  | 1,92  | 1,46  | 1,57    | 1,24  | 0,04          |
| K <sub>2</sub> O                                      | 0,67         | 0,76  | 0,82  | 0,45  | 0,34    | 0,22  | 0,01          |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>                         | —            | —     | —     | —     | —       | —     | —             |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                         | 0,20         | 0,14  | —     | 0,03  | 0,10    | 0,076 | —             |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 0,21         | 0,26  | 0,16  | 0,085 | 0,02    | 0,017 | 0,19          |
| П.п.п.                                                | 2,44         | 2,99  | 2,38  | 2,99  | 2,02    | 2,22  | 16,64         |
| n                                                     | 41           | 25    | 57    | 20    | 96      | 55    | —             |
| K <sub>ф</sub> , мас. %                               | 49,3         | 38,9  | 51,8  | 43,3  | 47,3    | 42,7  | —             |
| K <sub>2</sub> O/(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O) | 0,29         | 0,47  | 0,30  | 0,23  | 0,18    | 0,15  | 0,71          |
| MgO/TiO <sub>2</sub>                                  | 12,8         | 32,6  | 14,2  | 30,4  | 19,4    | 40,2  | 2663,5        |

Окончание табл. 5.1.1

| Состав,<br>параметры                                  | 16     | 17        | 18    | 19    | 20       | 21    | 22       | 23    |
|-------------------------------------------------------|--------|-----------|-------|-------|----------|-------|----------|-------|
|                                                       | Голиаф | Карр-Бойд |       |       | Камбалда |       | Уэннавай |       |
|                                                       | 375    | 141320    | 51580 | 3258  | 1        | 2     | 84516    | 84520 |
| SiO <sub>2</sub>                                      | 40,09  | 37,95     | 49,38 | 60,86 | 47,70    | 46,10 | 30,00    | 37,90 |
| TiO <sub>2</sub>                                      | 0,01   | 0,20      | 0,19  | 0,20  | 0,34     | 0,29  | 0,74     | 0,10  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 0,44   | 2,35      | 17,38 | 20,12 | 7,87     | 6,22  | 12,90    | 2,20  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 9,46   | 3,94      | 1,00  | 0,20  | —        | —     | 7,73     | 4,01  |
| FeO                                                   | —      | 14,37     | 8,38  | 3,42  | 11,50    | 10,80 | 12,10    | 3,60  |
| MgO                                                   | 49,43  | 35,42     | 11,35 | 2,00  | 23,90    | 31,00 | 23,00    | 38,80 |
| MnO                                                   | 0,19   | 0,21      | 0,15  | 0,05  | 0,20     | 0,18  | 0,10     | 0,10  |
| CaO                                                   | 0,14   | 1,26      | 9,67  | 6,47  | 7,79     | 5,05  | 2,64     | 0,44  |
| Na <sub>2</sub> O                                     | 0,004  | 0,16      | 1,49  | 5,18  | 0,15     | 0,06  | 0,07     | <0,01 |
| K <sub>2</sub> O                                      | 0,01   | 0,16      | 0,04  | 0,35  | 0,06     | 0,01  | 0,04     | 0,02  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>                         | —      | —         | —     | —     | 5,77     | 5,78  | 9,11     | 12,40 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                         | —      | —         | —     | —     | 0,08     | 0,05  | 0,13     | 0,01  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 0,36   | —         | —     | —     | —        | —     | 0,15     | 0,24  |
| П.п.п.                                                | 19,83  | 3,21      | 0,13  | 0,75  | —        | —     | 9,90     | 13,40 |
| n                                                     | —      | —         | —     | —     | 18       | 10    | —        | —     |
| K <sub>ф</sub> , мас.%                                | —      | —         | —     | —     | —        | —     | —        | —     |
| K <sub>2</sub> O/(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O) | 0,71   | 0,50      | 0,03  | 0,06  | 0,29     | 0,14  | 0,36     | 0,67  |
| MgO/TiO <sub>2</sub>                                  | 4943,0 | 177,1     | 59,7  | 10,0  | 70,3     | 106,3 | 31,08    | 388   |

Примечание. 1–14 – средневзвешенные по некоторым дифференцированным интрузиям (А) норильского типа и их пикритовые горизонты (Б) по [Поисковые критерии..., 1978]. Состав рудоносных базит-гипербазитов Западной Австралии: 15, 16 – дуниты, по [Naldrett, Tuner, 1977], 17 – по [McQuenn, 1981], 18 – нориты, 19 – диориты, [Там же], 20 – верхняя (некумулятивная) часть базального коматиитового потока, залежь Ланнон, 21 – кумулятивные перидотиты того же потока, по [Gresham, Loftus-Hills, 1981], 22 – амфибол-хлоритовый кристаллосланец с реликтовой радиальной структурой спинифекс, 23 – серпентинизированный дунит базальной части потока, по [Purvis et al., 1972]. Содержание S, мас.‰: 20 – 0,39, 21 – 0,24, 22 – 0,60, 23 – 0,30.

также в их количестве. Структуры пород (снизу вверх) меняются от панидиоморфно-зернистой и пойкилоофитовой до офитовой и призматически-офитовой, текстура от однородной до полосчатой и атакситовой.

Западно-австралийский тип. Рудные залежи обычно развиты в основании мощных толщ серпентинизированных оливиновых перидотитов (38–45 % MgO, см. табл. 5.1.1), очевидно, представляющих нижние кумулятивные части потоков ультрамафических коматиитов [Marston et al., 1981; Ross, Travis, 1981]. Верхние части потоков представлены агрегатами хлорита, тремолита, серпентина и талька, причем повсеместно в породах наблюдаются реликтовые структуры спинифекс [Marston et al., 1981]. Дифференцированные коматиитовые потоки, подстилающиеся зонами сульфидно-никелевого оруденения, обычно имеют мощность 25–100 м и приурочены к базальным частям коматиит-толеитовой формации, причем рудоносным оказывается, как правило, самый нижний пласт коматиитов.

**Фация магмы.** Норильский тип. Интрузивная гипабиссальная.

Западно-австралийский тип. Эффузивная.

**Состав исходной магмы.** Норильский тип. Среднемагнезиальный (10–15 мас.% MgO, см. табл. 5.1.1). Западно-австралийский тип. Высокомагнезиальный (свыше 30 % MgO [Там же]).

**Форма залегания магматических тел.** Норильский тип. Хонолиты с согласными силлообразными центральными и крутосекущими краевыми частями и пластовая.

Западно-австралийский тип – пластовая.

**Морфология рудных тел.** Норильский тип. Пластинообразная и линзообразная как для вкрапленных, так и для сплошных руд с общим удлинением по падению интрузивных массивов. Чаше это послойные, реже секущие жилообразные тела. Иногда присутствуют полосчатые “руды-пропитки” осадочных пород экзоконтакта. Главная часть вкрапленного оруденения сульфидов в интрузиве находится в пикритовом и такситовом габбро-долеритах.

Западно-австралийский тип. Рудные тела имеют форму линз и невыдержанных прослоев, согласных общему напластованию пород коматиит-толеитовой формации. Характерны раздувы, отвечающие карманам в подстилающих породах (Камбалда, Скотия, Уиджимульта) или же выступам этого ложа (Нипеан). Практически все рудные тела локализуются в пределах крупных карманов в подстилающих породах или же в так называемых “трогах” [Там же], которые могут иметь до-, интра- и пострудное заложение.

**Строение рудных тел.** Норильский тип. Вкрапленные руды. Это наиболее распространенный тип руд. Рудные тела состоят из обыкновенно послойных скоплений интерстиционных и каплевидных выделений сульфидов в пикритовых габбро-долеритах и шлировидных выделений неправильной формы в такситовых габбро-долеритах. Сопредельные “слои” могут заметно отличаться насыщенностью сульфидами. Имеются все переходы от убогой вкрапленности через густую сидеронитовую к прожилково-вкрапленной и шлировой руде и далее к сплошным рудам. Фиксируется четкая зональность (макростратификация) оруденения. В центральной части пикритового горизонта обнаружены наиболее низкосернистые ассоциации сульфидов с возрастанием их сернистости в верхние и нижние части горизонта, подобно возрастанию железистости оливина в этом горизонте и далее [Дистлер и др., 1979]. Скрытая расслоенность оруденения фиксируется по изменяющемуся составу ассоциирующего пирротина и пентландита. Пирротин содержит максимум железа и минимум никеля в средней части горизонта пикритовых габбро-долеритов соответственно с уменьшением и увеличением их к краевым частям горизонта. Максимальная железистость пентландита приурочена к середине пикритового горизонта.

**Сплошные руды.** В телах сплошных руд может проявиться зональное строение, фиксируемое в закономерной смене минеральных разновидностей руд. Известно два типа зональности [Дистлер и др., 1975]: один проявляется в смене пирротиновых руд халькопиритовыми, второй характеризуется переходами от пирротиновых к кубанитовым и моихукитовым или талнахитовым рудам. Талнахитовые и моихукитовые руды зональных рудных тел пространственно тяготеют к интрузивным породам, их кубанитовые части – уже к выходу в осадочно-метаморфическую толщу, пирротиновые же располагаются среди метаморфизованных осадков. Наблюдались также существенно однородные пирротиновые тела без зонального строения.

Западно-австралийский тип. Рудные тела отличаются довольно сложным строением. В основании залежи (как на Камбалде) располагается зона массивных пирротин-пентландитовых руд (90–100 % сульфидов), в которой (чаще всего в подошвенной и кровельной частях) наблюдаются линзы, прожилки и брекчии пиритовых руд. Массивные руды характеризуются внутренней расслоенностью с чередованием пирротиновых и пентландитовых слоев (мощностью 2–5 мм), причем пирротин преобладает над пентландитом, а в подчиненном количестве присутствуют пирит, халькопирит и хромшпинелиды [Marston et al., 1981]. Выше располагается зона рассеянно-вкрапленных (“матричных”) руд. По минеральному составу сульфидов эта зона идентична предыдущей, но общее содержание сульфидов уже ниже (40–60 %). Нерудная минеральная фракция включает зерна серпентинизированного оливина и хромшпинелидов. Иногда никеля в оливине этой зоны до 3 раз меньше, чем в оливинах перекрывающих коматиитов (Скотия). Выше следует зона “тройных” (сидеронитовых) с содержанием сульфидов в ней не более 20 %, но пентландит здесь уже преобладает над пирротинитом и значительно развивается халькопирит. Выше располагается зона рассеянных руд, в которой сульфидов менее 5 %. Зоны между собой отделены хорошо выраженными поверхностями раздела. Описанный разрез является сводным. Неравномерность распределения зон и их частые выклинивания приводят к различиям залежей даже в пределах отдельного месторождения.

**Геологические взаимоотношения скоплений сульфидов с вмещающими породами.** Норильский тип. Шлирообразные тела сплошных сульфидов могут иметь нечеткие границы за счет постепенных переходов к вкрапленным сульфидам, жильные же тела имеют обыкновенно достаточно четкие границы. В породах экзоконтакта сплошные сульфиды чаще имеют постепенные переходы (“руды-пропитки” с наследуемой слоистостью осадков, ветвящиеся, прожилково-вкрапленные, шлировые), реже резкие контакты – у жилообразных тел.

Западно-австралийский тип. Контакты сульфидных залежей всегда резкие. Контакт верхней зоны с перекрывающими оливиновыми перидотитами постепенный, в отсутствии этой зоны – резкий.

**Состав и характер залегания пород, окружающих магматические тела.** Норильский тип. Породы экзоконтакта представлены карбонатными, карбонатно-терригенными, терригенными и вулканогенными образованиями (туфы и базальты) и слагают пологозалегающие толщи средне- и позднепалеозойского возраста. Непосредственно в контакте обнаружены контактовые роговики, мрамор, магнезиальные и известковые скарны и прочие метаморфические и метасоматические породы, в том числе с сульфидным оруденением [Золотухин и др., 1975].

Западно-австралийский тип. В состав коматиит-толеитовой формации региона, вмещающей “вулканические” месторождения, кроме коматиитов и толеитовых базальтов, входят также кварц-полевошпатовые осадочные породы с сульфидами и магнетит-амфиболовые джеспилиты (как в Уиндерра, см. [Marston et al., 1981]). Такой сложнопостроенный стратифицированный пакет может круто (70–80°) падать к центру зеленокаменных синклиналий либо в стороны от гранито-гнейсовых диапиров (Камбалда).

**Состав сульфидов.** Норильский тип. Главные рудообразующие минералы: группы пирротина (троилит, гексагональный и моноклинный пирротин), груп-

пы халькопирита (тетрагональный и кубический халькопирит, талнахит, моихукит), пентландит (переменного состава), кубанит. Сочетание этих минералов в виде парагенетических ассоциаций слагают все типы оруденения, образуют его зональность и скрытую расслоенность (при переменном составе минералов). В относительно малом количестве проявляются галенит, сфалерит, пирит, валлериит, макинавит, миллерит и др. Распределение главных парагенетических ассоциаций сульфидов в пространстве на примере Талнахского месторождения представлено в табл. 5.1.2 [Генкин и др., 1981].

**Западно-австралийский тип.** При ярко выраженной зональности рудных тел они отличаются довольно выдержанным составом сульфидов, которые входят в каждую из зон в разном количестве. Халькопирит, в противоположность пириту, встречается в незначительных концентрациях. Данные по составу сульфидных руд некоторых месторождений, в том числе “дайковых” и габброидных, а также значения отношения  $Ni/Cu$  приводятся в табл. 5.1.3. Средний состав сульфидных руд вулканических месторождений в сравнении с таковыми дунитовых и габброидных показан на рис. 5.1.1 (диаграмма  $Fe-S-(Ni + Co)$ ) [Marston et al., 1981].

Таблица 5.1.2

**Тип и минеральные разновидности руд месторождений  
Норильской провинции [Генкин и др., 1981]**

| Тип руд                                                                                         | Минеральная разновидность                                                                                                 |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Вкрапленные руды в дифференцированных интрузивах                                                |                                                                                                                           |
| а) в пикритовых габбро-долеритах                                                                | Халькопирит-пирротиновые, кубанит-халькопирит-троилит-пирротиновые, кубанит-халькопирит (талнахит, моихукит)-трои-литовые |
| б) в такситовых габбро-долеритах                                                                | Халькопирит-пирротиновые, пирротин-халькопиритовые                                                                        |
| Сплошные (массивные) руды в эндо- и экзоконтактах стратифицированных интрузий                   | Пирротиновые, кубанитовые, талнахитовые, моихукитовые, халькопиритовые                                                    |
| Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды в эндо- и экзоконтактах стратифицированных          |                                                                                                                           |
| а) прожилково-вкрапленные в метаморфизованных породах экзоконтакта интрузий                     | Пирротиновые, пирротин-халькопиритовые, миллерит-халькопиритовые, борнитовые, магнетит-пиритовые, валериит-магнетитовые   |
| б) брекчиевидные в зонах экзоконтакта фланговых частей интрузий                                 | Пирротиновые, пирротин-халькопиритовые, халькопиритовые                                                                   |
| в) вкрапленные (сидеронитовые) руды в оливиновых габбро-долеритах нижнего эндоконтакта интрузий | Пирротиновые, кубанитовые, халькопиритовые, талнахитовые, моихукитовые, борнитовые                                        |

**Примечание.** Диапазон соотношений  $Ni/Cu$  во всех типах норильских руд довольно широк и составляет 1:1,2–2,5 [Лихачев, 1980].

Таблица 5.1.3

**Значение отношений Ni/Cu  
и главные сульфидные парагенезисы некоторых  
месторождений Западной Австралии [Marston et al., 1981]**

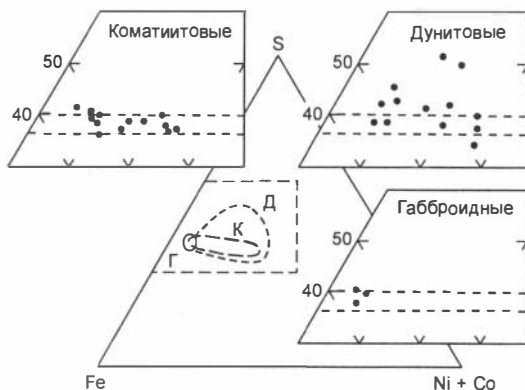
| Месторождения        | Отношение Ni/Cu | Сульфидные парагенезисы |
|----------------------|-----------------|-------------------------|
| <b>Вулканические</b> |                 |                         |
| Камбалда             | 13              | Po + Pp ± Py + Cpy + Ml |
| Скотия               | 12              | Po + Pp ± Py ± Cpy      |
| Уиндерра             | 11              | Po + Pp ± Py ± Cpy      |
| Рэдросс              | 13              | Po + Pp ± Py ± Cpy      |
| Уэннавэй             | 12              | Po + Pp ± Cb ± Py       |
| Нипеан               | 15              | Pp + Po ± Py ± Cpy      |
| <b>Дайковые</b>      |                 |                         |
| Маунт-Кейт           | 60              | Pp + Po + Py ± Cpy      |
| Блэк Сван            | 26              | Ml + Py + Mt + Wi       |
| Бетено               | 30              | Pp + Po + Py ± Cpy      |
| Персиверанс          | 25              | Po + Pp ± Cpy           |
| <b>Габброидные</b>   |                 |                         |
| Салли Маллай         | <7              | Po + Cpy + Pp + Py + Mt |

**Взаимоотношения минералов магматических пород и сульфидов.** Норильский тип. Интерстиционная сульфидная вкрапленность (доли миллиметров) имеет неправильную форму, иногда с признаками частичного замещения ойокристов клинопироксена сульфидами [Золотухин и др., 1975]. Каплевидная вкрапленность сульфидов с расслоенным строением (верхняя часть – халькопирит, нижняя – пирротин) имеет более крупные размеры (первые миллиметры до сантиметра) и наблюдается почти ис-

ключительно в пикритовых габбро-долеритах. Шлировидные агрегаты сульфидов (первые миллиметры в диаметре) обычно располагаются среди скоплений плагиоклаза в пикритовых и такситовых габбро-долеритах. Иногда это слившиеся группы вкрапленников изометричной или прожилковидной формы (также с расслоенным строением).

Западно-австралийский тип. Характер взаимоотношений зависит от их принадлежности к той или иной рудной зоне. В массивных рудах минералы магматических пород (кроме хромшпинелидов) практически отсутствуют. Для “матриксных” руд характерны пойкилитовые включения в сульфидах изометричных зерен серпентинизированного оливина. В “тройных” рудах сульфиды образуют типичную сидеронитовую вкрапленность. В верхней зоне рассеянных руд сульфиды заполняют частично интерстиции между крупными зернами серпентинизированного оливина.

**Наличие и характер околорудных изменений.** Норильский тип. Вкрапленные руды. Часто совместно с сульфидами присутствуют явно немагматические “реакционные минералы”



**Рис. 5.1.1.** Средний состав сульфидов месторождений Западной Австралии. По [Marston et al., 1981]



[Годлевский, 1959; Золотухин, 1964]: гранат (гроссуляр-андрадитового состава), плагиоклаз (среднего до кислого состава, чаще оторочки на первичном, более основном плагиоклазе), зеленый или бесцветный клинопироксен (более железистого состава, чем магматический), красновато-бурые биотит и роговая обманка, калиевый полевой шпат и кварц, а также минералы среднетемпературной ассоциации (эпидот, зеленая роговая обманка, пренит, альбит и др.).

Сплошные и брекчиевидные руды имеют подобный комплекс реакционных минералов, но с очень высокожелезистым составом темноцветных минералов [Золотухин, 1965], а также кварц-полевошпатовые, плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклаз-фаялитовые образования [Золотухин, 1975], как околорудные изменения, по которым восстанавливается инфильтрационно-метасоматическая зональность.

Западно-австралийский тип. Околорудные изменения, не связанные с деформациями и метаморфизмом, отсутствуют.

**Признаки дифференциации в магматических рудоносных телах.** Норильский тип. Повсеместно наблюдается четкая дифференциация в рудоносных интрузивных телах от пикритовых до кварцсодержащих безоливиновых габбро-долеритов [Годлевский, 1959; Золотухин, 1964].

Западно-австралийский тип. В ультрамафической толще, перекрывающей рудные зоны, петрографически устанавливается увеличение содержания и размеров зерен оливина от верхних частей со структурами спинифекс к нижним кумулятивным оливин-перидотитовым [Marston et al., 1981].

**Акцессорная минерализация.** Норильский тип. Для вкрапленных руд в пикритовых габбро-долеритах характерна вкрапленность магнетита, хромита, хроммагнетита, иногда до сидеронитовой, для сплошных руд – акцессорная примесь ряда второстепенных и редких минералов, а также благородных металлов [Годлевский, 1959; Генкин и др., 1981]. В зальбандах тел сплошных руд, а также вокруг ксенолитов магматических пород материнской интрузии часты оторочки магнетита. В составе хромитов (мас.%) 20–44  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , в прочих хромшпинелидах и хроммагнетитах 0,6–16  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

Западно-австралийский тип. Хромшпинелиды обнаруживают отчетливую концентрацию в подошвенной части залежи в зонах массивных и матриксных руд. На контакте зон “матриксных” и “тройных” руд наблюдаются скопления магнетита. Выше по разрезу рудных залежей хромшпинелиды равномерно распределены по всей мощности соответствующих рудных зон. Хромиты часто имеют в составе аномальные концентрации цинка (до 3 мас.%).

**Метаморфизм руд.** Норильский тип. Вкрапленные руды претерпели обычно незначительный автометаморфизм, замещаясь кое-где вдоль трещин поздним магнетитом. Локально вдоль зон повышенной проницаемости в массиве проявляется замещение гексагонального пирротина более поздним моноклинным, обогащенным серой и сопутствующими ему относительно низкотемпературными минералами [Генкин и др., 1981]. Сплошные руды мало метаморфизованы. Лишь в зонах интенсивного динамометаморфизма и милонитизации сульфиды интенсивно замещаются ассоциацией вторичных минералов, в том числе пиритом, магнетитом и нерудными – хлоритом, карбонатами.

Западно-австралийский тип. Отмеченная выше внутренняя расслоенность массивных сульфидных руд связывается с распадом моносульфидных твердых растворов на регрессивной стадии метаморфизма. Происхождение пиритовых линз и цементных брекчий в этой же зоне объясняется диффузией серы в ходе метаморфической десульфуризации пирротина с одновременным образованием вторичного магнетита [Marston et al., 1981]. На многих месторождениях присутствуют секущие жилы, заполненные пиритом и пирротин-пентландитовой ассоциацией, что, очевидно, связано с ремобилизацией первичных сульфидных скоплений. Повышенное количество халькопирита в таких жилах указывает на его участие в процессе метаморфической ремобилизации.

Подводя итоги, отметим следующее. По всем 15 важнейшим признакам норильские месторождения практически не имеют аналогий среди “вулканических” месторождений Западной Австралии, что является лучшим доказательством самостоятельности западно-австралийского типа месторождений. Отсюда следует неправомочность попыток какого-либо объединения обоих рассмотренных типов, предпринятых на основе коматиитовой природы исходной магмы для тех и других месторождений [Дюжиков, Дистлер, 1981; Салманов, 1987]. По геологической позиции, возрасту, характеру вмещающих пород, метаморфизованности рудоносных пород и самих сульфидных руд не только “вулканические”, но и все известные разнотипные сульфидно-никелевые месторождения Западной Австралии [Marston et al., 1981] заметно отличаются от норильских месторождений. Некоторые важные черты сходства выявляются лишь у интрузивных аналогов, а именно для габбродных месторождений Западной Австралии. Это, прежде всего, близость химического состава магматических рудоносных тел, тяготеющих к магнезиальным базальтам (интервал  $MgO$  – 10–15 мас.%, см. табл. 5.1.1), а также набор пород и признаков дифференциации этих тел, гипабиссальный характер фации магмы, форма залегания интрузивов, признаки замещения сульфидами минералов магматических пород, фазовый и химический состав и типы сульфидных руд, форма рудных тел, присутствие окolorудных изменений и, наконец, некоторые важные геологические особенности (контроль оруденения поясами разломов и линейных складок).

Если рудоносные вулканические коматииты и дунитовые интрузивы зеленокаменных поясов Западной Австралии, судя по геологической ситуации их проявления [Marston et al., 1981], являются, очевидно, комагматами, то менее очевиден вопрос о генетической связи с ними рудоносных интрузивных расслоенных габбродов магнезиального состава, как правило, несколько более молодых, по сравнению с зеленокаменными поясами. При сопоставлении с различными по составу основными эффузивами региона (перидотитовыми, базальтовыми коматиитами и толеитовыми базальтами) выясняется, что интрузивные габброды могут представлять собой фациальные аналоги базальтовых коматиитов. Такими же, как было показано выше, можно, очевидно, считать и сходные с ними норильские рудоносные расслоенные интрузивы. В то же время по отношению к ним не совсем ясно, является ли их магма фракцией глубинной материнской магмы, отвечающей перидотитовым коматиитам, или это выплавки, соответствующие базальтовым коматиитам (магнезиальным базальтам). Мы полагаем, что второе предположение пока еще лучше отражает наблюдаемый фактический материал [Золотухин, 1979, 1980], хотя в настоящее время уже достаточно убедительного материала и для второго

предположения [Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Золотухин, 1998, 2000; Basu et al., 1998; и др.]. Следует особо отметить недавнее интересное обобщение по платиноидным месторождениям Северо-Азиатского кратона и его обрамления [Додин и др., 1999] в металлогеническом и геодинамическом аспектах.

Завершая обсуждение, отметим, что оно, очевидно, было бы неполным, если кратко не остановиться на ситуации и с некоторыми зеленокаменными поясами Сибири в излагаемом здесь нами аспекте.

Что касается древних докембрийских зеленокаменных поясов Сибирской платформы и сопредельных с ней районов, то наиболее изученным из них является Олондинский зеленокаменный пояс Олекминской гранит-зеленокаменной области на Алданском щите, которому посвящено несколько разноплановых работ (см.: [Попов и др., 1990]). В вулканогенном разрезе пояса устанавливаются метаморфизованные толеитовые и коматиитовые базальты с телами коматиитов, средние породы (андезиты и их туфы), дациты и кислые туфы, как и во многих других зеленокаменных поясах Земли. Однако здесь никем не наблюдались достоверные стратиграфические контакты между названными породными ассоциациями, что привело к предположению о тектонической природе их контактов за счет более поздних горизонтальных движений, “перемешивания” пород, возникших в разных тектонических обстановках, и маскируемым наложенным метаморфизмом. Реконструкция первичных соотношений пород Олондинского комплекса показало следующее [Там же].

Масса основных и ультраосновных вулканитов близка к таковой известково-щелочных и кислых эффузивов и интрузивов в разрезе пояса. Потоки коматиитов и коматиитовых базальтов отсутствуют в верхней части разреза. Гипербазиты, в том числе с кумулятивными структурами, метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях. С приближением к куполам тоналит-трондьемитовых гнейсов увеличивается степень метаморфизма пород пояса. Судя по прослоям разнородных кислых туфов, среди метатолитов и коматиитов выявляется проявление разобщенных центров ультраосновного и андезит-дацитового магматизма.

Вместе с тем получены [Там же, с. 156] сходные геохимические данные для коматиитов и гипербазитов интрузивного облика. Установлена близость трендов геохимической эволюции коматиитов и толеитовых базальтов, а также два геохимических типа коматиитов. Сделаны выводы, что “возникновение основных расплавов не противоречит модели фракционирования коматиитовых магм” (с. 157), а формирование самого коматиитового расплава осуществляется при прямом “частичном плавлении мантийного источника, претерпевшего до этого длительную эволюцию”. При этом возникает все многообразие коматиитовых магм за счет процессов равновесного частичного плавления и фракционной кристаллизации.

К сожалению, в Олондинском, как и других зеленокаменных поясах Сибирской платформы, пока не обнаружено сульфидно-никелевых месторождений, связанных с коматиитами и перидотитами, подобных австралийским. Исключением является Кингашский массив (см.: [Платиноносность..., 1995]), располагающийся в пределах докембрийского Канского зеленокаменного пояса в Восточном Саяне в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы. Образовался пояс при развитии приразломных внутриконтинентальных рифтов на архейском гнейсовом основании с возникновением в нем многочисленных мелких тел базитов и гипербазитов [Цыпуков и др., 1993]. Как было установлено [Глазунов, Корнаков, 1973; Глазунов, 1981], в гипербазитах с глубиной увеличивается степень

дифференцированности, железистости и никеленосности массивов, а вдоль пояса при этом намечается латеральная зональность. Гипербазиты здесь отличаются от офиолитов более высокими содержаниями Fe, Al, Ca, более низкой общей магнетизностью ( $MgO/FeO = 7-9$ ) и высокой сульфидизированностью.

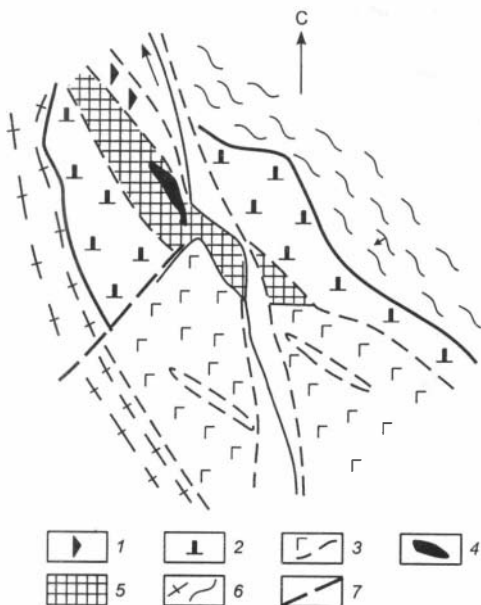
Учитывая распространенность здесь пород коматитовой формации [Корнев и др., 2000], открытие Кингашского сульфидно-никелевого месторождения расширило перспективы района Канского зеленокаменного пояса и позволило обосновать выделение новой самостоятельной никельплатиноносной провинции [Глазунов, 1981, 1994]. Линзовидный массив сложен ультрабазитами и базитами с длиной более 2 и шириной 0,3–0,6 км (рис. 5.1.2). Первичная полосчатость в массиве создается переслаиванием дунитов, верлитов со шлирами дунитов, шрисгеймитов, горнблендитов в нижней, а габброидов – в верхней части разреза [Платиноносность..., 1995].

Дуниты содержат более 70 % оливина (10–16 % Fa), 1–5 % энстатит-бронзита, сульфиды, хромит, серпентин и некоторое количество клинопироксена – в интеркумулусе. Основная часть руд сидеронитовой структуры приходится на дуниты, которые образуют постепенные переходы к верлитам. В верлитах наряду с сульфидами в интеркумулусе присутствует авгит и особенно много там, где сульфидов мало, либо они отсутствуют. На верлиты приходится основная доля сульфидного оруденения. Серпентин (лизардит, антигорит, хризотил) интенсивно проявляется при замещении как дунитов, так и перидотитов. В амфиболовых перидотитах-кортландитах и шрисгеймитах в северо-западной части массива развиваются пойкилобласты бурой роговой обманки с хадакритами оливина и энстатита. Отмечены также слюдяные перидотиты.

В габброидной зоне присутствуют первичные мелкозернистые габбро с постепенными переходами к верлитам и в объеме массива их не более 10–15 %. Что касается главной массы “габброидов” (см. рис. 5.1.2), то они являются метагабброидами, в которых уже не сохраняются минералы и структура габбро. Наблюдается обилие пегматоидных разностей среди габброидов. Исследования показали, что “габбро и перидотиты связывает и общая рудная минерализация и одинаковые проходящие минералы (на-

Рис. 5.1.2. Схематическая геологическая карта Кингашского массива, составил О.М. Глазунов (по: [Платиноносность..., 1995]).

1 – верлиты; 2 – серпентиниты; 3 – метагаббро, габбро-амфиболиты; 4 – жильные тела сульфидных руд; 5 – участки обогащения верлитов с сульфидно-никелевой минерализацией и платиноидами; 6 – гнейсы, амфиболиты вмещающей толщи верхнего архея; 7 – тектонические нарушения.

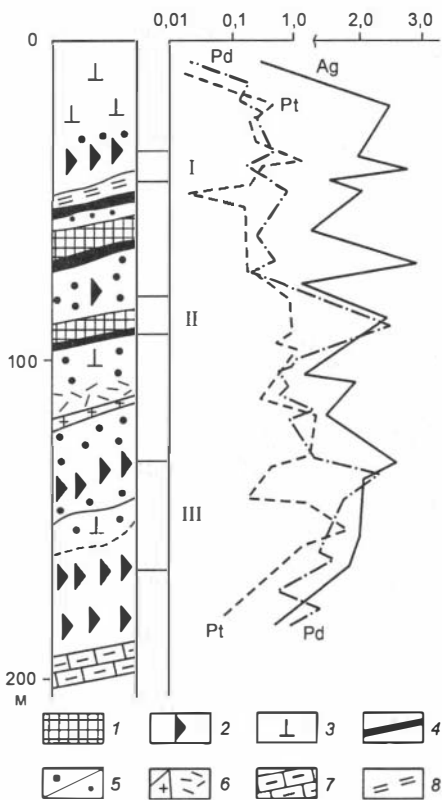


пример, авгит, пирротин), а также пространственное совмещение” [Там же, с. 56]. Выяснилось также, что большая часть габброидов более интенсивно метаморфизована, чем перидотиты, а также они образуют самостоятельные тела среди вмещающих пород. Переходными породами в зоне контакта первичных габбро и перидотитов являются вебстериты. На все породы массива накладываются инъекции альбититов с флогопитом, хлоритом и амфиболом.

В Кингашском массиве обнаружены пентландит-пирротин-халькопиритовые руды следующих типов: сидеронит-шлирово-вкрапленные, полосчато-флюидальные, брекчиево-жильные. Отмечается, что “рудная вкрапленность рассеяна по всему горизонту верлитов и дунитов, но максимальные скопления – ближе к приподошвенной части разреза, с которыми совпадает максимум концентрации никеля (до 1 %) и хрома (до 0,5 %)” [Там же, с. 57] и, что в сростании с пентландитом и пирротин-ом интеркумулуса спорадически встречаются никелин, герсдорфит, раммельсбергит, нередко – самородные медь и железо, галенит, сфалерит, маккинавит, халькозин, борнит, виоларит. Вместе с тем установлено, что главная доля сульфидного никеля приходится на пентландит, а также, что пентландит богатых руд более обогащен никелем и беднее железом. Пентландит из Кингашского месторождения заметно беднее никелем и серой по сравнению с таковыми из Норильска и Печенги. В ультраосновных породах массива фиксируются повышенные концентрации ЭПГ. Так по разрезу скв. 4 [Там же] выявлены три платиноносных горизонта I–III, коррелиру-

ющихся с проявлениями густовкрапленных сульфидных руд, причем можно видеть заметное возрастание концентрации ЭПГ от горизонта к горизонту с глубиной (рис. 5.1.3). Иногда наблюдается прямая корреляция Pt и Pd, но чаще – обратная. Платиноиды во вкрапленных рудах присутствуют в рассеянной форме в зернах микронного размера в пирротине и пентландите. Pd ассоциирует с Bi и Te. Собственные минералы – майченерит, меренскиит, котульскит. В массивных рудах установлены также соболевскит и фрудит.

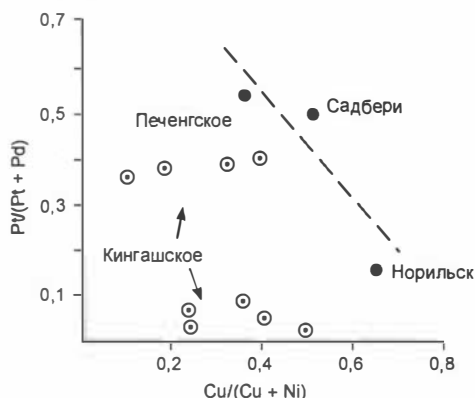
В метагаббро рудная минерализация представлена пирротин-халькопиритовой вкрапленностью и бедна никелем и платиноидами. Генезис оруденения Кингашского



**Рис. 5.1.3.** Распределение благородных металлов по разрезу Кингашского массива (скв. 4) (по [Платиноносность..., 1995]).

1 – дуниты; 2 – верлиты; 3 – серпентиниты; 4 – массивные сульфидные руды; 5 – богатая и бедная вкрапленность сульфидов; 6 – жилы гранитоидов и зоны катаклаза; 7 – кальцифиры; 8 – амфиболиты. Ост. поясн. в тексте.

**Рис. 5.1.4.** Соотношение компонентов в сульфидных рудах Кингашского массива (по [Платиноносность..., 1995] в сравнении с Норильским, Печенгским и Садбери месторождениями на диаграмме А. Нальдретта и Н. Кабри [Naldrett, Cabri, 1976].



месторождения исследователями трактуется как раннемагматический с участием процессов гравитации и последующего динамического фракционирования. В то же время наблюдаются явные результаты регионального метаморфизма с преобразованием структуры и состава руд, наложения процессов амфиболизации, флогопитизации, вермикулитизации, а также инъекций жил альбититов и плагиогранитов. Формирование брекчиево-цементационных руд совпадает с наложением метаморфизма и инъекциями жил алибититов и плагиогранитов. Как полагают исследователи, сливные руды массива формировались на эпимагматической стадии, на что указывает невысокое отношение  $\text{Cu}/(\text{Cu} + \text{Ni})$ , которое приближается к таковым для месторождений Садбери и Печенга (рис. 5.1.4) и где также проявились интенсивно процессы метаморфизма. Наконец, следует подчеркнуть, что преобладание Pd над Pt в рудах Кингашского месторождения (см. рис. 5.1.4) является характерным для сульфидных месторождений зеленокаменных поясов [Naldrett, Cabri, 1976].

## 5.2. Природа двух контрастных типов сульфидных медно-никелевых месторождений и предлагаемые модели их генезиса

В качестве аналога месторождений норильского вещественного и генетического типа в пределах нижнедокембрийских гранитно-зеленокаменных областей можно рассматривать лишь габброидный тип сульфидного никелевого оруденения. Известен ряд таких месторождений – Нью Норсиа, Йоуангарра, Карр Бойд и Маунт-Венн (блок Йилгарн), а также Маунт-Шолл (блок Пилбара). Лучше всего изучены и описаны в литературе месторождения Карр Бойд и Маунт-Шолл, приуроченные к дифференцированным интрузиям, внедренным в породы зеленокаменных поясов. Интрузивы включают породы двух серий: расслоенной (перидотиты, бронзититы, троктолиты, габбро, нориты) и приконтактной (контактные габбро-долериты). Главная часть оруденения локализуется обычно в габбро и габбро-долеритах приконтактной фации, где сульфиды наблюдаются в виде рассеянной интерстициальной вкрапленности, а иногда – массивных руд (мощностью до 1 м). Кроме этого в Карр Бойд имеются бронзовые пегматиты с сульфидами. Сульфиды представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом с примесями пирита, сфалерита, виоларита и магнетита. Помимо близких с норильскими геологическими особенностями существует близость состава таких минералов, как оливин, ортопироксен, клинопироксен, частично плагиоклаз. Близка ассоциация главных рудных минералов, а также геологические формы проявления сульфидных руд, как это видно в

табл. 5.2.1. Таким образом, сходство “габброидных” месторождений докембрийских гранитно-зеленокаменных областей с норильскими месторождениями позволяет считать первые аналогами норильского типа сульфидных никелевых месторождений и, соответственно, предполагать общность их генезиса.

Подобно норильским месторождениям [Годлевский, 1959; Генкин и др., 1981], генезис габброидных месторождений докембрийских гранитно-зеленокаменных областей некоторыми исследователями (см.: [Marston et al., 1981]) связывается с ликвацией первичной магмы, отвечающей по составу толеитам или базальтовым коматиитам с последующей отсадкой сульфидных капель к придонным частям материнского интрузива, где и образуются сплошные и вкрапленные руды. Другие [Purvis et al., 1972] полагают, что гравитационная отсадка сульфидного расплава не играла решающей роли в формировании оруденения. Так, рассматривая месторождение Карп Бойд, они подчеркивали, что бронзитовые пегматиты (такситовые габбро-долериты), вмещающие главную массу промышленного оруденения, были образованы при кристаллизации остаточных сульфидно-силикатных расплавов (поздних дифференциатов). Формирование этих пегматитов [Там же] происходило на заключительных стадиях материнского интрузива, причем локализованы они в зонах разломов, возникших в теле интрузива непосредственно перед его консолидацией. Картина напоминает таковую в норильских рудоносных интрузивах [Золотухин, 1964, 1997; Золотухин и др., 2001].

Ярко выраженная специфика месторождений западно-австралийского типа обусловила появление многих разнообразных моделей их генезиса [Marston et al., 1981]. Первоначально генезис их трактовался в рамках традиционной ликвационно-магматической концепции, т. е. за счет отсадки отликвировавших капель из коматиитовой магмы после излияния ее на поверхность. Позже появились и другие гипотезы для объяснения отдельных важных деталей. По мере изучения конкретных месторождений осталась в силе лишь модель Росса–Хопкинса, объясняющая образование рудных залежей за счет самостоятельных потоков сульфидных и сульфидно-силикатных магм, отделяющихся от материнских коматиитовых магм в процессе движения. Детальное рассмотрение [Золотухин, Малюк, 1983; Золотухин и др., 2001] показало, что даже эта модель не в состоянии аргументированно объяснить всех особенностей этих месторождений. Мы приходим к выводу, что все модели, предполагающие образование рудных сульфидно-никелевых магм в процессе разделения отликвировавшего расплава в приповерхностных условиях, встречаются с рядом существенных противоречий как теоретического, так и фактического порядка. Остается допустить, что сульфидные и сульфидно-силикатные магмы имеют глубинную, очевидно, мантийную природу, и предложить соответствующую схему (ювенильно-магматическая модель). Возможность возникновения самостоятельных сульфидных расплавов в верхней мантии определяется присутствием в мантийных породах сульфидных включений. Очевидно, что сульфидный расплав, необходимый для образования рудных магм, возникнет, когда сульфидные глобулы окажутся расплавленными, а плавление вмещающих перидотитов будет отвечать субсолидусным условиям (менее 5–10 % частичного плавления). Сопоставляя результаты изучения особенностей плавления сульфидов и мантийных перидотитов, мы приходим к выводу [Золотухин, Малюк, 1983б], что комбинация этих условий возможна при плавлении наиболее тугоплавких ультрамагнезиальных сульфидсодержащих перидотитов (гарцбургитов, оливи-

Таблица 5.2.1

## Некоторые характеристики сопоставляемого “габброидного” типа месторождений

| Состав минералов и руд           | Маунт-Шолл<br>[Mathison, Marshall, 1981]                                                                                                                                      | Салли-Малай [Thornett, 1981] |                     | Норильск-1<br>[Рябов, Золотухин, 1977]                                                                                                                                                                                                       | Талнах<br>[Рябов, Золотухин, 1977]                                         |
|----------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------|---------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|
| I. Габброиды                     |                                                                                                                                                                               | Верхние нориты               | Нижние нориты       |                                                                                                                                                                                                                                              |                                                                            |
| Клинопироксен<br>100Mg/(Mg + Fe) | Ca <sub>38,1</sub> ; Mg <sub>49,1</sub> ; Fe <sub>12,8</sub><br>79,2                                                                                                          | —                            | —                   | Ca <sub>40-41</sub> ; Mg <sub>43-49</sub> ; Fe <sub>17-10</sub><br>72–83                                                                                                                                                                     | Ca <sub>42-41</sub> ; Mg <sub>48-42</sub> ; Fe <sub>1(1)-17</sub><br>71–82 |
| Оливин                           | —                                                                                                                                                                             | —                            | Fo <sub>72-75</sub> | Fo <sub>75-59</sub>                                                                                                                                                                                                                          | Fo <sub>75-68</sub>                                                        |
| Плагноклазы                      | An <sub>26</sub>                                                                                                                                                              | An <sub>60-75</sub>          | An <sub>49-72</sub> | An <sub>48-78</sub>                                                                                                                                                                                                                          | An <sub>46-67</sub>                                                        |
| II. Ультрабазиты                 |                                                                                                                                                                               | Верхние нориты               | Перидотиты          |                                                                                                                                                                                                                                              |                                                                            |
| Оливин                           | Fo <sub>76</sub>                                                                                                                                                              | Fo <sub>78</sub>             | Fo <sub>79-82</sub> | Fo <sub>80-76</sub>                                                                                                                                                                                                                          | Fo <sub>79-73</sub>                                                        |
| Ортопироксен                     | En <sub>75</sub>                                                                                                                                                              | —                            | —                   | En <sub>71</sub>                                                                                                                                                                                                                             | En <sub>73</sub>                                                           |
| Клинопироксен<br>100Mg/(Mg + Fe) | Ca <sub>37,6</sub> ; Mg <sub>51,6</sub> ; Fe <sub>10,8</sub><br>82,7                                                                                                          | —                            | —                   | Ca <sub>40-41</sub> ; Mg <sub>50-47</sub> ; Fe <sub>10-12</sub><br>80–83                                                                                                                                                                     | Ca <sub>43-40</sub> ; Mg <sub>42-50</sub> ; Fe <sub>15-10</sub><br>73–83   |
| III. Руды                        |                                                                                                                                                                               |                              |                     |                                                                                                                                                                                                                                              |                                                                            |
| Минеральный состав               | Пирротин (преобладает), пентландит, халькопирит, магнетит                                                                                                                     |                              |                     | Пирротин, халькопирит, пентландит, кубанит, пирит, магнетит                                                                                                                                                                                  |                                                                            |
| Отношение Ni/Cu                  | 1,2                                                                                                                                                                           | 2,5                          |                     | 0,7                                                                                                                                                                                                                                          | 0,5                                                                        |
| Геологические формы проявления   | Слоистые или трубоподобные тела пузырчатых, вкрапле- ных, реже сидеронитовых, жилородных массивных и брекчированных сульфидов в габбро до перидотитов [Marston et al., 1981]. |                              |                     | Протяженные пластообразные тела вкрапле- ных и прожилково-вкрапленных руд в пикр и- товых и такситовых габбро-долеритах [Генкин и др..., 1981]. Жилообразные и плитообразные тела сплошных сульфидов в породах нижнего эндо- и экзоконтакта. |                                                                            |

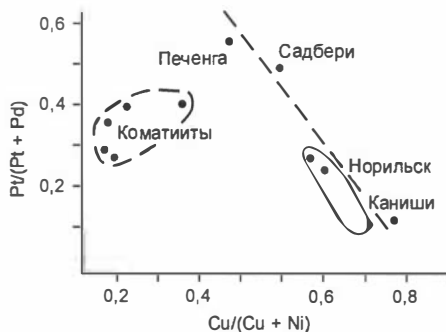


нитов) при низком водосодержании и малой (0,1–0,05) доле воды в составе флюида. Наиболее реальным механизмом экстракции из верхней мантии таких выплавов при допусках степеней частичного плавления мантийных перидотитов может быть динамометаморфическая сегрегация [Кутолин, 1977].

Подобно западно-австралийским генезис месторождений норильского типа не укладывается в рамки ликвационной гипотезы, чем и вызвано обилие высказанных генетических представлений. На протяжении многих лет нами развивалась инфильтрационно-метасоматическая гипотеза с сульфуризацией [Золотухин, 1964, 1971, 1988, 1997], которая в состоянии объяснить практически все главные особенности месторождений этого типа и, прежде всего, разнообразных по составу сплошных руд, имеющих наибольший практический интерес. Согласно этой гипотезе, сульфидное Cu-Ni оруденение возникает в процессе взаимодействия глубинных флюидов с уже закристаллизовавшимся, но еще раскаленным телом интрузии вдоль проницаемых зон. Вдоль части зон возникают протяженные приконтактовые горизонты вторичной регенерированной магмы с проявлением метамагматизма (лейкократизации) и последующей кристаллизации этой магмы с образованием основных пегматоидов (такситовых габбро-долеритов и лейкократовых габбро). В дальнейшем накладываются сульфидное оруденение и сопровождающие его разнообразные постмагматические метасоматиты как на сами пегматоиды, так и на сопредельные с ними породы (пикритовые и контактовые габбро-долериты, а также породы, вмещающие интрузии). Взаимодействие глубинных флюидов (в том числе сульфуризация) начинается на стадии возникновения вторичного (пегматоидного) расплава, но своего максимума развития сульфуризация достигает в раннюю высокотемпературную постмагматическую стадию и обычно снижается при дальнейшем понижении температуры [Золотухин, 1997]. В эту же высокотемпературную стадию вдоль проницаемых зон внутри и вблизи интрузива формируются тела сплошных метасоматических сульфидных руд с интенсивным привносом вещества, последовательно проходя стадии рассеянной и богатой вкрапленности через прожилково-вкрапленные руды к сплошным.

Рассмотрев ранее главнейшие генетические особенности руд норильского и на его примере “габброидного” (гипербазит-базитового) типа вообще, мы приходим к выводу о важной роли в процессе сульфидного оруденения глубинных флюидов, несших серу, а также ряд рудных компонентов [Золотухин, 1997, 1998, Рябов, 1999]. При сопоставлении генезиса руд таких контрастных типов, как норильский (“габброидный”) и западно-австралийский (вулканогенный), мы должны допустить, что диапазон условий возникновения сульфидного Cu-Ni оруденения простирается от существования сульфидного расплава до рудоносного флюида типа пневматолитового и гидротермального. Соответственно на диаграмме рис. 5.2.1 для соотношений  $Pt/(Pt + Pd)$  и  $Cu/(Cu + Ni)$  в рудах различных сульфидных Cu-Ni месторождений (т. е. параметров, в которых отражается дифференциация рудного вещества) резко отделяется местоположение коматиитовых месторождений вулканогенного типа от “габброидных” и всех прочих [Naldrett, Cabri, 1976]. Взаимосвязь обоих контрастных типов [Золотухин, Малюк, 1983; Малюк, Золотухин, 1983; Золотухин и др., 2001] в рамках единого крупного формационного генетического ряда сульфидных Cu-Ni месторождений может быть объяснена природой глубинного источника серы, исходя из следующих вероятных глубинных механизмов, лежащих в основе соответствующих двух моделей.

**Рис. 5.2.1.** Взаимосвязь между отношениями  $Pt/(Pt + Pd)$  и  $Cu/(Cu + Ni)$  (мас.%) в некоторых сульфидных рудах [Naldrett, Cabri, 1976].



Первая модель, когда расплавление перidotитового сульфидоносного мантийного материала приведет к подъему, в первую очередь, сульфидного расплава как наиболее легкоплавкой субстанции и излиянию его на поверхность. Затем происходит перекрытие сульфидов изливашейся главной массой более тугоплавкого силикатного материала, что объясняет в общих чертах связь сульфидных вулканогенных месторождений с коматиитами (ювенильно-магматическая модель формирования).

Вторая — когда источником серы для приповерхностной камерной сульфуризации базитового расплава в позже застывающих пегматитовых участках или такситовых горизонтах вторичного расплава (как в норильских интрузиях) либо твердого основного или ультраосновного материала интрузии являются поднимающийся к поверхности флюид по магмоводам и тектоническим нарушениям. Он генерируется глубинными очагами ультрабазит-базитовой магмы, в которых массы сульфидного расплава находятся в динамическом равновесии с флюидом (паром), насыщенным сульфидно-силикатную систему (инфильтрационно-метасоматическая модель с сульфуризацией).

Источником рудного вещества для сульфидной Cu-Ni формации, в конечном счете, является глубинная магнезиальная материнская магма, как это и предполагается обычно для всех месторождений так называемого первично-магматического генезиса. Менее ясен вопрос, как и когда мобилизуется это вещество в рудные скопления. Для коматиитовых месторождений такие полезные компоненты расплава, как Ni, Co, Cu, платиноиды и др., должны распределяться в глубинном очаге между силикатными и сульфидными расплавами с предпочтительным накоплением их в сульфидном расплаве, как показано многими авторами (см.: [Naldrett, 1989; и др.]). В базит-гипербазитовых и гипербазит-базитовых магматических интрузивных комплексах сульфиды образуются, как следует из геологических взаимоотношений, позже силикатного расплава или даже силикатной матрицы. То что сульфиды здесь появляются лишь в интрузивной камере и еще отсутствуют в промежуточном магматическом очаге, подтверждается для Норильского района присутствием их в норильских рудоносных гипербазит-базитовых интрузивах и отсутствием в коагматичных гипербазит-базитовых эффузивах (пикритовых базальтах). Это важное обстоятельство и обязательный расслоенный характер рудоносных гипербазит-базитовых интрузивов заставляет придавать большое значение в формировании сульфидного Cu-Ni оруденения процессу камерной дифференциации магнезиального расплава, возникновению в них ультраосновных и основных горизонтов и еще позже — горизонтов основных пегматоидов [Золотухин, 1964].

Взаимодействие сформировавшихся в интрузиве дифференциатов базитового и гипербазитового состава под влиянием фильтрующихся глубинных флюидов, эволюционирующих по кислотности—щелочности, может привести к выщелачива-

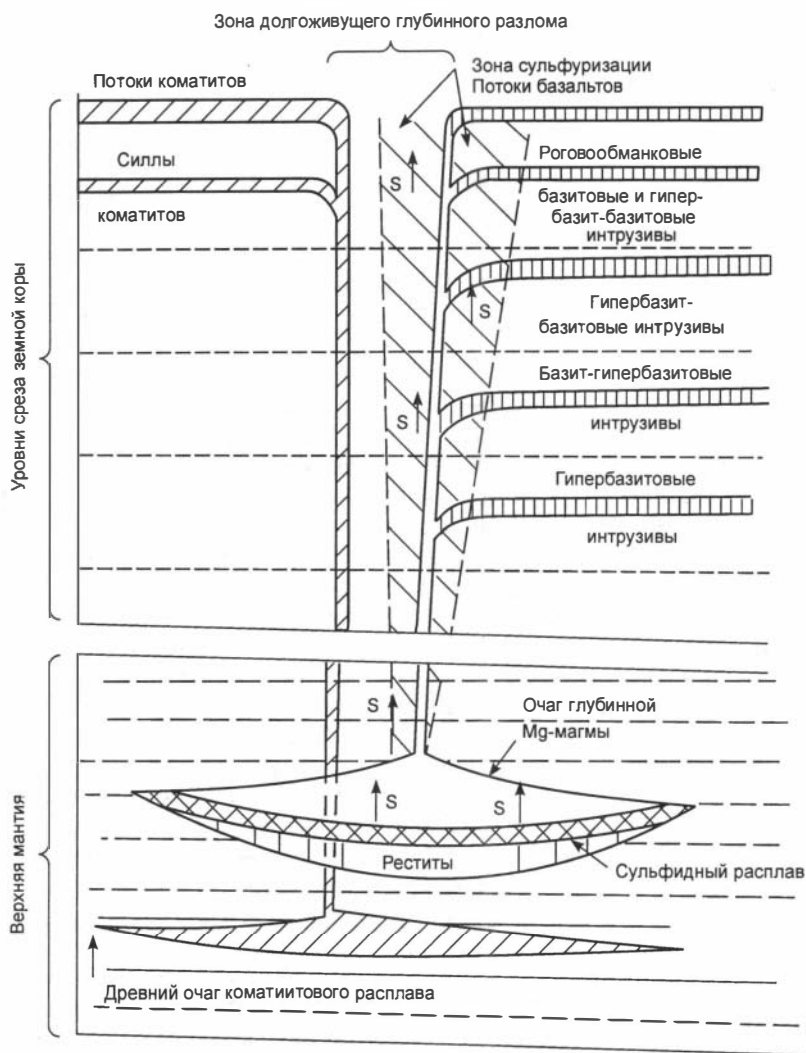
нию из силикатов упомянутых рудообразующих компонентов, к некоторому переносу их вдоль интрузива и к дальнейшей отсадке уже в сульфидной форме с последующим концентрированием вдоль проницаемых зон, в том числе протопластовых трещин. Не входящие в порообразующие минералы медь и сера накапливаются первоначально в кристаллизующихся расплавах основных пегматоидов и затем наследуются флюидной фазой, которая, попадая в контакты ультраосновного и основного горизонтов, резко меняет свою кислотность, что способствует осаждению здесь слабых оснований, какими являются рудные элементы. Возрастание же здесь активности сульфидной серы приведет к замещению солей слабых кремниевых кислот солями более сильной сероводородной с формированием сульфидного оруденения [Коржинский, 1956]. Этот процесс в широком смысле может быть назван с у л ь ф у р и з а ц и е й, если учитывать подвижность (привнос) серы и лишь перераспределение местных железа, никеля, кобальта, платиноидов на всех этапах, начиная с магматического. Есть все основания полагать также, что помимо перераспределения местной меди идет значительный привнос ее флюидом в процессе сульфуризации пород гипербазит-базитовых интрузий прежде всего вдоль поздних горизонтов основных пегматоидов [Золотухин, 1964, 1988, 1997].

Из всего сказанного следует, что диапазон условий природного образования сульфидных Cu-Ni руд растянут от существования сульфидного расплава через высокотемпературные сульфидоносные метасоматические растворы до относительно низкотемпературных гидротермальных растворов. Это делает очевидным предположение, что в рамках единой сульфидной Cu-Ni рудной формации находятся все известные из литературы геологически и петрологически разнотипные Cu-Ni месторождения. Связь их между собой можно, очевидно, трактовать как генетическую, а сами месторождения – как разнотемпературные этапы, т. е. как бы срезы эволюционирующей рудообразующей системы во времени и пространстве (рис. 5.2.2). С другой стороны, они могут отражать и специфику формирования месторождений в интрузивах, в различной степени обогащенных водой и прочими флюидными компонентами.

Подводя итоги, можно утверждать, что западно-австралийские вулканогенные сульфидно-никелевые месторождения представляют собой самостоятельный генетический тип в отличие от австралийских “габброидных” месторождений, которые являются вероятным генетическим аналогом норильских рудоносных габброидных (гипербазит-базитовых) расслоенных интрузивов.

Из проведенного сопоставления следует, что западно-австралийские вулканогенные месторождения наиболее близки к первично-магматическому типу, для которого нами предложена специальная ювенильно-магматическая модель формирования. Что касается норильского типа как представителя “габброидных” месторождений вообще, то по совокупности геологических особенностей и прочим признакам флюидно-метасоматического процесса его руды близки к высокотемпературным метасоматическим, и для него была предложена инфильтрационно-метасоматическая (с сульфуризацией) модель генезиса [Золотухин, 1964, 1971, 1988; Золотухин, Малюк, 1985].

Генетическое родство сопоставляемых контрастных типов в рамках единого крупного формационного ряда Cu-Ni месторождений основано на связи процессов сульфуризации в основном с глубинным источником серы [Горбачев, Гриненко, 1973; Гриненко, 1984]. Таким источником серы, мигрирующей в составе глубин-



**Рис. 5.2.2.** Схема вероятной локализации никеленосных гипербазитовых, базит-гипербазитовых, гипербазит-базитовых и базитовых магматических комплексов в земной коре и питающих их очагов – в верхней мантии [Золотухин, Малюк, 1985].

Заштрихованное поле – область повышенных парциальных давлений серы, потенциально перспективная для сульфуризации базитовых и ультрабазитовых интрузивов. Ост. объясн. в тексте.

ных флюидов по проницаемым зонам в верхние этажи земной коры, для сульфуризации основных и ультраосновных расплавов и твердых интрузивов могут являться диссоциирующие сульфидные расплавы в мантийных магматических очагах, излияние которых самих на поверхность могло приводить к образованию месторождений западно-австралийского типа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах деструктивных зон древних платформ вулканогенные базиты и ультрабазиты образуют закономерно построенные ассоциации – геологические формации, отражающие устойчивые генетические и парагенетические связи мантийных расплавов. Для раннедокембрийских зеленокаменных поясов характерными являются коматиит-толеитовые ассоциации, а трапповые провинции фанерозоя отличаются развитием ассоциаций толеитовых базальтов, дифференцированных базитовых интрузий, коматиитоподобных эффузивов, пикритоидов и гипербазитовых интрузий, которым иногда сопутствуют щелочные базиты и ультрабазиты меймечитового ряда. Соответственно главными особенностями коматиитовой и толеитовой серий зеленокаменных поясов докембрия являются: 1) структурная приуроченность к протяженным рифтогенным структурам трогового типа; 2) значительное разнообразие региональных ассоциаций близкого возраста по соотношениям коматиитовой и толеитовой составляющих; 3) геохимическая специфика региональных ассоциаций; 4) генетическая связь с сульфидным железо-никелевым оруденением. Главными особенностями коматиитоподобных и трапповых серий фанерозоя являются: 1) структурная приуроченность к протяженным троговым структурам коматиитоподобных пород и связь трапповых образований в большей мере со структурами рассеянного спрединга; 2) широкое видовое разнообразие вулканитов от коматиитоподобных через толеитовые до субщелочных и щелочных; 3) геохимическая специфика, обусловленная сонахождением магнезиальных пород нормального, субщелочного и щелочного рядов; 4) генетическая связь гипабиссальных ультрабазит-базитов с сульфидным медно-никелевым оруденением.

Генетическая связь базитов и ультрабазитов наиболее рельефно проявлена для фанерозойского внутриплитового магматизма и выражается рядом коматиитоподобные (пикритоидные) породы – базиты (базальты и базальтоиды). В раннедокембрийских зеленокаменных поясах базиты и ультрабазиты образуют две чаще генетически независимые серии – коматиитовую и толеитовую, для каждой из которых намечаются автономные типы первичных магм и пути их дифференциации.

Генерация широкого спектра базитовых и ультрабазитовых расплавов обусловлена варьирующими масштабами степени парциального плавления мантийного субстрата, в отдельных случаях претерпевшего метасоматоз, фракционной кристаллизации выплавов, ассимиляции сиалических коровых пород. Результатом совокупного действия этих процессов является полигенная природа большей части расплавов, принимавших участие в мантийном магмогенезе древних платформ.

В **мантии** генерация базальтовых магм возможна за счет глубинных эклогитов и пироксенитов при давлениях 10–15 кбар. Одновременно частичное плавление

ние перидотитового каркаса приводит к образованию магнезиальных первичных расплавов, дифференциация которых при низких давлениях способна давать широкий спектр толеитовых дериватов.

В континентальной коре при давлениях менее 10–15 кбар возможно выплавление базальтоидов как из “базальтового” слоя низов коры, так и из метаморфических эклогитов под влиянием термального и флюидного воздействия ультрабазитовой аномальной мантии. Вклад таких расплавов весьма невелик.

Метасоматическое воздействие глубинных флюидов на мантийный субстрат или частичные выплавки из него с ошелочением последних до субшелочных и щелочных может приводить к возникновению серий щелочно-ультраосновных и основных пород, разнообразие которых возрастает при последующей дифференциации.

Заложение мантийных тектономагматических систем древних платформ связано с возникновением и вертикальным транспортом глубинных термальных плюмов или диапиров. Последние отличаются многофазовым развитием и постоянно изменяющейся внутренней структурой, основными элементами которой являются сравнительно более мобильные глубинные расплавы (коматииты, коматиитоподобные базальты, пикритоиды, меймечиты) и более пассивные участки частичного плавления пород, в которых происходило внедрение диапиров или плюмов (очаги генерации первичных магм толеитов). Латерально-неоднородное и разноглубинное вскрытие кровельных частей диапиров приводило к периодической экстракции различных по условиям генерации расплавов, обеспечивая все многообразие генетических и парагенетических связей вулканогенных базитов и ультрабазитов древних платформ.

Сульфидно-никелевое оруденение, ассоциирующее с вулканогенными базитами и ультрабазитами древних платформ, имеет различную генетическую природу. Западно-австралийские вулканогенные сульфидные железо-никелевые месторождения, ассоциирующие с коматиитами, представляют собой самостоятельный генетический тип, наиболее близкий к первично-магматическому (ювенильно-магматическому). Для норильского “габброидного” типа сульфидных медно-никелевых месторождений характерны высокотемпературные руды, близкие к инфильтрационному-метасоматическому с сульфуризацией механизму образования.

Все сказанное придает новизну и оригинальность развиваемым авторами идеям и суждениям, суть которых состоит в следующем:

1. Коматиитовый магматизм докембрия сменяется–трансформируется в фанерозое в коматиитоподобные базиты, генетически связанные с флудбазальтами.

2. Толеит-коматиитовые серии докембрия и серии коматиитоподобных базитов с флудбазальтами в фанерозое представляют собой аналоги, контрастные в возрастном отношении.

3. Генетические взаимоотношения между компонентами соответствующих серий – только частный случай, более общий случай – полигенность всех составляющих этих серий, которая формируется на плюмовой, транзитной и камерной стадиях их эволюции.

4. Аномальная сульфидная никеленосность коматиитовых и коматиитоподобных мантийных выплавов является признаком их родственности.

5. Отличия в оруденении вулканогенных базит-ультрабазитовых серий имеют генетическую природу. Оно первично-магматическое в эффузивных коматиитах докембрия (западно-австралийский тип) и высокотемпературное метасоматическо-сульфуризационное – в гипабиссальных гипербазит-базитовых дифференцированных интрузиях фанерозоя (норильский тип).

## ЛИТЕРАТУРА

**Абрамович И.И., Дворкина В.Д.** Петрохимическая специфика древнейших докембрийских вулканитов // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1974. С. 199–205.

**Альмухамедов А.И., Золотухин В.В.** Геохимическая стратиграфия базальтов северо-запада Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 4. С. 963–967.

**Альмухамедов А.И., Золотухин В.В., Ложкин В.И., Гуничева Т.Н.** О среднем составе базальтов северо-запада Сибирской платформы // Там же. 1988. Т. 302, № 5. С. 1205–1208.

**Альмухамедов А.И., Золотухин В.В., Смирнова Е.В. и др.** Редкоземельные элементы в траппах древних платформ // Там же. 1989. Т. 309, № 4. С. 969–973.

**Альмухамедов А.И., Плюснин Г.С., Альмухамедов Е.А., Золотухин В.В.**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -изотопия пермско-триасовых базальтов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 48–60.

**Балашов Ю.А., Нестеренко Г.В.** Распределение редкоземельных элементов в траппах Сибирской платформы // Геохимия. 1966. № 7. С. 854–860.

**Бейли Д.К.** Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 169–184.

**Белоусов А.Ф., Кривенко А.П.** Магмогенез вулканических формаций. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. 192 с.

**Богатиков О.А., Рябчиков И.Д.** Новые данные о происхождении коматиитовых пород // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 88–97.

**Богатиков О.А., Пухтель И.С., Самсонов А.В.** Древнейшие горные породы СССР, особенности их состава и генезиса // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм // Докл. сов. геологов на 28 сессии МГК, Вашингтон, июль 1988 г. М.: Наука, 1989. С. 101–110.

**Бородин Л.С.** Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов и карбонатитов) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 8. С. 23–42.

**Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К.** Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Недра, 1976. 244 с.

**Бхаттачарджи С., Койда Х.** Происхождение и развитие рифтов и структур рифтовых долин: механическая интерпретация // Континентальные рифты / Под ред. И.Б. Рамберга, Э.-Р. Неймана. М.: Мир, 1981. С. 206–212.

**Васильев Ю.Р.** Ультраосновой магматизм Сибирской платформы: Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. 32 с.

**Васильев Ю.Р.** Ультраосновые вулканиты севера Сибирской платформы // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. С. 150–160.

**Васильев Ю.Р.** Количественная оценка крупнообъемных проявлений *P–T*-траппового магматизма на Сибирской платформе // Докл. РАН. 1999. Т. 367, № 3. С. 380–384.

**Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.** Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. 270 с.

**Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.** Проблемы платформенного магматизма. Ультраосновой магматизм платформенных областей // Геология и геофизика. 1977. № 2. С. 33–46.

**Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.** Проблемы генезиса крупнообъемных проявлений пермотриасовой формации Сибирской платформы // Петрография на рубеже XXI века – итоги и перспективы: Матер. II Всерос. петрограф. совещания. Сыктывкар, 2000. С. 31–34.

**Вембан Н.А.** Пути дифференциации в траппах Декана // Геология и петрография трапповых формаций. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1950. С. 244–295.

**Виленский А.М.** Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 271 с.

**Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И.** Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.

**Вревский А.Б.** Коматииты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 5. С. 1216–1219.

**Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / С.И. Рыбаков, А.И. Светлова, В.С. Куликов и др. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1981. 154 с.**

**Ганошина Е.В., Дворкина Б.Д., Рудник В.А.** Петрохимическая эволюция вулканизма зеленокаменных поясов архея // Роль магматизма в эволюции литосферы. М.: Наука, 1984. С. 80–140.

**Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др.** Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 232 с.

**Геология Сибирской платформы / Ред. И.И. Краснов, М.Л. Лурье, В.Л. Масайтис. М.: Недра, 1966. 447 с.**

**Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов / И.Н. Говоров, И.П. Илупин, А.Д. Харьков и др. М.: Наука, 1980. 332 с.**

**Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.** Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 121 с.

**Глазунов О.М.** Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. 191 с.

**Глазунов О.М.** Геохимия и генезис нового сульфидно-никелевого месторождения в Восточном Саяне // Проблемы геологии Сибири. Т. 2. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. С. 65–66.

**Глазунов О.М., Корнаков Ю.Н.** Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геохимия. 1973. № 5. С. 723–731.

**Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Отв. ред. В.С. Соболев, Н.Л. Добрецов, Н.В. Соболев. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. 271 с.**



**Годлевский М.Н.** Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 63 с.

**Горбачев Н.Г., Гриненко Л.Н.** Происхождение Октябрьского месторождения сульфидных руд Норильского района в свете сульфидного и сульфатного изотопного состава серы // Геохимия. 1973. № 8. С. 1127–1136.

**Грин Д.Х., Рингвуд А.Е.** Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 335 с.

**Гриненко Л.Н.** Сероводородосодержащие газовые месторождения как источник серы для сульфидизации магмы в рудоносных интрузиях Норильского района // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. С. 730–732.

**Гриненко Л.Н.** Источники серы никеленосных и безрудных интрузий габбро-долеритов на северо-западе Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. 1985. № 1. С. 3–15.

**Гурулев С.А.** Условия формирования основных расслоенных интрузий. М.: Наука, 1983. 248 с.

**Данюшевский Л.В., Соболев А.В., Дмитриев Л.В.** Ортопироксенсодержащие низкотитанистые толеиты – новый тип толеитов океанических рифтов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 6. С. 1449–1452.

**Дистлер В.В., Генкин А.Д., Филимонова А.А. и др.** Зональность Cu-Ni руд Талнахского месторождения // Геология рудных месторождений. 1975. № 2. С. 16–27.

**Дистлер В.В., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. и др.** Стратификация, скрытая расслоенность дифференцированных трапповых интрузий и условия образования сульфидного оруденения // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 211–270.

**Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сушевская И.М.** Условия формирования первичного расплава океанических толеитов // Геохимия. 1979. № 2. С. 163–175.

**Дюжиков О.А., Дистлер В.В.** Коматииты Норильского рудного района // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. С. 1194–1197.

**Дэвис В.Т.С.** Система Di-Fo-Py при 40 кбар // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 161–166.

**Дэвис В.Т.С., Шерер Дж.Ф.** Соотношения при плавлении в системе Di-Fo-Py при 40 кбар и атмосферном давлении // Там же. С. 183–186.

**Добрецов Н.Л.** Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. 200 с.

**Добрецов Н.Л.** Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354. С. 220–223.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1994. 300 с.

**Добрецов Н.Л., Саддэби П., Добрецов Н.Н., Попов Н.В.** Коматииты Красной Горки (Олондинская формация, Алданский щит) // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1987. С. 35–44.

**Додин Д.А., Поляков Г.В., Дюжиков О.А. и др.** Платиноидные месторождения Северо-Азиатского кратона и его обрамления: металлогения и геодинамика // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1619–1634.

**Другова Г.М., Пухтель И.С., Шустова Л.Е., Бережная Н.Г.** Олондинский зеленокаменный пояс (Алданский щит) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 40–56.

**Дюжиков О.А., Лагутина И.П., Салманов А.П.** Гипербазит-базитовый вулканизм юго-западного Таймыра // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 5. С. 1211–1215.

**Жариков В.А., Литвин Ю.А., Ищенко С.А.** Экспериментальные исследования плавления вещества гранат-перидотитовой мантии и проблемы мантийного магматизма // Минералогия: Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК. Вашингтон, июль 1988 г. М.: Наука, 1989. С. 40–47.

**Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н.** Ассоциация щелочных базальтоидов-базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965. С. 5–90.

**Заварицкий А.Н.** Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 155 с.

**Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы** / Отв. ред. С.Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1988. 215 с.

**Золотухин В.В.** Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М.: Наука, 1964. 192 с.

**Золотухин В.В.** О генезисе так называемых “ликвационных” Cu-Ni сульфидных руд в свете новых данных // Геология и геофизика. 1971. № 9. С. 12–22.

**Золотухин В.В.** Типы околорудных изменений в сплошных рудах Норильска и Талнаха и их генезис // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 8. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. С. 178–216.

**Золотухин В.В.** Об ассоциации высокожелезистых метасоматических минералов в норильских рудах как околорудных изменениях, имеющих важное поисковое значение // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. С. 93–112.

**Золотухин В.В.** Петрологические аспекты формирования рудоносных трапповых интрузий севера Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1979. № 5. С. 3–15.

**Золотухин В.В.** Проблемы генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения в базит-гипербазитовых комплексах // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979. С. 48–56.

**Золотухин В.В.** Некоторые представители магнезиальных траппов Сибирской платформы как возможные коматииты // Геология и геофизика. 1980. № 12. С. 11–26.

**Золотухин В.В.** О происхождении магнезиальных траппов и их рудоносности на Сибирской платформе // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. С. 21–39.

**Золотухин В.В.** Идеи В.С. Соболева в петрологии траппов и их дальнейшее развитие // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 27–41.

**Золотухин В.В.** Обобщенная модель сульфидного Cu-Ni рудообразования как процесса сульфуризации // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 172–182.

**Золотухин В.В.** Привнос щелочей как фактор многообразия природных пикритовых и базитовых расплавов // Геология и геофизика. 1991. № 3. С. 90–102.

**Золотухин В.В.** Базитовые пегматоиды норильских рудоносных интрузивов и проблема генезиса оруденения норильского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 90 с.

**Золотухин В.В.** Пермско-триасовый трапповый магматизм на Сибирской платформе – некоторые проблемы возраста и максимальной интенсивности // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 11. С. 1773–1781.

**Золотухин В.В.** Тепловой эффект внедрения траппов Сибирской платформы в связи с концепцией плюмов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 8. С. 1059–1063.

**Золотухин В.В.** Трапповый магматизм и рудоносные интрузивы норильского типа северо-западной части Сибирской платформы – актуальные проблемы // Там же. № 12. С. 1716–1721.

**Золотухин В.В.** К проблеме фанерозойских коматиитов на Сибирской платформе // Там же. 2000. Т. 41, № 7. С. 1003–1018.

**Золотухин В.В., Альмухамедов А.И.** Фракционирование и щелочность в эволюции исходных магм платформенных базитов // Там же. 1990. № 10. С. 15–21.

**Золотухин В.В., Альмухамедов А.И.** Проблемы траппового магматизма платформ // Там же. 1991. № 1. С. 31–42.

**Золотухин В.В., Альмухамедов А.И.** Базальты Сибирской платформы: условия проявления, вещественный состав, механизм образования // Траппы Сибири и Декана – черты сходства и различия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. С. 7–39.

**Золотухин В.В., Васильев Ю.Р.** Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 230 с.

**Золотухин В.В., Васильев Ю.Р.** Взаимоотношения ультрабазитового, базитового и щелочно-базитового платформенного магматизма (на примере Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 43–54.

**Золотухин В.В., Лагута О.Н.** О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 4. С. 267–272.

**Золотухин В.В., Малюк Б.И.** Сульфидные медно-никелевые месторождения норильского и западно-австралийского типа. Сравнительная характеристика // Геология и геофизика. 1983. № 8. С. 28–41.

**Золотухин В.В., Малюк Б.И.** Сульфидные медно-никелевые месторождения норильского и западно-австралийского типов. Генезис // Там же. № 11. С. 19–31.

**Золотухин В.В., Малюк Б.И.** О роли вещественной неоднородности верхней мантии в генезисе магматических формаций платформ // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Новосибирск, 1986. Т. 1. С. 106–107.

**Золотухин В.В., Малюк Б.И.** О генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений // Геология и геофизика. 1985. № 10. С. 61–71.

**Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А.** Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 246 с.

**Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А.** Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермско-триасовых эффузивов). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. 246 с.

**Золотухин В.В., Лагута О.Н., Малюк Б.И.** Особенности генезиса коматиитов различных континентов по петрохимическим данным // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 3. С. 707–710.

**Золотухин В.В., Поляков Г.В., Балыкин П.А., Глотов А.И.** Генетический аспект медно-никелевого оруденения коматиитового и родственного ему магматизма // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 7. С. 1090–1099.

**Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А.** Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. 434 с.

**Ирвин Т.Н.** Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 241–300.

**Йодер Х.** Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.

**Йодер Х.С., Тилли К.Э.** Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1985. 247 с.

**Кадик А.А., Биггар Г.М., Луканин О.А., Дмитриев Л.В.** Экспериментальные исследования кристаллизации океанских толеитов Атлантики при 1 атм в условиях заданной летучести кислорода // Геохимия. 1982. № 10. С. 1390–1414.

**Кепежинскас В.В., Добрецов Н.Л.** Три типа ультраосновных магм как источник информации о составе древней мантии Земли // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. С. 107–113.

**Кепежинскас К.Б., Мотуза Г.Б.** Зеленокаменные пояса юго-востока Литвы, запада Австралии и некоторые общие проблемы их формирования // Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск: ИГ КФ АН СССР, 1988. С. 141–156.

**Классификация и номенклатура магматических горных пород.** М.: Недра, 1981. 160 с.

**Кожевников В.Н., Мельянцева Н.В., Белоусов Е.Ф., Дербасова А.Л.** Геолого-геохимическая типизация коматиитов Северной Карелии // Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск: ИГ КФ АН СССР, 1988. С. 40–56.

**Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст З.Дж.** Интерпретация изверженных горных пород. М.: Мир, 1982. 414 с.

**Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита /** Отв. ред. О.А. Богатиков. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1988. 192 с.

**Конди К.** Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

**Коржинский Д.С.** Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.

**Коржинский Д.С.** Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при постмагматических процессах // Геохимия. 1956. № 7. С. 3–11.

**Коржинский Д.С.** Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

**Коржинский Д.С.** Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 3–6.

**Корнев Т.Я., Романов А.П., Князев В.Н., Шарифулин С.К.** Перспективные медно-никелевые и благороднометалльные рудные формации Канского зеленокаменного пояса // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск, 2000. С. 91–98.

**Крестин Е.М.** Первая находка коматиитов в СССР // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, № 2. С. 412–415.

**Крестин Е.М.** Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива // Сов. геология. 1980. № 9. С. 84–97.

**Крестин Е.М.** Проблемы образования и эволюции ультраосновных магм (по результатам изучения коматиитов зеленокаменных поясов архея) // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. С. 114–121.

**Крестин Е.М., Куликов В.С., Малюк Б.И., Сиворонов А.А.** Классификация, петрология и металлогения коматиитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов: Тез. докл. Всесоюз. симп. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 135–136.

**Куликов В.С.** Высокомагнезиальный магматизм и некоторые вопросы геодинамики раннего докембрия Балтийского щита // Высокомагнезиальный магматизм раннего докембрия. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1989. С. 34–43.

**Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В.** Находка коматиитов саамия (раннего архея) на Балтийском щите // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1441–1445.

**Куликова В.В., Куликов В.С.** Новые данные об архейских коматиитах Восточной Карелии // Там же. 1981. Т. 259, № 3. С. 693–696.

**Кутолин В.А.** Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969. 140 с.

**Кутолин В.А.** Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М.: Наука, 1972. 208 с.

**Кутолин В.А.** Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных компонентов в верхней мантии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 3–10.

**Кутолин В.А.** Новые данные о составе верхней мантии и некоторые проблемы происхождения магматических формаций // Геология и геофизика. 1982. № 9. С. 3–9.

**Лапин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А.** Влияние окислительно-восстановительного режима на кристаллизацию и дифференциацию базальтов Исландии в приповерхностных условиях // Геохимия. 1985. № 6. С. 747–760.

**Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А., Чудиновских Л.Г. и др.** Экспериментальные исследования при высоких давлениях в связи с проблемами мантийного магматизма // Эксперимент в решении актуальных задач в геологии. М.: Наука, 1986. С. 7–29.

**Литосфера Центральной и Восточной Европы.** Геотраверсы IV, VI, VIII. Киев: Наук. думка, 1988. 172 с.

**Лихачев А.П.** Геология, генезис и прогнозирование Cu-Ni месторождений: Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1980.

**Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Крылов И.Н., Матреничев В.А.** Фракционная кристаллизация в архейских коматиит-базальтовых сериях, установленных по распределению редких элементов // Геохимия. 1989. № 10. С. 1437–1448.

**Лурье М.Л., Масайтис В.Л.** Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы // Базальты плато. М.: Наука, 1964. С. 13–26.

**Лутц Б.Г.** Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 168 с.

**Лутц Б.Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

**Ляшкевич З.М.** Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта. Киев: Наук. думка, 1987. 176 с.

**Магматические горные породы.** Т. 2. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 416 с.

**Магматические горные породы.** Т. 3. Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.

**Магматические горные породы.** Т. 4. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 347 с.

**Магматические горные породы.** Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.

**Магматические горные породы.** Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.

**Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности.** Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 225 с.

**Малкин Б.В., Шеменда А.И.** О механизме континентального рифтогенеза // Геотектоника. 1989. № 5. С. 84–92.

**Малюк Б.И.** Генезис коматиитовых магм: петрохимическая проверка моделей // Геохимия. 1985. № 6. С. 785–795.

**Малюк Б.И.** К вопросу о генетической взаимосвязи коматиитовых и толеитовых базальтов докембрийских зеленокаменных поясов // Там же. 1986. № 7. С. 905–914.

**Малюк Б.И.** Петрохимические серии и типы коматиитов. Львов: ИГГТИ АН УССР, 1986. 36 с. (Деп. в ВИНТИ № 8614-В86).

**Малюк Б.И.** Природа железистого тренда фракционирования базальтовых магм докембрийских зеленокаменных поясов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 4. С. 957–960.

**Малюк Б.И.** Факторы полигенности коматиитовых магм // Магмообразование, твердофазовые превращения, техника и методика эксперимента. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1988. С. 527.

**Малюк Б.И.** Факторы предэруптивной эволюции магм континентальных деструктивных зон. Львов, 1989. 56 с. (Препр. / Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР; № 89-1).

**Малюк Б.И.** К проблеме эволюции базальтовых магм докембрийских зеленокаменных поясов // Геохимия. 1989. № 5. С. 652–664.

**Малюк Б.И., Золотухин В.В.** О двух контрастных типах сульфидных Cu-Ni месторождений, ассоциирующих с основным и ультраосновным магматизмом // Ультраосновные магмы и металлогения. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ СССР, 1983. С. 137–138.

**Малюк Б.И., Золотухин В.В.** Роль фракционирования в петрогенезисе коматиитовых магм. I. Приповерхностная дифференциация // Геология и геофизика. 1987. № 5. С. 36–46.

**Малюк Б.И., Золотухин В.В.** Роль фракционирования в петрогенезисе коматиитовых магм. II. Фракционирование в глубинных условиях // Там же. 1988. № 1. С. 49–59.

**Малюк Б.И., Сиворонов А.А.** О природе коматиитов // Там же. 1982. № 4. С. 32–40.

**Малюк Б.И., Сиворонов А.А.** К вопросу систематики коматиитов // Там же. 1984. № 1. С. 62–69.

**Малюк Б.И., Сиворонов А.А.** Первичные магмы толеитов зеленокаменных поясов Украинского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 44–52.

**Мантйные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.** Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. 215 с.

**Маракушев А.А.** Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.

**Марковский Б.П., Ротман В.К.** Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1981. 247 с.

**Масайтис В.Л.** Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе // Материалы по геологии Восточной Сибири. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1964. С. 137–158.

**Нестеренко Г.В.** Океанические аналоги континентальных базальтов // Геохимия. 1984. № 7. С. 997–1001.

**Нестеренко Г.В.** Сходство континентального и океанического толеитового вулканизма // Океанический магматизм: эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 87–94.

**Ножкин А.Д., Крестин Е.М.** Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА). М.: Наука, 1984. 126 с.

- Осборн Е.Ф.** Экспериментальные исследования давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов // Химия земной коры. М.: Наука, 1964. С. 75–87.
- Оровецкий Ю.П.** Мантийный диапиризм. Киев: Наук. думка, 1990. 172 с.
- О'Хара М.Дж.** Плавление гранатового перидотита при давлении 30 кбар // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969. С. 21–25; 72–81.
- Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы** / В.В. Золотухин, А.М. Виленский, Т.И. Немененок и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. 287 с.
- Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири** / Отв. ред. Г.В. Поляков, В.И. Богнизов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1995. 153 с.
- Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа.** Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. 165 с.
- Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи.** Т. 1. М.: Мир, 1980. 658 с.
- Поляков Г.В., Балыкин П.А., Глотов А.И. и др.** Пермско-триасовая ассоциация высокомагнезиальных вулканитов зоны Шонгда (северо-западный Вьетнам) // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 3–15.
- Поляков Г.В., Балыкин П.А., Чан Чонг Хоа и др.** Эволюция мезозойско-кайнозойского магматизма рифта Шонгда и структур его обрамления (СЗ Вьетнам) // Там же. 1998. Т. 39, № 6. С. 695–706.
- Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа, Акимцев В.А. и др.** Рудногеохимическая специализация пермско-триасовых ультрамафит-мафитовых комплексов Северного Вьетнама // Там же. 1999. Т. 40, № 10. С. 1474–1487.
- Попов В.С.** Смещение магм – петрогенетический процесс (обзор иностранной литературы) // Зап. ВМО. 1984. Т. 133, вып. 2. С. 229–240.
- Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др.** Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 170 с.
- Путеводитель геологических экскурсий по Карелии.** Петрозаводск: КФ АН СССР, 1987. 93 с.
- Росс Дж., Хопкинс Г.** Камбалда // Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. Т. 1.
- Рябов В.В.** Флюидный режим траппового магматизма и рудообразования (петрологический аспект) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 10. С. 1457–1473.
- Рябов В.В., Золотухин В.В.** Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977. 392 с.
- Рябчиков И.Д.** Геохимическая эволюция мантии Земли. М.: Наука, 1988. 37 с.
- Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.** Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 625–638.
- Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Пилоян Г.О., Бабанский А.Д.** Механизм генерации океанических толеитовых магм // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезиса. М.: Наука, 1983. С. 17–24.
- Салманов А.П.** Базальтовые коматиты юго-западного Таймыра // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 11. С. 132–136.
- Серно-колчеданные месторождения Карелии** / В.И. Робонен, С.И. Рыбаков, Г.В. Ручкин и др. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1978. 192 с.
- Светова А.И.** Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1988. 148 с.

**Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Малюк Б.И.** Морфологические типы ранне-докембрийских зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Геотектоника. 1984. № 5. С. 22–37.

**Сиворонов А.А., Малюк Б.И.** Коматииты как индикатор геодинамического режима и эволюции земной коры в раннем докембрии // Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 13–14.

**Сиворонов А.А., Малюк Б.И.** Метаморфизованные вулканогенные формации и тектоническая природа докембрийских зеленокаменных поясов // Геотектоника. 1983. № 5. С. 38–51.

**Сиворонов А.А., Малюк Б.И.** Еще раз о коматиитах // Геол. журн. 1984. Т. 44, № 4. С. 132–136.

**Сиворонов А.А., Малюк Б.И., Бобров А.Б. и др.** Состав, строение и металлогения зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1985. С. 177–188.

**Сиворонов А.А., Малюк Б.И., Смоголюк А.Г., Бобров А.Б.** Коматииты зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья. II. Петрохимические особенности // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 1. С. 101–115.

**Сиворонов А.А., Смоголюк А.Г., Колий В.Д., Сирота М.Г.** Метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья и Карелии. Киев, 1984. 72 с. (Препр. / Ин-т ИГФМ АН УССР).

**Сиворонов А.А., Смоголюк А.Г., Малюк Б.И., Бобров А.Б.** Коматииты зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья. I. Петрография // Бюл. МОИП. Сер. геол. 1989. Т. 64, вып. 1. С. 101–115.

**Соболев А.В.** Петрология и геохимия глубинных ультраосновных магм на примере меймечитов севера Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1983. 28 с.

**Соболев В.С.** Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Главсевморпуть, 1936. 222 с.

**Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974. 265 с.

**Струева О.М.** Коматииты Среднего Приднепровья – факт или мода? // Геол. журн. 1983. Т. 43, № 4. С. 45–52.

**Структуры траппов Сибирской платформы / М.А. Лурье и др.** Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1976. 171 с.

**Тарни Дж., Далзил И., де Вит М.Дж.** Комплекс краевого бассейна “рокас вердес” в южном Чили – модель образования архейских зеленокаменных поясов // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1979. С. 143–159.

**Траппы северо-западной части Сибирской платформы // Путеводитель Норильской экскурсии.** Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 120 с.

**Туркотт Д.Л.** Конвекция в мантии и геохимические циклы // Геохимия и космохимия. XXVII МГК. Секция С.И.Т.И. М.: Наука, 1984. С. 180–186.

**Уэйджер Л., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

**Федоренко В.А.** Палеотектоника позднепалеозойского–раннемезозойского вулканизма Норильского района и палеотектонический контроль никеленосных интрузий // Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. Л., 1979. С. 16–23.

**Федоренко В.А.** Петрохимические серии эффузивных пород Норильского района // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 77–88.



**Федоренко В.А., Дюжиков О.А.** Гипербазит-базитовый эффузивный вулканизм Норильского района // Сов. геология. 1981. № 9. С. 89–106.

**Феоктистов Г.Д.** Петрология и условия формирования долеритовых силлов: Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1984. 32 с.

**Феоктистов Г.Д.** Особенности проявления толеитового магматизма на платформах // 27 Сессия МГК: Тез. докл. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 306–307.

**Фролова Т.И., Каторгин Н.Ф.** К проблеме классификации пикритов и коматиитов // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1986. № 1. С. 3–17.

**Хильтова В.Я., Лобач-Жученко С.Б., Митрофанов Ф.П. и др.** Строение и эволюция архейской литосферы // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1986. С. 53–63.

**Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г.** Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 8. С. 98–108.

**Шарков Е.В., Цветков А.А.** Магматические серии и геодинамические режимы океанов и континентов // Океанический магматизм: эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 6–25.

**Шарков Е.В., Цветков А.А.** Проблема серий магматических пород (петрологические аспекты) // Вулканол. и сейсмол. 1987. № 1. С. 30–41.

**Шкодзинский В.С.** Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.

**Шкодзинский В.С., Малюк Б.И., Сиворонов А.А.** Петрогенезис и эволюция коматиитовых магм // Геология и геофизика. 1983. № 9. С. 39–47.

**Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.С. и др.** Генезис пород гранат-зеленокаменных областей Украинского щита по данным исследований РЗЭ // Докл. АН УССР. 1991. № 7. С. 95–99.

**Aitken B.G., Echeverria L.M.** Petrology and geochemistry of komatiites and tholeites from Gorgona Island, Colombia // Contrib. Miner. Petrol. 1984. Vol. 86. P. 94–105.

**Allegre C.J., Turcotte D.L.** Implications of a two-component marble-cake mantle // Nature. 1986. Vol. 323. P. 123–127.

**Anderson D.L.** Rise of deep diapirs // Geology. 1981. Vol. 9, N 1. P. 7–9.

**Anderson D.L.** Chemical composition and evolution of the mantle // Adv. Earth Planet. Sci. 1982. Vol. 12. P. 301–318.

**Anhaeusser C.R.** The geology and geochemistry of the Mulders-drift ultramafic complex and surrounding area, Krugersdorp District // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1977a. Vol. 80. P. 17–28.

**Anhaeusser C.R.** Geological and geochemical investigations of the Roodekrans ultramafic complex and surrounding Archean volcanic rocks, Krugersdorp District // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1977b. Vol. 80. P. 17–28.

**Archibald N.J., Bettaney L.F., Bickle V.J., Groves D.I.** Evolution of Archean crust in the Eastern Goldfields Province of Yilgarn Block, Western Australia // Spec. Publ. Geol. Soc. Aust. 1981. Vol. 7. P. 491–504.

**Arculus R.J.** The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1987. Vol. 32, N 1. P. 1–12.

**Arndt N.T.** Thick layered peridotitic-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario // Can J. Earth Sci. 1977. Vol. 14, N 11. P. 2620–2637.

**Arndt N.T.** Komatiites: a dirty window to the Archean mantle // Terra cognita. 1985. Vol. 6, N 1. P. 59–66.

**Arndt N.T.** Differentiation of komatiite flows // *J. Petrol.* 1986. Vol. 27, N 2. P. 279–301.

**Arndt N.T., Fleet M.E.** Stable and metastable pyroxene crystallization in layered komatiite lava flows // *Amer. Mineral.* 1979. Vol. 64. P. 856–864.

**Arndt N.T., Genner G.A.** Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia // *Chem. Geol.* 1986. Vol. 56, N 3–4. P. 229–255.

**Arndt N.T., Nesbitt R.W.** Geochemistry of Munro Township basalts // *Komatiites* / Eds. N.T. Arndt, E.G. Nisbet. London: Allen & Unwin, 1982. P. 309–329.

**Arndt N.T., Nesbitt R.W.** Magma mixing in komatiitic lavas from Munro Township, Ontario // *Archean Geochemistry* / Ed. A. Kroner. N.Y.: Springer, 1984. P. 99–114.

**Arndt N.T., Nisbet E.G.** What is a komatiite? // *Komatiites* / Eds. N.T. Arndt, E.G. Nisbet. L: Allen & Unwin, 1982. P. 19–27.

**Arndt N.T., Francis D., Hynes A.** The fields characteristics and petrology of Archean and Proterozoic komatiites // *Can. Mineral.* 1979. Vol. 17, N 2. P. 147–163.

**Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R.** Komatiitic and iron-rich tholeiitic basalts of Munro Township, Northeast Ontario // *J. Petrol.* 1977. Vol. 18, N 2. P. 319–369.

**Arndt N.T., Teixeira N.A., White W.M.** Bizarre geochemistry of komatiites from Crixas greenstone belt, Brazil // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. Vol. 101, N 2. P. 187–197.

**Arth J.G., Arndt N.T., Naldrett A.J.** Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario: trace-element evidence // *Geology.* 1977. Vol. 5, N 10. P. 590–594.

**Bailey D.K.** Mantle metasomatism – continuing chemical change within the Earth // *Nature.* 1982. Vol. 296. P. 525–530.

**Baksi A.K., Farrar Ed.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Siberian traps, USSR: evaluation of the two major extinction events relative to episodes of flood-basalt volcanism in the USSR and the Deccan traps // *India. Geology.* 1991. Vol. 19. P. 461–464.

**Barley M.E.** Incompatible-element enrichment in Archean basalts: a cosequence of contamination by older sialic crust rather than mantle heterogeneity // *Geology.* 1986. Vol. 14, N 11. P. 947–950.

**Barnes S.-J.** The petrography and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi greenstone belt and a model for their formation // *Lithos.* 1985. Vol. 18, N 4. P. 241–270.

**Barnes S.-J., Coats C.J.A., Naldrett A.J.** Petrogenesis of Proterozoic nickel sulfide-komatiite association: the Katiniq Sill, Ungava, Quebec // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77, N 2. P. 413–429.

**Barnes S.-J., Gole M.J., Hill R.E.T.** The Agnew nickel deposit, Western Australia: stratigraphy, structure, geochemistry and origin // *Western Austral. Min. Petroleum Res. Inst.* 1987. Rept. 32. 187 p.

**Barnes S.-J., Gorton M.P., Naldrett A.J.** A comparative study of olivine and clinopyroxene spinifex flows Alexo, Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. Vol. 83. P. 293–308.

**Barnes S.-J., Hill R.E.T., Gole M.J.** Perseverance ultramafic complex, Western Australia: the product of a komatiite lava river // *J. Petrol.* 1988. Vol. 29, N 2. P. 305–331.

**Barrett F.M., Groves D.I., Binns R.A.** Importance of metamorphic processes at the Nepean nickel deposits, Western Australia // *Trans. Int. Met.* 1976. Vol. B85. P. 252–273.

**Basu A.R., Hannigan R.E., Jacobsen S.B.** Melting of the Siberian mantle plume // *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25, N 12. P. 2209–2212.

**Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R. et al.** High- $^3\text{He}$  Plume Origin and Temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science.* 1995. Vol. 269. P. 822–825.

**Basu A.R., Wang J., Huang W. et al.** Major element, REE and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 105. P. 149–169.

**Beane J.E., Turner C.A., Hooper P.R., Walsh J.N.** Stratigraphy, composition and form of Deccan Basalts, Western Ghats, India // *Bull. Volcanol.* 1986. Vol. 48, N 1. P. 61–83.

**Bender J.E., Hodges F.N., Bence A.E.** Petrogenesis of basalts from the Project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 41, N 3. P. 277–302.

**Bickle M.J., Ford C., Nisbet E.G.** The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high-pressure melting experiments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 37, N 1. P. 97–106.

**Bickle M.J., Martin A., Nisbet E.G.** Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basalt unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 27, N 2. P. 155–162.

**Blake S.** Volcanism and the dynamics of open magma chambers // *Nature.* 1981. Vol. 289, N 5800. P. 783–785.

**Brevart O., Dupre B., Allegre C.J.** Lead-lead age komatiitic lavas and limitations on the structure and evolution of the Precambrian mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 77. P. 293–302.

**Brooks C., Hart S.** An extrusive basaltic komatiite from a Canadian Archean metavolcanic belt // *Can. J. Earth. Sci.* 1972. Vol. 9, N 10. P. 1250–1253.

**Campbell I.H.** Some problems with cumulus theory // *Lithos.* 1978. Vol. 11. P. 311–323.

**Campbell I.H.** The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamics explanation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. Vol. 91. P. 37–43.

**Campbell I.H., Griffiths R.W., Hill R.I.** Melting in an Archean mantle plume: heads it is basalts, tails it's komatiites // *Nature.* 1989. Vol. 339, N 6227. P. 697–699.

**Capdevila R., Goddwin A.M., Ujike O., Gorton M.P.** Trace-element geochemistry of Archean volcanic rocks and crustal growth in southwestern Abitibi belt, Canada // *Geology.* 1982. Vol. 10, N 8. P. 418.

**Carswell D.A.** Mantle derived lherzolite nodules associated with kimberlite, carbonatite and basaltic magmatism: a review // *Lithos.* 1980. Vol. 13. P. 121–138.

**Cattell A.** Enriched komatiitic basalts from Newton Township, Ontario: their genesis by crustal contamination of depleted komatiite magma // *Geol. Mag.* 1987. Vol. 124, N 4. P. 303–309.

**Cattell A., Krogh T.E., Arndt N.T.** Conflicting Sm-Nd whole rock and U-Pb zircon ages for Archean lavas from Newton Township, Abitibi belt, Ontario // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 70. P. 280–290.

**Compston W., Williams J.S., Campbell I.H., Gresham J.J.** Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985/1986. Vol. 76. P. 299–311.

**Cox K.G.** Karroo lavas associated igneous rocks of the Southern Africa // *Bull. Volcanol.* 1972. Vol. 35, N 4. P. 876–886.

**Cox K.G.** Komatiites and other high-magnesia lavas: some problems // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 1978. Vol. A288, P. 599.

**Cox K.G.** A model for flood basalts volcanism // *J. Petrol.* 1980. Vol. 21, N 4. P. 629–650.

**Cox K.G., Hawkesworth C.J.** Relative contribution of crust and mantle to flood basalt magmatism, Mahabaleshwar area, Deccan Traps // *Trans. Roy. Soc. Lond.* 1984. Vol. A310. P. 627–641.

**Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al.** A reconnaissance  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic study of ore bearing and related rocks, Siberian, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. Vol. 59, N 10. P. 2071–2083.

**Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Lanphere M.A. et al.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of samples from Noril'sk–Talnakh ore-bearing intrusions and the Siberian flood basalts (abs) // *Amer. Geophys. Union Trans.* 1991. Vol. 72. P. 570.

**Dawson J.W.** Metasomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched and “flushed” lherzolites // *Mantle Metasomatism.* London: Acad. Press. 1987. P. 125–144.

**Delaney P.T., Pollard D.D.** Solidification of basaltic magma during flow in a dike // *Amer. J. Sci.* 1982. Vol. 282. P. 856–885.

**De Paolo D.Y.** Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 53. P. 189–202.

**De Paolo D.Y., Wasserburg G.I.** Neodinium isotopes in flood basalts from Siberian platform and inference about their mantle sources // *Proc. National. Acad. Sci. USA.* 1979a. Vol. 76, N 7. P. 3056–3060.

**De Paolo D.J., Wasserburg G.I.** Petrogenetic mixing model's and Nd-Sr isotopic patterns // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1979b. Vol. 43. P. 615–627.

**Devey C.W., Cox K.G.** Relationships between crustal contamination and crystallization in continental flood basalt magmas with special reference to the Deccan traps of the Western Ghats, India // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 84. P. 59–68.

**Dimroth E., Inreh L., Goulet N., Rocheleau M.** Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. II. Tectonic evolution and geomechanical model // *Can. J. Earth. Sci.* 1983. Vol. 20, N 9. P. 1355–1373.

**Duke J.M.** Petrology and economic geology of the Dundonald Sill: an Archean intrusion of komatiitic affinity in north-western Quebec // *Econ. Geol. Rept. Geol. Surv. Can.* 1986. N 35. 56 p.

**Echeverria L.M.** Tertiary or mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relations and geochemistry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. Vol. 73, N 3. P. 253–266.

**Elthon D.** Plagioclase buoyancy in oceanic basalts: chemical effects // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. Vol. 48. P. 753–768.

**Elthon D., Scarfe C.M.** High-pressure phase-equilibria of a high-magnesia basalts and the genesis of primary oceanic basalts // *Amer. Mineral.* 1984. Vol. 69, N 1–2. P. 1–15.

**Erison K.A.** Archean and Early Proterozoic sedimentation styles in the Kaapvaal province, South Africa and Pilbara Block, Australia // *Rev. Brasileira de Geociencias.* 1982. Vol. 12, N 1–3. P. 121–131.

**Finnerty A.A., Boyd F.R.** Thermobarometry for garnet peridotites: basic for the determination of thermal and composition structure of the upper mantle // *Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon.* 1987. P. 381–402.

**Fisk M.R.** Mid-ocean ridge basalts from the Galapagos spreading center: direct probes of magma chambers // *Geology.* 1986. Vol. 14, N 3. P. 204–207.

**Francis D., Hynes A.** Komatiite-derived tholeites in the Proterozoic of New Quebec // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 33. P. 473–481.

**Fujii T., Bougault H.** Melting relations of a magnesian abyssal tholeites and the origin of MORB // *Ibid.* 1983. Vol. 62, N 2. P. 283–295.

- Fujii T., Scarfe C.M.** Composition of liquids coexisting with spinel lherzolite at 10 kbar and the genesis of MORBs // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. Vol. 90. P. 18–28.
- Gelinas L., Brooks C., Trzcienski W.E.** Archean variolites – quenched immiscible liquids // *Can. J. Earth Sci.* 1976. Vol. 13, N 2. P. 210–230.
- Geochemistry** of komatiites from Kambalda. I. Chalcophile element depletion – a consequence of sulfide liquid separation from komatiitic magmas / C.M. Lecher, R.F. Lee, D.I. Groves et al. // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 6. P. 1714–1728.
- Gill R.C.G.** Comparative petrogenesis of Archean and modern low-K tholeiites. A critical review of some geochemical aspects // *Origin and Distribution of Elements*. London: Pergamon Press, 1979. P. 431–447.
- Glikson A.J.** Siderophile and lithophile trace-element evolution of the Archean mantle // *BMR J. Aust. Geol. Geophys.* 1979. Vol. 4. P. 253–279.
- Goodwin A.M.** Precambrian Perspectives // *Science*. 1981. Vol. 213. P. 55–61.
- Goodwin A.M.** Archean volcanoes in south-western Abitibi belt, Ontario and Quebec: form, composition and development // *Can. J. Earth Sci.* 1982. Vol. 19, N 6. P. 1140–1155.
- Green D.H.** Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints of Archean geothermal gradients and tectonics // *Geology*. 1975. Vol. 3, N 1. P. 15–18.
- Green D.H., Hibberson W., Jaques A.L.** Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts // *The Earth: its Origin, Structure and Evolution*. London: Acad. Press., 1979. P. 265–300.
- Green J.C., Schiz K.J.** Iron-rich basaltic komatiites in the Early Precambrian Vermillion district, Minnesota // *Can. J. Earth Sci.* 1977. Vol. 14. P. 2181–2192.
- Gresham J.J., Loftus-Hills G.D.** The geology of the Kambalda Nickel field, Western Australia // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76. P. 1373–1416.
- Griffiths R.W., Campbell I.H.** Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96, N B11. P. 18 295–18 310.
- Grove T.L., Baker M.B.** Plac equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 3253–3274.
- Gruau G., Chauvel C., Jahn B.M.** Anomalous Sm-Nd ages for the early Archean Onverwacht Group volcanics // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. Vol. 104. P. 27–34.
- Hallberg J.A., Johnston C., Bye S.** The Archean Marda igneous complex, Western Australia // *Precambrian Res.* 1976. Vol. 3, N 2. P. 111–136.
- Hawkesworth C.J., March J.S., Duncan J.S. et al.** The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks: evidence from combined Nd and Sr – isotopic studies // *Spec. Publ. Geol. Soc. Sci. S. Afr.* 1984. Vol. 13. P. 341–354.
- Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M., Taylor P.V., Palaz Z.** Evidence from the Parana of south Brasil for a contribution to Dupal basalts // *Nature*. 1986. Vol. 322. P. 356–359.
- Hawkesworth C.J., O'Nions R.K.** The petrogenesis of some Archean volcanic rocks from Southern Africa // *J. Petrol.* 1977. Vol. 18, N 3. P. 487–520.
- Henriksen H.** Komatiitic chlorite-amphibole rocks and mafic metavolcanics from the Karasjok greenstone belt, Finnmark, northern Norway: a preliminary report // *Norg. geol. unders.* 1983. N 382. P. 17–43.
- Herrmann A.G., Blanchard D., Haskin L. et al.** Major, minor and trace-element composition of peridotitic and basaltic komatiites from the Precambrian crust of Southern Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. Vol. 59, N 1. P. 1–12.
- Herzberger C.R., O'Hara M.J.** Origin of mantle peridotite and komatiite by partial melting // *Geophys. Res. Lett.* 1985. Vol. 12, N 9. P. 541–544.

- Hoffman N.R., McKenzie D.P.** The destruction of geochemical heterogeneities by differential fluid motions during mantle convection // *Geophys. J. Roy. Soc.* 1985. Vol. 82, N 2. P. 163–206.
- Hooper P.R., Subbarao K.V.** Stratigraphy and Petrogenesis of the Deccan basalt province // *The Deccan times* / Eds. K.V. Subbarao, K.G. Cox. 1986. N 2. P. 5–9.
- Humphris S.E., Thompson G., Schilling Y.G. et al.** Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46° S and 32° S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. Vol. 49. P. 1445–1464.
- Huppert H.E.** The intrusion of fluid mechanics into geology // *J. Fluid Mech.* 1986. Vol. 173. P. 557–594.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J.** Double-diffusive convection due to crystallization in magmas // *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 1984. Vol. 12. P. 11–37.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J.** Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985a. Vol. 74. P. 371–386.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J.** Komatiites. I. Eruption and flow // *J. Petrol.* 1985b. Vol. 26. P. 694–725.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J., Turner J.S., Arndt N.T.** Emplacement and cooling of komatiite lavas // *Nature.* 1984. Vol. 309, N 5963. P. 19–22.
- Huppert H.E., Turner J.S., Sparks R.S.J.** Replenished magma chambers: effect of compositional zonation and input rates // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 57. P. 345–357.
- Hynes A., Francis D.** Komatiitic basalts of the Cape Smith foldbelt, New Quebec, Canada // *Komatiites* / Eds. N.T. Arndt, E.C. Nisbet. London: Allen & Unwin, 1982. P. 159–170.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.** A guide to chemical classification of the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 523–548.
- Ito K., Kennedy G.C.** The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures // *J. Geol.* 1974. Vol. 82, N 3. P. 383–392.
- Jahn B.-M., Auvray B., Blais S. et al.** Trace-element geochemistry of Finnish greenstone belts // *J. Petrol.* 1980. Vol. 21, N 2. P. 201–244.
- Jahn B.-M., Gruau G., Glikson A.J.** Komatiites of the Onverwacht group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution // *Sontrib. Mineral. Petrol.* 1982. Vol. 80, N 1. P. 25–40.
- Jaques A.L., Green D.H.** Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. Vol. 73, N 3. P. 287–310.
- Jensen L.S.** A new cation plot for the classifying subalkalic volcanic rocks // *Ont. Div. Mines.* 1976. MP 66. 22 p.
- Kirby S.H.** Tectonic stresses in the lithosphere: constraints by experimental deformation on rocks // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. P. 6353–6363.
- Kinzler R., Grove T.L.** Crystallization and differentiation of Archean komatiite lavas from northeast Ontario: phase equilibrium and kinetic studies // *Amer. Mineral.* 1985. Vol. 70, N 1–2, P. 40–51.
- Komatiites** / Eds. N.T. Arndt, E.G. Nisbet. London: Allen & Unwin, 1982. 526 p.
- Kovalenker V.A., Gladyshev G.D., Nosik L.P.** Isotopic composition of sulfide sulfur from deposits of the Talnakh ore node in relation to their selenium content // *Int. Geol. Rev.* 1974. Vol. 17. P. 725–734.
- Krishnamurthy P., Cox K.G.** Picrite basalts and related lavas from the Deccan traps of western India // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. N 62. P. 53–75.

**Lajoe J., Gelinas L.** Emplacement of Archean peridotitic komatiites in La Motte Township, Quebec // *Can. J. Earth Sci.* 1978. Vol. 15. P. 672–677.

**Leshner C.M., Lee R.F., Groves D.I. et al.** Geochemistry of komatiites from Kambalda: chalcophile element depletion – a consequence of sulfide liquid separation from komatiitic magmas // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 6. P. 1714–1728.

**Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et al.** Geochemistry of the Siberian trap of the Noril'sk area, USSR with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalts magmatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. Vol. 104. P. 631–644.

**Ludden J., Hubert C.** Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canada // *Geology.* 1986. Vol. 14, N 8. P. 707–711.

**Maaloe S.** Principles of igneous petrology. N.Y.: Springer, 1985. 374 p.

**Maaloe S., Pedersen R.B., James D.** Delayed fractionation of basaltic lavas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. Vol. 98, N 4. P. 401–407.

**Macdougall J.D. (ed.).** Continental flood Basalts, kluwer Acad. Publishers, Dord Recht et al., 1988. 341 p.

**Mahoney J., Macdougall J.D., Lugmair G.W. et al.** Origin of Deccan trap flows at Mahabaleshwar inferred from Nd and Sr isotopic and chemical evidence // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 6, N 1. P. 47–60.

**Mantle metasomatism /** Eds. M.A. Menzies, C.J. Hawkesworth. London: Acad. Press, 1987.

**Marston R.J., Groves D.I., Hudson D.R., Ross J.R.** Nickel sulfide deposits in Western Australia: a review // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76. P. 1330–1363.

**Mathison C.J., Marshall A.E.** Ni-Cu sulfides and their host mafic-ultramafic rocks in the Sholl intrusion, Pillbara region, Western Australia // *Ibid.* Vol. 76, N 6. P. 1581–1596.

**McKenzie D.** The extraction of magma from the crust and mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 74. P. 81–91.

**McQuenn K.G.** Volcanic-associated nickel deposits from around the Widgiemooltha Dome, Western Australia // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 6. P. 1417–1443.

**Mysen B., Kushiro I.** Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle // *Amer. Mineral.* 1977. Vol. 62, N 9/10. P. 843–851.

**Naldrett A.I.** World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis // *Mineralium Deposita.* 1999. Vol. 34. P. 227–240.

**Naldrett A.J., Cabri L.J.** Ultramafic and related mafic rocks, their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements // *Econ. Geol.* 1976. Vol. 71, N 7. P. 1131–1158.

**Naldrett A.J., Turner A.R.** The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, Western Australia // *Precambrian Res.* 1977. Vol. 5, N 1. P. 43–103.

**Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Doherty W. et al.** The Ni-Cu ores at Noril'sk and Sudbury // *Source, transport and deposition of metals.* Balrema: Rotterdam, 1991. P. 9–10.

**Nathan H.D., Van Kirk C.K.** A model of magmatic crystallization // *J. Petrol.* 1978. Vol. 19, N 1. P. 66–94.

**Nesbitt R.W.** Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, Western Australia: evidence for an Archean ultramafic liquids // *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.* 1971. Vol. 3. P. 331–348.

- Nesbitt R.W., Sun S.-S.** Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 433–453.
- Nesbitt R.W., Sun S.-S.** Geochemical features of some Archean and post-Archean high-magnesian-low-alkali liquids // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1980. Vol. A297. P. 365–381.
- Nesbitt R.W., Jahn B.-M., Purvis A.C.** Komatiites: an Early Precambrian phenomenon // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1982. Vol. 14. P. 31–45.
- Nesbitt R.W., Sun S.-S., Purvis A.C.** Komatiites: geochemistry and genesis // *Can. Mineral.* 1979. Vol. 17, N 2. P. 165–186.
- Nisbet E.G.** The tectonic setting and petrogenesis of komatiites // *Komatiites* / Eds. N.T. Arndt, E.G. Nisbet. London: Allen & Unwin, 1982. P. 501–520.
- Nisbet E.G., Chinner G.A.** Controls of the eruption of mafic and ultramafic lavas, Ruth Well Ni-Cu prospect, West Pillbara // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 6. P. 1729–1735.
- Nisbet E.G., Arndt N.T., Bickle M.J. et al.** Uniquely fresh 2,7 Ga komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe // *Geology.* 1987. Vol. 15, N 12. P. 1147–1150.
- Nisbet E.G., Bickle M.J., Martin A.** The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia // *J. Petrol.* 1977. Vol. 18, N 4. P. 521–566.
- Nixon P.H., Rogers N.W., Gibson J.L. et al.** Depleted and fertile mantle xenoliths from S. African kimberlites // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1981. Vol. 9. P. 285–309.
- O'Hara M.J.** Primary magmas and the origin of basalts // *Scottish J. Geol.* 1965. Vol. 1, N 1. P. 19–40.
- O'Hara M.I.** The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks // *Earth Sci. Rev.* 1968. Vol. 4, N 2. P. 68–133.
- O'Hara M.I.** Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber // *Nature.* 1977. Vol. 266. P. 503–507.
- O'Hara M.I., Yoder H.S.** Formation and fractionation of basic magmas at high pressures // *Scot. J. Geol.* 1967. Vol. 3, N 1. P. 67–117.
- Olson P., Yuen D.A., Balsiger D.** Convective mixing and the fine structure of mantle heterogeneity // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1984. Vol. 36, N 3–4. P. 291–304.
- O'Nions R.K., Evensen N.M., Hamilton P.J.** Geochemical modelling of mantle differentiation and crustal growth // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 6091–6101.
- Patchett P.J.** Thermal effects of basalt on continental crust and crustal contamination of magmas // *Nature.* 1980. Vol. 283. P. 559–561.
- Processes in Magma chambers** / Eds. B.H. Baker, A.R. McBirney // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1985. Vol. 24, N 1/2. P. 1–211.
- Purvis A.C., Nesbitt R.W., Hallberg J.A.** The geology of part of the Carr Boyd Rocks complex and its associated nickel mineralization, Western Australia // *Econ. Geology.* 1972. Vol. 67, N 8. P. 1093–1113.
- Redman B.A., Keays R.R.** Archean basic volcanism in the Eastern Goldfields Province, Yilgarn Block, Western Australia // *Precambrian. Res.* 1985. Vol. 30, N 2. P. 113–152.
- Ross J.R., Travis G.A.** The nickel sulfide deposits of Western Australia and global perspective // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76. P. 1291–1329.
- Saverikko M.** The kummitsoiva komatiite complex and its satellites in Northern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1983. Vol. 55, N 2. P. 111–139.
- Scarfe C.M., Takahashi E.** Melting of garnet peridotite to 13 GPa and the early history of the upper mantle // *Nature.* 1986. Vol. 322, N 6077. P. 354–356.



**Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V.** Nd-Sr isotopes, petrochemistry and origin of the Siberian flood basalts, USSR // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. Vol. 55. P. 1183–1192.

**Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V.** Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variation in the Siberian flood basalts: implications for the plume-source characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 113. P. 365–381.

**Shaw R.H.** Comments on viscosity, crystal setting and convection in granitic magmas // *Amer. J. Sci.* 1965. Vol. 263, N 2. P. 120–152.

**Sleep N.H.** Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities: an alternative to mantle plumes? // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N 12. P. 10 029–10 041.

**Smith H.S., Erlank A.J., Duncan A.R.** Geochemistry of some ultramafic komatiite lava flows from the Barberton Mountain Land, South Africa // *Precambrian. Res.* 1980. Vol. 11. P. 399–415.

**Smith A.D., Ludden J.N.** Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 93. P. 14–22.

**Sparks R.S.J.** The role of crustal contamination in magma evolution through geological time // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 78. P. 211–223.

**Sparks R.S.J., Huppert H.E.** Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas: fluid dynamic implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. Vol. 85, N 3. P. 300–309.

**Sparks R.S.J., Huppert H.E., Turner J.S.** The fluid dynamics of evolving magma chambers // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1984. Vol. A310. P. 511–534.

**Spera F.J.** Dynamics of translithospheric migration of metasomatic fluid and alkaline magma // *Mantle Metasomatism.* London: Acad. Press, 1987. P. 1–20.

**Spera F.J., Yuen D.A., Greer J.C., Sewell Y.** Dynamics of magma withdrawal from stratified magma chambers // *Geology.* 1986. Vol. 14. P. 723–726.

**Stamatelopoulou-Seymour K., Francis D., Ludden J.** The petrogenesis of the Lac Guyer komatiites and basalts and the nature of the komatiite-komatiitic basalts compositional gap // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. Vol. 84, N 1. P. 6–14.

**Stolper E., Walker D.** Melt density and the average composition of basalts // *Ibid.* 1980. Vol. 74. P. 7–12.

**Stolper E., Walker D., Hager B.H., Hays J.F.** Melt segregation from partially molten source region: the importance of the melt density and source region size // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, N 7. P. 6261–6271.

**Stone W.E., Jensen I.S., Church W.R.** Petrography and geochemistry of an unusual Fe-rich basaltic komatiite from Boston Township, northeastern Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 24. P. 2537–2550.

**Subba Rao S.** Alkaline rocks of the Deccan traps // *Bull. Volcanol. T.* 35, fasc 4, special issue. 1972. P. 996–1011.

**Sun S.-S.** Geochemical characteristics of Archean ultramafic and mafic volcanic rocks: implication for mantle composition and evolution // *Archean Geochemistry* / Ed. A. Kroner. N.Y.: Springer, 1984. P. 25–46.

**Sun S.-S.** Chemical composition of Archean komatiites: implications for early history of the Earth and mantle evolution // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987. Vol. 32, N 1. P. 67–82.

**Sun S.-S., Nesbit R.W.** Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1978. Vol. 65. P. 301–325.

**Takada A.** Magma transport and reservoir formation by a system of propagating cracks // *Bull. Volcanol.* 1989. Vol. 52, N 1. P. 118–126.

- Takahashi E.** Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: implications on the origin of peridotite upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91, N 8. P. 9367–9382.
- Takahashi E., Kushiro I.** Melting of a dry peridotite at high pressure and basalt magma genesis // *Amer. Mineral.* 1983. Vol. 68. P. 859–879.
- Takahashi E., Scarfe C.M.** Melting of peridotite to 14 GPa and the genesis of komatiite // *Nature.* 1985. Vol. 315, N 6020. P. 566–568.
- Thompson R.N.** Dispathes from the basalt front. I. Experiments // *Proc. Geol. Accos.* 1984. Vol. 95, N 3. P. 249–262.
- Thompson R.N., Morrison M.A., Dickin A.P. et al.** Continental flood basalts ...arachnids rule OK? // *Continental basalts and mantle xenoliths.*— Nantwich: Shiva, 1983. P. 158–185.
- Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry G.L. et al.** An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1984. Vol. A310. P. 549–590.
- Thornett J.R.** The sally Malay deposit: gabbroid-associated nickel-copper sulfide mineralization in the Halls Creek mobile zone, Western Australia // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 6. P. 1565–1580.
- Thurston P.C., Ayres L.D., Edwards J.R. et al.** Archean bimodal volcanism // *Evolution of Archean Supracrustal Sequences* / Eds. L.D. Ayres, P.C. Thurston, P.C. Card, W. Weber // *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 1985. Vol. 28. P. 7–21.
- Tomkeieff S.I.** Petrochemistry of the Scottish Carboniferous–Permian igneous rocks // *Bull. Volcanol.* 1937. Vol. 1. P. 59–87.
- Turner J.S., Campbell I.H.** Convection and mixing in magma chambers // *Earth Sci. Rev.* 1986. Vol. 23. P. 255–352.
- Uilke O., Goodwin A.M.** Geochemistry and origin of Archean felsic metavolcanic rocks, central Noranda area, Quebec, Canada // *Can. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 24. P. 2551–2567.
- Van der Eeckout B., Grocott J., Vissers R.** On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. Discussion // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 127, N 1–2. P. 161–166.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P.** The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks // *Geol. Soc. Africa Spec. Publ.* 1969. Vol. 2. P. 55–85.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P.** Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group // *Ibid.* P. 87–112.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P., Smith H.S., Erlank A.J.** Geological, textural and geochemical features of komatiitic flows from the Komati Formation // *Ibid.* 1983. Vol. 9. P. 1–20.
- Viljoen R.P., Viljoen M.J.** Evidence for the composition of the primitive mantle and its product of partial melting from a study of the mafic and ultramafic rocks of the Barberton Mountain Land // *Ibid.* 1969. Vol. 2. P. 275–304.
- Villaume J.F., Rose A.W.** The geochemistry of some Archean ultramafic lavas // *Chem. Geol.* 1977. Vol. 19. P. 43–60.
- Watson E.B.** Basalt contamination by continental crust: some experiments and results // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. Vol. 80. P. 73–87.
- West W.D.** The petrography and petrogenesis of the fortyeight flows of Deccan Trap penetrated by boring in western India // *Trans. Nat. Inst. Sci.* 1958. Vol. 4. P. 1–56.
- Wilson M.** Igneous petrogenesis. London: Unwin Hyman, 1989. 466 p.
- Williams D.A.C., Furnell M.E.** Reassessment of part of the Barberton type area, South Africa // *Precambrian Res.* 1979. Vol. 9, N 3–4. P. 325–347.

**Windley B.F., Davies B.F.** Volcano spacing and lithospheric crustal thickness in the Archean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 38, N 2. P. 291–297.

**Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M.** Pb isotopic constraints on the origin of the Cu-Ni-PGE ores of the Noril'sk-Talnakh district, Siberia (abs.) // *Amer. Geophys. Union Trans.* 1991a. Vol. 72. P. 571.

**Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M. et al.** A comparison of the Pb isotopic compositions and U-Th-Pb geochemistry of the lavas and intrusions of the Noril'sk-Talnakh district, Siberia (abs.) // *Amer. Geophys. Union Trans.* 1991b. Vol. 72. P. 571.

**Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M. et al.** Pb isotopic data indicate a complex mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia // *Econ. geol.* 1992. Vol. 87. P. 1153–1165.

**Wyllie P.J.** Plate tectonics and magma genesis // *Geol. Rundsch.* 1981. Vol. 70. P. 128–153.

**Yoder H.S.Jr.** Generation of basaltic magma. Washington DC: National Academy of Sciences, 1976.

**Zindler A.** Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks // *Komatiites* / Eds. N.T. Arndt, E.G. Nisbet. London: Allen & Unwin, 1982. P. 399–420.

**Zindler A., Hart S.** Chemical geodynamic // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. P. 493–571.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                                                                           |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| ПРЕДИСЛОВИЕ (В.В. Золотухин, Б.И. Малюк) .....                                                                                                                            | 5   |
| Глава 1. УСЛОВИЯ, ФОРМЫ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ<br>АССОЦИИРУЮЩИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ<br>И БАЗИТОВ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ .....                                    | 8   |
| 1.1. Структурное положение ультрамафит-мафитовых ассоциаций<br>зеленокаменных поясов (Б.И. Малюк) .....                                                                   | —   |
| 1.2. Структурное положение прочих платформенных ультрамафит-<br>мафитовых ассоциаций (на примере Сибирской платформы)<br>(В.В. Золотухин) .....                           | 14  |
| 1.3. Фациальные типы ультрабазитов и базитов и их формы залегания .....                                                                                                   | 17  |
| 1.3.1. Эффузивная фация зеленокаменных поясов (Б.И. Малюк) .....                                                                                                          | —   |
| 1.3.2. Интрузивная фация зеленокаменных поясов (Б.И. Малюк) .....                                                                                                         | 19  |
| 1.3.3. Эффузивная фация вулканоплутонических ассоциаций траппов<br>и сопутствующих пород (на примере северо-западной части Сибирской<br>платформы) (В.В. Золотухин) ..... | 20  |
| 1.3.4. Интрузивная фация вулканоплутонических ассоциаций<br>(В.В. Золотухин) .....                                                                                        | 21  |
| Глава 2. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ<br>АССОЦИИРУЮЩИХ УЛЬТРАБАЗИТОВ И БАЗИТОВ<br>ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ .....                                                     | 23  |
| 2.1. Петрохимия эффузивных ультрамафитов и мафитов зеленокаменных<br>поясов (Б.И. Малюк) .....                                                                            | —   |
| 2.2. Петрохимические особенности прочих платформенных<br>ассоциирующих вулканогенных базитов и ультрабазитов (на примере<br>Сибирской платформы) (В.В. Золотухин) .....   | 53  |
| Глава 3. ПЕТРОГЕНЕЗИС ВУЛКАНОГЕННЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ<br>АССОЦИИРУЮЩИХ УЛЬТРАБАЗИТОВ И БАЗИТОВ .....                                                                          | 76  |
| Введение. Некоторые петрологические проблемы и факторы магмогенеза<br>(В.В. Золотухин) .....                                                                              | —   |
| 3.1. Проблема петрогенезиса эффузивных ультрамафитов и мафитов<br>зеленокаменных поясов (Б.И. Малюк) .....                                                                | 79  |
| 3.1.1. Современные представления о петрогенезисе магматических<br>серий .....                                                                                             | 80  |
| 3.1.2. Моделирование петрогенезиса коматиитовой и толеитовой<br>серий .....                                                                                               | 83  |
| 3.1.3. Геохимические признаки полигенности ультрамафитовых<br>и мафитовых магм зеленокаменных поясов .....                                                                | 119 |
| 3.2. Проблема петрогенезиса траппов и сопутствующих пород<br>(на примере Сибири и Декана ) (В.В. Золотухин) .....                                                         | 121 |
| 3.3. Частичное плавление как фактор магмогенеза вулканогенных<br>ультрабазитов и базитов древних платформ (В.В. Золотухин,<br>Б.И. Малюк) .....                           | 130 |
| 3.4. Фракционная кристаллизация как фактор магмогенеза<br>ассоциирующих вулканогенных ультрабазитов и базитов (на примере<br>Сибирских траппов) (В.В. Золотухин) .....    | 139 |

|                                                                                                                                                                                                        |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 3.4.1. Особенности приповерхностной дифференциации глубинных магнезиальных расплавов, ассоциирующих с траппами.....                                                                                    | —   |
| 3.4.2. Особенности фракционирования в глубинных условиях магнезиальных расплавов, ассоциирующих с траппами.....                                                                                        | 146 |
| Глава 4. ОБЩАЯ МОДЕЛЬ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИИРУЮЩИХ БАЗИТОВ И УЛЬТРАБАЗИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ.....                                                                                          | 150 |
| 4.1. Мантийные ксенолиты как вероятные субстраты для первичных магм (В.В. Золотухин) .....                                                                                                             | —   |
| 4.2. Роль процессов ассимиляции корового материала и изотопия (В.В. Золотухин) .....                                                                                                                   | 152 |
| 4.2.1. Некоторые проблемы континентального глубинного магмогенеза.....                                                                                                                                 | —   |
| 4.2.2. Изотопия Sr, Nd и Pb траппов Сибири и общие проблемы петрологии траппов .....                                                                                                                   | 157 |
| 4.2.3. Изотопия свинца и проблема генезиса норильских сульфидных медно-никелевых руд .....                                                                                                             | 166 |
| 4.2.4. Изотопия Sr, Nd и Pb коматиитов докембрийских зеленокаменных поясов .....                                                                                                                       | 172 |
| 4.3. Метасоматоз как фактор модификации состава ультрабазитов и базитов (В.В. Золотухин) .....                                                                                                         | 177 |
| 4.4. Общая модель петрогенезиса вулканогенных ассоциирующих ультрабазитов и базитов древних платформ (В.В. Золотухин, Б.И. Малюк).....                                                                 | 181 |
| Глава 5. СПЕЦИФИКА СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, АССОЦИИРУЮЩИХ С БАЗИТОВЫМ И УЛЬТРАБАЗИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ (В.В. Золотухин, Б.И. Малюк) .....                               | 196 |
| 5.1. Сопоставление месторождений в коматиитах зеленокаменных поясов (на примере Западной Австралии) и месторождений в гипербазит-базитовых интрузивах трапповой формации (на примере норильских) ..... | —   |
| 5.2. Природа двух контрастных типов сульфидных медно-никелевых месторождений и предлагаемые модели их генезиса .....                                                                                   | 209 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ (В.В. Золотухин, Б.И. Малюк) .....                                                                                                                                                          | 216 |
| ЛИТЕРАТУРА .....                                                                                                                                                                                       | 218 |

# CONTENTS

|                                                                                                                                                                                                |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Preface ( <i>V.V. Zolotukhin and B.I. Malyuk</i> ) .....                                                                                                                                       | 5   |
| Chapter 1. CONDITIONS, FORMS, AND PECULIARITIES OF<br>OCCURRENCE OF ASSOCIATED VOLCANOGENIC BASITES AND<br>ULTRABASITES IN ANCIENT PLATFORMS .....                                             | 8   |
| 1.1. Structural position of mafic-ultramafic associations in Precambrian<br>greenstone belts ( <i>B.I. Malyuk</i> ) .....                                                                      | —   |
| 1.2. Structural position of other platform mafic-ultramafic associations (by the<br>example of the Siberian Platform) ( <i>V.V. Zolotukhin</i> ) .....                                         | 14  |
| 1.3. The facies types of basites and ultrabasites and their forms of<br>emplacement .....                                                                                                      | 17  |
| 1.3.1. Extrusive facies of greenstone belts ( <i>B.I. Malyuk</i> ) .....                                                                                                                       | —   |
| 1.3.2. Intrusive facies of greenstone belts ( <i>B.I. Malyuk</i> ) .....                                                                                                                       | 19  |
| 1.3.3. Extrusive facies of volcanoplutonic formations of traps and associated<br>rocks (by the example of the northwestern Siberian Platform)<br>( <i>V.V. Zolotukhin</i> ) .....              | 20  |
| 1.3.4. Intrusive facies of volcanoplutonic associations ( <i>V.V. Zolotukhin</i> ) .....                                                                                                       | 21  |
| Chapter 2. PETROCHEMICAL FEATURES OF ASSOCIATED VOLCANOGENIC<br>BASITES AND ULTRABASITES OF ANCIENT PLATFORMS .....                                                                            | 23  |
| 2.1. Petrochemistry of extrusive ultramafic and mafic rocks of greenstone belts<br>( <i>B.I. Malyuk</i> ) .....                                                                                | —   |
| 2.2. Petrochemical features of other platform associated volcanogenic basites<br>and ultrabasites (by the example of the Siberian Platform) ( <i>V.V. Zolotukhin</i> ) .....                   | 53  |
| Chapter 3. PETROGENESIS OF ASSOCIATED VOLCANOGENIC<br>PLATFORM BASITES AND ULTRABASITES .....                                                                                                  | 76  |
| Introduction. Some petrological problems and factors for magmogenesis<br>( <i>V.V. Zolotukhin</i> ) .....                                                                                      | —   |
| 3.1. Petrogenesis of extrusive ultramafites and mafites of Precambrian<br>greenstone belts ( <i>B.I. Malyuk</i> ) .....                                                                        | 79  |
| 3.1.1. Recent concepts of magmatic series petrogenesis .....                                                                                                                                   | 80  |
| 3.1.2. Modeling of komatiite and tholeiite series petrogenesis .....                                                                                                                           | 83  |
| 3.1.3. Geochemical evidence for polygenesis of ultramafic and mafic<br>magmas of Precambrian greenstone belts .....                                                                            | 119 |
| 3.2. Petrogenesis of traps and associated rocks (by the example of Siberia and<br>Deccan) ( <i>V.V. Zolotukhin</i> ) .....                                                                     | 121 |
| 3.3. Partial melting as a factor for magmogenesis of volcanogenic ultrabasites and<br>basites of ancient platforms ( <i>V.V. Zolotukhin and B.I. Malyuk</i> ) .....                            | 130 |
| 3.4. Fractional crystallization as a factor for magmogenesis of associated<br>volcanogenic ultrabasites and basites (by the example of the Siberian traps)<br>( <i>V.V. Zolotukhin</i> ) ..... | 139 |
| 3.4.1. Subsurface differentiation of deep-seated trap-associated magnesian<br>melts .....                                                                                                      | —   |
| 3.4.2. Fractionation of trap-associated magnesian melts at high pressures .....                                                                                                                | 146 |
| Chapter 4. GENERAL MODEL FOR PETROGENESIS OF ASSOCIATED<br>VOLCANOGENIC BASITES AND ULTRABASITES OF ANCIENT<br>PLATFORMS .....                                                                 | 150 |

|                                                                                                                                                                                                                              |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 4.1. Mantle xenoliths as possible substrata for primary magmas<br>( <i>V.V. Zolotukhin</i> ) .....                                                                                                                           | —   |
| 4.2. The role of crustal contamination and isotope dates ( <i>V.V. Zolotukhin</i> ) .....                                                                                                                                    | 152 |
| 4.2.1. Some problems of continental deep-level magmogenesis .....                                                                                                                                                            | —   |
| 4.2.2. Sr, Nd, and Pb isotopes in Siberian traps and general petrological<br>problems of traps .....                                                                                                                         | 157 |
| 4.2.3. Pb isotopes and genesis of Noril'sk sulfide Cu-Ni ores .....                                                                                                                                                          | 166 |
| 4.2.4. Sr, Nd, and Pb isotopes of komatiites of Precambrian greenstone<br>belts .....                                                                                                                                        | 172 |
| 4.3. Metasomatism as a factor for ultrabasite and basite modification<br>( <i>V.V. Zolotukhin</i> ) .....                                                                                                                    | 177 |
| 4.4. General model for petrogenesis of associated volcanogenic basites and<br>ultrabasites of ancient platforms ( <i>V.V. Zolotukhin and B.I. Malyuk</i> ) .....                                                             | 181 |
| Chapter 5. SPECIFIC FEATURES OF SULFIDE Cu-Ni DEPOSITS ASSOCIATED<br>WITH BASIC AND ULTRABASIC MAGMATISM OF ANCIENT PLATFORMS<br>( <i>V.V. Zolotukhin and B.I. Malyuk</i> ) .....                                            | 196 |
| 5.1. Comparison of komatiite-hosted deposits of greenstone belts (by the<br>example of Western Australia) and deposits in differentiated ultrabasic-basic<br>intrusions of trap formation (by the example of Noril'sk) ..... | —   |
| 5.2. The nature of two contrasting types of sulfide Cu-Ni deposits and<br>models for their genesis .....                                                                                                                     | 209 |
| CONCLUSIONS ( <i>V.V. Zolotukhin and B.I. Malyuk</i> ) .....                                                                                                                                                                 | 216 |
| REFERENCES .....                                                                                                                                                                                                             | 218 |

Научное издание

*Валерий Васильевич Золотухин  
Борис Игоревич Малюк*

**ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ АССОЦИИРУЮЩИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ  
БАЗИТОВ И УЛЬТРАБАЗИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ИХ НИКЕЛЕНОСНОСТИ  
(НА ПРИМЕРЕ КОМАТИИТОВ, КОМАТИИТОПОДОБНЫХ ПОРОД И БАЗАЛЬТОВ)**

Научный редактор  
член-корреспондент РАН Глеб Владимирович Поляков

Утверждено к печати Институтом геологии СО РАН

Редактор *И.А. Абрамова*  
Художественный и технический редактор *О.М. Вараксина*  
Корректор *В.В. Борисова*  
Оператор электронной верстки *Н.М. Райзвих*

---

ЛР № 066177 от 18.11.98. Подписано к печати 16.11.01. Формат 70×100/16.  
Гарнитура «Таймс». Бумага офсетная. Усл. печ. л. 19,7. Уч.-изд. л. 18,4.  
Тираж 400 экз. Заказ № 59.

---

Филиал «Гео» Издательства СО РАН  
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3  
Издательский дом «Манускрипт»  
630090, Новосибирск, просп. Лаврентьева, 6  
т. (383 2) 33-40-16