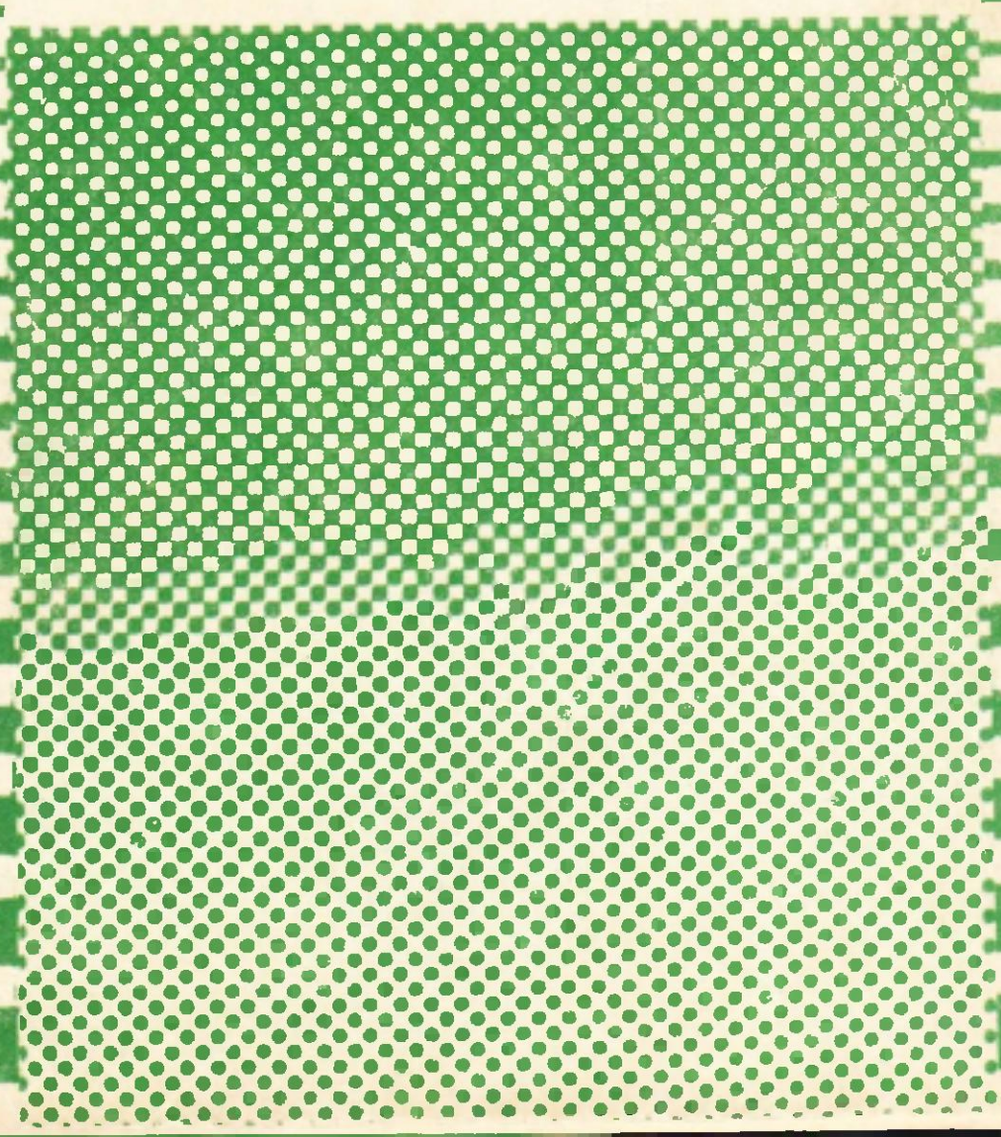
М.И. Дубровский

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ (P_{H_2O}–T–X) МОДЕЛИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ ПОРОД НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Пер.
1. Пре...
1993.

М.И. Дубровский

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ (P_{H_2O}–T–X) МОДЕЛИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ ПОРОД НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Ответственный редактор
Н. Ф. ШИНКАРЕВ

Санкт-Петербург
„НАУКА"
1993

УДК 552.11:552.23

Дубровский М. И. Физико-химические (P_{H_2O}–T–X) модели кристаллизации магматических оливиннормативных пород нормальной щелочности. СПб.: Наука, 1993. 224 с.

В монографии приводится оригинальная петрохимическая классификация алюмосиликатных пород, разработанная на минальном (нормативном по CIPW) составе, и показано положение в ней оливиннормативных пород нормальной щелочности. Обосновываются химические и термодинамические условия моделирования процесса кристаллизации магматических пород. На основе опубликованных экспериментальных данных и геометрического физико-химического анализа частных систем с построением их диаграмм состояния (29 – трех-, 46 – четырех-, 45 – пяти-, 26 – шести- и 7 – семикомпонентных) разработана модель кристаллизации магматических кварц- и оливиннормативных пород нормальной щелочности – P_{H_2O}–T проекция диаграммы состояния системы Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O в интервале P_{H_2O} = 0–10 кбар. Построены полуколичественные изополетические сечения: Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O, Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{25–50}$–Мпр–H_2O, Кв–Пл$^{<60}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O, Кв–Пл$^{<60}$–Ол$^{25–50}$–Мпр–H_2O и Кв–Ор–Пл$^{<50}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O, применение которых особенно эффективно к дифференцированным комплексам, сложенным широким спектром пород – от оливинитов до гранитов.

Библиогр. 248 назв. Ил. 89. Табл. 24.

Рецензенты: Ю. Д. Пушкарев, В. И. Скиба

Д $\frac{1804020300\text{-}554}{042\,(02)\text{-}93}$ 346-92, I полугодие

ISBN 5-02-024712-X

© М. И. Дубровский, 1993

© Российская академия наук, 1993

1. ВВЕДЕНИЕ

Вторая половина XX в. для геологов знаменуется широким развитием физико-химических исследований, „отражающих неуклонный и активный процесс перехода геологии на позиции точного естествознания" (Жариков, 1976, с. 3). Поэтому „овладение физико-химическими методами становится необходимым для каждого специалиста, изучающего процессы образования минералов, горных пород и минеральных месторождений" (там же).

Начиная с 50-х годов, только на русском языке вышло в свет достаточно большое количество монографических работ, посвященных физико-химическим вопросам в геологии (Барт, 1956; Коржинский, 1957, 1973; Заварицкий, Соболев, 1961; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Тернер, Ферхуген, 1961; Керн, Вайсброд, 1966; Смит, 1968; Шинкарев, 1970; Эллерс, 1975; Жариков, 1976; Кокс, Белл, Панкхерст, 1982; Шинкарев, Иваников, 1983; Дубровский, 1984, 1987а).

Во многих геологических институтах в настоящее время открыты экспериментальные лаборатории, моделирующие природные процессы. В геологии выделилась область знаний, охватывающая физико-химические закономерности природных процессов,– физико-химическая петрология, или физическая геохимия (по Ф. Г. Смиту, 1968), наиболее систематизированное изложение основ которой дано в работе В. А. Жарикова (1976). Предметом изучения этой науки являются физико-химические процессы формирования минералов, горных пород и руд. Как отмечает Т. Барт (1956), экспериментальный синтез минералов и пород и определение их термодинамических констант превращают петрологию в физическую химию земной коры, и чем скорее мы это окончательно поймем, тем лучше.

Одним из основных методов восстановления физико-химических условий образования горных пород в петрологии является метод парагенетического анализа минеральных ассоциаций, теоретические и методические основы которого детально разработаны Д. С. Коржинским (1957, 1973). Главная задача парагенетического анализа формулируется Д. С. Коржинским (1973, с. 1) следующим образом: „Задачей анализа парагенезисов минералов (парагенетического анализа) или, точнее, физико-химического анализа парагенетических соотношений минералов является изучение природных парагенезисов минералов с выявлением зависимости минерального состава горных пород и руд от различных физико-химических условий их формирования, химического состава

исходных пород или магмы, температуры, давления, концентрации подвижных компонентов в воздействующих растворах и пр.," т. е. решается обратная задача: по конечным продуктам процесса восстанавливаются его физико-химические условия.

Решение такой задачи представляет интерес не только с теоретической, но и с практической точки зрения, и сейчас оно не может ограничиваться чисто геологической (словесной) моделью, практически не затрагивающей внутренней сущности процессов породо- и рудообразования.

Для решения главной задачи парагенетического анализа необходимо иметь следующие данные (или информацию): 1) фактический материал по вещественному составу пород (минеральный и химический состав пород и состав минералов); 2) четкие и однозначные критерии, позволяющие выбирать систему, которой может быть описана (смоделирована) конкретная горная порода; 3) диаграмму состояния этой системы в достаточно широком $P_{фл}$–T интервале.

Получение информации 1) вида не представляет большой сложности, но требует достаточных затрат и времени, и часто использование этой информации ограничивается характеристикой вещественного состава пород. Тем не менее в ней заложены и сведения по условиям образования, но использование этих сведений без диаграмм состояния практически невозможно. Поэтому вопросам получения и использования данных 2) и 3) вида для оливиннормативных пород и посвящена настоящая работа.

Главная цель работы – познание сущности процессов образования оливиннормативных пород (нормальной щелочности) методом теоретического физико-химического моделирования на основе многокомпонентных расплавных мультисистем с использованием всех экспериментальных данных по частным системам и реальных (природных) минеральных оливинсодержащих ассоциаций.

Перед настоящей работой ставились следующие задачи:

а) для целенаправленного моделирования разработать рациональную петрохимическую классификацию магматитов, так как существующая классификация (Магматические горные породы..., 1983) не отвечает необходимым требованиям;

б) выбрать систему и модельные условия для описания (моделирования) процессов образования различных минералого-петрохимических семейств оливиннормативных пород;

в) проанализировать имеющийся в литературе фактический материал по петрохимии, минеральным ассоциациям и составу минералов оливиннормативных пород с учетом разработанной автором петрохимической классификации магматитов;

г) провести физико-химический анализ фазовых равновесий в пределах выбранной системы и условий с учетом фазовых равновесий в экспериментально изученных частных системах и реальных минеральных парагенетических ассоциаций с оливином и построить модели-диаграммы.

д) провести парагенетический анализ минеральных ассоциаций различных природных оливинсодержащих минералого-петрохимических видов пород с применением разработанных моделей-диаграмм, что явится их проверкой.

Решение задач осуществлялось определенными методическими приемами (Дубровский, 1984, 1987а). Разработка физико-химических моделей производилась методами геометрического (теоретического) анализа фазовых равновесий ликвидус-солидусной области многокомпонентных мультисистем с соблюдением всех правил и принципов физической химии. Основой для построения таких моделей служили результаты изучения природных минеральных ассоциаций и свойств минералов определенных минералого-петрохимических видов пород, данные по плавлению–кристаллизации горных пород и результаты экспериментов над различными искусственными системами.

Конкретные методические приемы геометрического анализа физико-химических мультисистем и построения диаграмм состояния субсолидусной области описаны в работах Д. С. Коржинского (1957, 1973) и В. А. Жарикова (1976), а ликвидус-солидусной – в работах автора (Дубровский, 1984, 1987а). Проведение физико-химического анализа фазовых равновесий ликвидус-солидусной области 7–8-компонентных мультисистем с помощью термодинамических расчетов практически невозможно из-за отсутствия необходимых термодинамических данных для расплавов сложного состава. Надеяться на получение экспериментальных данных по полным системам не приходится, поскольку это связано с большими методическими и техническими трудностями.

„Экспериментальное исследование фазовых диаграмм чрезвычайно трудоемко, материало- и энергоемко. Затраты фантастически возрастают по мере перехода от двойных и тройных систем к четверным и более сложным. Традиционный подход к построению фазовых диаграмм многокомпонентных систем по большому количеству экспериментальных точек не имеет перспектив. По оценкам одних исследователей, для изучения только 60 % всех возможных четверных металлических систем при сохранении установившихся темпов исследования потребуется 250 000 лет; по прогнозу других ученых, на проведение лабораторных экспериментов не хватит всех разведанных запасов полезных ископаемых. А ведь, кроме металлических, есть не меньшее число оксидных, солевых и образуемых другими классами неорганических и органических соединений систем" (Луцык, 1987, с. 3). Поэтому на современном этапе наших знаний о многокомпонентных (больше трех) системах приходится ограничиваться сведениями первого информационного уровня, по классификации А. С. Трунина (1980), – созданием качественных (в лучшем случае полуколичественных) схем-моделей с выявлением возможных фазовых превращений, их анализа и понимания главной сущности и особенностей системы. Применение даже таких полуколичественных моделей поставит петрологические исследования на новую ступень и позволит глубже понять физико-химическую сущность процессов породообразования, без чего невозможно понять сущность процессов рудообразования.

Исследования проводились в рамках работы по теме „Разработка и экспериментальная проверка физико-химических моделей петро- и рудогенных базитовых и щелочных систем (на примере Кольского полуострова)", выполняемой в Лаборатории экспериментальной минералогии и петрографии Геологического института Кольского научного центра РАН.

В процессе работы автором обсуждались вопросы по минеральным ассоциациям оливиннормативных пород и классификации магматитов с коллегами по работе В. С. Докучаевой, В. В. Борисовой и А. Н. Виноградовым, а по некоторым сложным проблемам физико-химического анилиза фазовых превращений – с В. И. Скибой.

Большую помощь по подготовке фактического материала и рисунков к печати оказали И. А. Плотникова. Неоценимую услугу по подготовке рукописи к печати оказали М. И. Покотило и сотрудники Бюро оформления института.

Автор глубоко признателен всем за оказанную помощь и содействие в работе.

В РАБОТЕ ПРИНЯТЫ СЛЕДУЮЩИЕ СОКРАЩЕНИЯ:

P	– давление
$P_{общ}$	– общее давление
$P_{фл}$	–давление флюида
P_{H_2O}	– давление паров воды
$P_{л}$	– давление литостатическое
$P_{„сух"}$	– давление „сухое"
T	– температура
$T_{кр}$	– температура кристаллизации
X	– концентрация компонентов
K	– число компонентов (в правиле фаз)
$Ф$	– число фаз (в правиле фаз)
n	– число степеней свободы
E, e	– эвтектика основной (E) и граничной (e) системы
jE, je	– эвтектика сечений
P, p	– перитектика основной (P) и граничной (p) системы
jP, jp	– перитектика сечений
M, m	– минимум основной (M) и граничной (m) системы
P_p	– точка протыкания
T^3	– инвариантная точка тройной системы и т. д.
л	– моновариантная линия
Ж	– расплав, жидкость
П	– водяной пар
$K_{агп}$	– коэффициент агпаитности
$K_{щел}^{Al}$	– коэффициент щелочности по алюминию
A, B, C	– компоненты и фазы теоретических систем
Fe-Кв-Фа	– железо-кварц-фаялитовый буфер
Фа-Мт-Кв	– фаялит-магнетит-кварцевый буфер
Гем-Мт	– гематит-магнетитовый буфер
Fe-Вю	– железо-вюститовый буфер
Вю-Мт	– вюстит-магнетитовый буфер
Аб	– альбит
Акт	– актинолит
Алс	– альсилит (Al_2SiO_5)
Ан	– анортит
Ант	– аннит
Апш	– щелочной полевой шпат
Би	– биотит
Вин	– винчит
Во	– волластонит
Вю	– вюстит
Гас	– гастингсит
Гед	– геденбергит
Герц	– герценит
Глф	– глаукофан
Ди	– диопсид

Ист – истонит
Илм – ильменит
Кв – кварц
Клс – кальсилит
Кс – калисиликат
Клф, Кф – калиофиллит
Кор – корунд
Ктф – катофорит
Кум – куммингтонит
Кпш – калиевый полевой шпат
Лар – ларнит
Лц – лейцит
Мел – мелилит
Монт – монтичеллит
Мпр – моноклинный пироксен
Мрг – маргарит
Мт – магнетит
Му – мусковит
Нс – натровый силикат
Нф – нефелин
Ол – оливин
Опр – ортопироксен
Ор – ортоклаз
Пар – паргасит
Пер – периклаз
Перв – перовскит
Пл – плагиоклаз
Пр – пироксен
Прг – парагонит
Пш – полевой шпат
Рог – роговая обманка
Сид – сидерофиллит
Сф – сфен
Тар – тарамит
Тр – тремолит
Фа – фаялит
Фл – флогопит
Фо – форстерит
Фс – ферросилит
Хал – минал Халимонда
Шп – шпинель
Чер – чермакит – амфибол
Са-Чер – Са-чермакит – пироксен
Эд – эденит
Эг – эгирин
Эн – энстатит

2. РАЦИОНАЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕСТО В НЕЙ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ ПОРОД НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Наличие рациональных классификаций в такой науке, как геология, имеющей дело с большим разнообразием объектов исследования (минералы, породы, месторождения полезных ископаемых и т. д.), является насущной необходимостью. Поэтому на протяжении всей истории геологической науки исследователи занимались этой проблемой, о чем более подробно можно узнать из работ (Заварицкий, 1956; Магматические горные породы..., 1983).

Для целей моделирования процессов образования горных пород также необходима строгая их классификация, поскольку прежде чем моделировать нужно знать, что моделировать. Существующие классификации не могут дать ответ на этот вопрос. Автор настоящей работы проблемами классификации начал заниматься в 1968 г. (Дубровский, 1969) вначале гранитоидов, а затем всех алюмосиликатных пород (Дубровский, 1984, 1987а, 1987б). Естественно, ранее разработанные классификационные схемы-модели со временем совершенствовались.

Под петрохимической классификацией горных пород автор понимает систематику химических составов горных пород (Заварицкий, 1950), применение которой для конкретных видов пород требует учета их структурно-текстурных особенностей, минерального состава и состава минералов.

2.1. Основные принципы, методические приемы и понятия, применяемые при разработке классификации горных пород

В работе (Магматические горные породы..., 1983) указывается, что „классификации магматических горных пород с момента их появления развивались по двум различным и слабо увязанным направлениям: количественно-минеральному и химическому. Это привело к появлению различных вариантов количественных минеральных и химических классификаций, отличающихся друг от друга по числу выделяемых классов пород и по положению границ между классами" (с. 6).

В настоящее время разработаны основные принципы построения классификационных схем (Магматические горные породы..., 1983, с. 20):

а) каждая классификация должна быть целенаправленной;

б) критерии разделения должны обладать объективностью, легко наблюдаться и прилагаться ко всем объектам классификации;

в) все единицы подразделяемого сообщества должны найти в классификации свое строго определенное и единственное место;

г) каждое последовательное расчленение классифицируемого множества должно каждый раз осуществляться по единому признаку.

Имеется номенклатура таксономических единиц и признаки их выделения. В работе (Магматические горные породы..., 1983) подчеркивается, что: „Выбираются признаки, которые позволяют выделить естественные группы пород, давно наметившиеся в петрографии. При этом должна соблюдаться многоступенчатость классификации, когда выделенные по одному признаку группы пород могут в дальнейшем подразделяться более дробно с использованием других признаков в зависимости от их значимости" (с. 22). Тем не менее к настоящему времени нет классификации магматических пород, которая отвечала бы вышеприведенным требованиям. Плохое положение сложилось по согласованию количественно-минеральных и петрохимических классификаций, но больше всего разногласий по петрохимическим признакам. Поэтому в предлагаемой работе предпринята попытка разработать петрохимическую классификацию горных пород (химических составов горных пород) на основе их минального (нормативного) состава и имеющегося опыта классификации гранитоидов (Дубровский, 1984, 1987а, 1987б).

Поскольку данные химического анализа конкретной породы представляют ее вещественно-минеральный состав, расщепленный до окисного состояния, то естественно при правильном определении минерального состава породы, состава минералов и химического состава породы между ними должно быть полное соответствие. И если это действительно так, то с точки зрения физической химии оксиды являются компонентами (или химическими параметрами) физико-химической системы, развитие которой при определенных термодинамических (или физических) параметрах приводит к образованию определенной минеральной (фазовой) ассоциации – породы.

Многокомпонентность природных систем затрудняет использование химических компонентов в классификационных целях. Для правильного группирования множества алюмосиликатных пород необходимо учитывать хотя бы 9 главных окислов – SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O. Ограниченность трехмерным пространством, а для графического изображения – двухмерным (лист бумаги) заставляет исследователей применять пересчеты, различные коэффициенты и отдельные окислы. Эти приемы зачастую приводят к свертыванию и обеднению информации, в результате чего и возникают несоответствия с минеральным составом. Совершенно очевидно, что использование 1–3 окислов для классификационных целей не может дать хорошего результата, о чем говорит весь огромный опыт петрохимии. Даже с учетом всех окислов силикатного анализа трудно выявить какие-либо петрохимические закономерности, поскольку и в природе в условиях земной коры, и в эксперименте компоненты чаще существуют не в виде окислов, а образуют между собой определенные химические соединения. Поэтому при разработке петрохимической классификации горных пород необходимо применять такие способы пересчетов, которые при расчете петрохимических характеристик включают максимальное количество окислов и учитывают характерную особенность алюмосиликатных соединений. Эта особенность заключается в том, что из главных породообразующих элементов два – Si и Al – в общем случае являются комплексообразователями, а остальные – простыми ионами (Барт, 1956; Щербина, 1972). Данное свойство алюмосиликатов четко отражается на минеральных ассоциациях: а) степень пересыщения и недосыщения кремнеземом остальных катионов приводит к образованию определенных породных групп; б) в результате пересыщения, насыщения и недосыщения глиноземом кальция и щелочей образуются ряды пород по щелочности. Это две главных петрохимических характеристики.

По мнению автора, из всех существующих способов пересчета вышеуказанным требованиям отвечает способ CIPW (Кросса, Идингса, Пирсона, Вашингтона) (Четвериков, 1956), в результате которого полученная химическим анализом информация не сворачивается, а упорядочивается (число петрохимических характеристик, как правило, остается равным числу окислов). Необходимо подчеркнуть, что рассматриваемый способ петрохимического пересчета не есть чисто формально-искусственный прием объединения окислов в какие-то формулы, как его представляют в некоторых руководствах (Четвериков, 1956), а он учитывает (во время его разработки) скудные экспериментальные данные по образованию из окислов простейших силикатных и алюмосиликатных соединений. Дальнейшие эксперименты подтвердили обоснованность этого способа, показав, что нормативные минералы (миналы) являются простейшими химическими соединениями определенных безводных систем, выраженных в окисной форме. Кроме того, устанавливается четкое соответствие минального и минерального составов, но не тождество, что некоторыми исследователями рассматривается как большой недостаток этого способа.

Нормативные миналы – это компоненты природных подсистем общей системы, компоненты которой выражены в окислах. Следовательно, расчетом данных химического анализа какой-либо породы на миналы определяется подсистема, в которой образовалась данная фазово-минеральная ассоциация при определенных термодинамических условиях. В этом и выражается их соответствие. Графически в окисном девятивершиннике выделяется малый минальный девятивершинник. „Норма – не просто один из способов условных пересчетов, она – кратко сформулированный итог изучения первичных минеральных парагенезисов, магматических пород. Правила расчета нормы вытекают из природных парагенезисов (учитывают экспериментальные данные по простым системам – *Д.М.И*) и по существу формулируют главные закономерности природных равновесий: они фиксируют в упрощенной форме (в форме минералов) возможные сочетания фаз – минералов в магматических системах при температурах, исключающих появление водных силикатов. Норма поэтому близка к безводным парагенезисам при

обычных давлениях и очень удобна для сопоставления с экспериментальными данными, большинство которых относятся к нормативным минералам" (Штейнберг, 1985, с. 83).

Из 9 окислов: Na_2O, K_2O, CaO, MgO, FeO, Fe_2O_3, Al_2O_3, TiO_2 и SiO_2, учитываемых в петрохимической классификации пород, в системе CIPW могут быть получены следующие алюмосиликатные и силикатные минералы: Кв – кварц, Кор – корунд, Кв + Кор = Алс (Al_2SiO_5 – альсилит), Ор – ортоклаз, Аб – альбит, Ан – анортит, Лц – лейцит, Нф – нефелин, Кф – калиофилит, Кс – калисиликат, Нс – натр-силикат, Ак (или Эг) – акмит (или эгирин), Эн – энстатит, Фс – ферросилит, Во – волластонит, Ди (Эн + Фс + Во) – диопсид; Гип (Эн + Фс) – гиперстен, Фо – форстерит, Фа – фаялит, Ол (Фо + Фа) – оливин, Лар – кальциевый силикат (или ларнит), Сф – сфен (титанит), Перов – перовскит и окислы железа и титана, Мг – магнетит, Гем – гематит, Илм – ильменит, Рут – рутил (Четвериков, 1956). С другой стороны, миналы – это либо реально существующие природные минералы (кварц, силлиманит, андалузит, кианит, корунд), либо конечные члены главных серий твердых растворов: Аб + Ан = Пл, Эн + Фс = Опр, Ди + Гед = Мпр и т. д.

В систему CIPW предлагается внести небольшие изменения и дополнения, которые вызваны тем, что некоторые породы, сильно недосыщенные кремнеземом, не рассчитываются на указанные миналы. Поэтому, когда не хватает SiO_2 после пересчета Во, который имеется сверх Ди (и в таком случае в норме не будет Ол), на Лар, дополнительное количество SiO_2 получаем не за счет Во, входящего в Ди (Эн + Фс + Во), а пересчетом Лц на Клф. Если и после этого не будет хватать SiO_2, то Ан пересчитывается на Са-Чер (кальциевый чермакит – $CaAl_2SiO_6$) и только тогда Во, входящий в Ди, пересчитывается на Лар, а Эн и Фс – на Фо и Фа. Лар и Ол, реагируя между собой, дают ассоциацию Лар + Монт либо Ол + Монт. И, наконец, в самом крайнем случае Фо и Фа (пропорционально) пересчитываются на периклаз – Пер (MgO) и вюстит – Вю (FeO). Кроме того, метод пересчета CIPW допускает совместное существование в минальных ассоциациях миналов Илм и Во (или Лар), Рут с Са-Мпр. В природе такие ассоциации неизвестны. Это подтверждается также и термодинамическими расчетами (табл. 2.1).

Как видно, по значению свободной энергии и константе равновесия приведенных реакций при $P = 1$ атм и $T = 700–1000$ °C все они будут проходить с образованием кальциевых титанатов: титанита (сфена) и перовскита. Учитывая природные минеральные ассоциации, можно ожидать, что установленная тенденция сохранится и при других значениях давления как литостатического, так и флюидного. Поэтому, когда при пересчете данных химического анализа какой-либо породы по способу CIPW будут присутствовать Илм и Во, Илм и Лар, Рут и Мпр, их следует пересчитать: 1) на Илм + Сф либо на Сф + Во; 2) либо на Илм и Перов, либо Лар + Перов; 3) либо на Рут + Сф (Перов), либо на Сф (Перов) + Мпр (Во).

Остальные „нормативные" минералы системы CIPW: z – циркон, hl – галит, th – тенардит, nc – натр-карбонат, cm – хромит, ap – апатит, fr – флюорит, pr – пирит, cc – кальцит, как и оксиды железа и титана, в классификационных целях до уровня разновидностей не используются,

Таблица 2.1

Значения свободной энергии ($-\Delta G^\circ_T$, кал) и константы равновесия ($\lg K_p$) для реакций образования титанатов кальция при 1 атм (расчеты выполнены В. К. Каржавиным)

Реакция, свободная энергия, алгоритм константы равновесия	700 °C	800 °C	900 °C	1000 °C
$FeO \cdot TiO_2 + Ca_2SiO_4 = CaTiSiO_5 + FeO$				
$-\Delta G^\circ_T$	2413.95	2483.3	2553.3	2617.9
$\lg K_p$	0.55	0.50	0.30	
$FeO \cdot TiO_2 + CaO = CaTiO_3 + FeO$				
$-\Delta G^\circ_T$	17329.2	17703.1	18101.1	18496.7
$\lg K_p$	3.9	3.6	3.35	3.1
$2FeO \cdot TiO_2 + Ca_2SiO_4 = CaTiSiO_5 + CaTiO_3 + 2FeO$				
$-\Delta G^\circ_T$	22274.5	26288.0	31626.4	35086.4
$\lg K_p$	5	5.35	5.89	6.02
$2FeO \cdot TiO_2 + Ca_2SiO_4 = 2CaTiO_3 + Fe_2SiO_4$				
$-\Delta G^\circ_T$	32578	40155.7	48003.5	56916.6
$\lg K_p$	7.32	8.17	8.94	9.77

и поэтому классификационные алюмосиликатные миналы необходимо приводить к 100 %.

Дальнейшее использование нормативного состава в классификационных целях отличается от применения его в классификации CIPW по определению таксономических единиц и признакам их выделения. С классификацией CIPW можно ознакомиться в руководствах по петрохимическим пересчетам (Заварицкий, 1950; Четвериков, 1956), где отмечается ее искусственность и формалистичность. Судя по американской литературе, в настоящее время она не применяется даже в Америке, но в то же время нормативный состав пород приводится как обязательное дополнение к химическому составу, хотя дальнейшее его использование этим и ограничивается. Тем не менее из нормативного состава, кроме сопоставления с другими породами, можно извлечь достаточно много нужной информации: а) набор миналов определяет физико-химическую систему (или подсистему в окисной системе), в которой при определенных термодинамических условиях будут образовываться те или иные минеральные ассоциации; б) по количественному соотношению миналов устанавливается положение фигуративной точки изучаемой породы на диаграмме состояния данной системы; в) качественный и количественный набор миналов позволяет использовать его в классификационных целях на разных уровнях.

Согласно рекомендации Петрографического комитета, в настоящее время выделяются следующие номенклатурные единицы (таксоны) (Магматические горные породы..., 1983): тип, класс, группа, ряд, семейство, вид и разновидность горных пород.

К сожалению, некоторые „таксонные" термины не имеют строгого понятия, не говоря уже о расплывчатости критериев отнесения той или иной породы к тому или иному таксону. Использование биологических терминов для классификации неорганической природы, очевидно, подразумевало наличие между породами, если не „родственных", то по крайней мере генетических связей. Понятия терминов „тип, класс, группа и ряд" возражений не вызывают, что не относится к критериям, по которым производится классификация горных пород на уровне этих таксонов.

Вряд ли правильно объединение в одно семейство „совокупности магматических горных пород сходного минерального состава с определенными соотношениями петрохимических параметров ($Na_2O + K_2O$, SiO_2 и др.)" (Магматические горные породы..., 1983). Это определение больше подходит к понятию вида. Покажем это на примере. Так, при рассмотрении двух дифференцированных комплексов: 1-й – дунит–перидотит (гарцбургит)–ортопироксенит–норит–габбро-норит; 2-й – оливинит–перидотит (лерцолит)–пироксенит (Опр + Мпр)–габбро–габбро-норит в одно семейство включают дунит и оливинит – семейство оливинитов, гарцбургит и лерцолит – семейство перидотитов, ортопироксенит и пироксенит – семейство пироксенитов, норит, габбро и габбро-норит – семейство габброидов. В таком же понимании термин „семейство" употреблял и автор в своих предыдущих работах (Дубровский, 1984, 1987а, 1987б). Представляется, что это совершенно неправильно. Понятие „семейство" должно предусматривать генетическую (родственную) связь пород, поэтому „с е м е й с т в о м" предлагается называть ассоциации горных пород, образованные в рамках одной минальной подсистемы, т. е. совокупность пород, имеющих одинаковый качественный минальный состав, хотя минеральный состав в зависимости от P–T условий у них может быть различный. Исходные магмы (или субстраты) семейства могут иметь разный состав, но не выходящий из данной минальной подсистемы. Но тогда между семейством и видом будет большой разрыв и поэтому предлагается ввести таксономическую единицу „р о д", которая должна заполнить указанный разрыв в классификации, по аналогии с систематикой в биологии. Под „родом" понимается ассоциация горных пород, образованная из одного исходного расплава (или субстрата) дифференциацией (или селективным плавлением, или метасоматозом). А отдельные породные члены рода являются „в и д а м и" горных пород. Сходные по минеральному и химическому составу члены различных родов следует рассматривать как „р а з н о в и д н о с т и" горных пород.

Названия родам предлагается давать по видовым названиям входящих в них пород, подобно тому как даются названия магматическим формациям (или комплексам). При этом необходимо иметь в виду, что понятие „род" несколько у́же понятия „формация" (или „комплекс"). В род не следует включать постмагматические и рудные образования формации.

Соподчиненность семейства, рода, вида и разновидности наглядно можно показать на простой теоретической расплавной системе эвтектического типа (рис. 2.1) при условии дифференциации продуктов кристаллизации.

Все продукты кристаллизации данной системы независимо от исходного состава расплава должны объединиться в одно семейство. Продукты кристаллизации одного конкретного расплава представляют род пород. На рис. 2.1 показаны исходные составы расплавов, при фракционной кристаллизации которых будут образовываться следующие роды пород: 1 – B–BA–ABC; 2 – B–BC–ABC; 3 – A–AB–ABC; 4 – A–AC–ABC; 5 – C–CB–ABC; 6 – C–CA–ABC. Конечные продукты кристаллизации таких родов будут сходны при условии, что кристаллизация происходила при близких значениях термодинамических параметров. Отдельные члены родов, например B, BA и ABC первого рода, представляют виды горных пород, а сходные виды разных родов – разновидности горных пород.

На практике классификационный вопрос приходится решать намного труднее, поскольку довольно часто происходит кристаллизация фаз, состав которых не выражается минальными компонентами данной подсистемы, и образуются породы (аккумуляцией), попадающие по минальному составу в другую подсистему. Кроме того, в случае отсутствия термального барьера между минальными подсистемами расплаву представляется возможность переходить из одной подсистемы в другую, где будут (образовываться) кристаллизоваться породы, по составу принадлежащие к последней системе. Таким образом, дифференцирован-

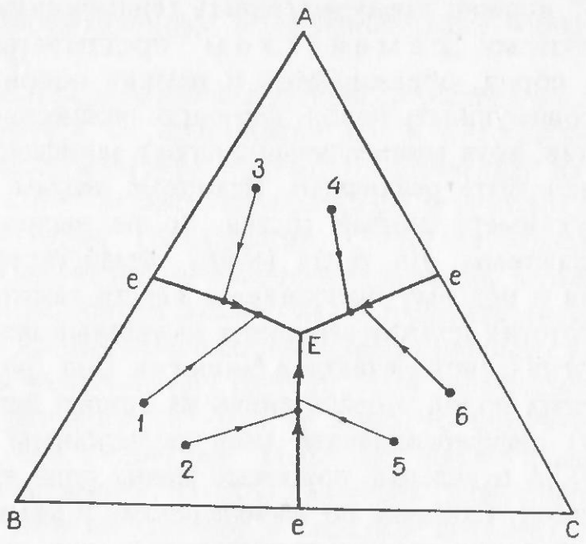


Рис. 2.1. Образование родов в системе — семействе A—B—C.

ный набор пород по составу может быть растянут на три минальные подсистемы и реже больше. Такую широко растянутую ассоциацию пород А. Н. Виноградов предлагает называть таким нейтральным термином как „серия", заимствованным из петрологии. Серия горных пород объединяет несколько „минальных" родов, образованных из единого исходного расплава. В таком случае при отнесении пород к одному роду необходимо учитывать их генетическую связь. Эта процедура не вызывает больших затруднений. И если под семейством понимать совокупность горных пород, образованных из расплавов (или субстрата), по составу принадлежащих к одной минальной системе, то задача сводится к определению состава исходного расплава рассматриваемых родов. А поскольку мы имеем дело с конечными продуктами процесса, то, исходя из экспериментального и теоретического прослеживания хода кристаллизации магм (расплавов), аккумуляции и дифференциации твердых фаз, можно с большой долей вероятности утверждать, что исходный состав расплава будет принадлежать той подсистеме, к которой относится наиболее широко распространенный вид пород данного рода.

Так, например, все дифференцированные комплексы, образованные из магмы толеитовых (кварцнормативных) базальтов, должны объединяться в одно семейство, а образованные из магмы оливиновых базальтов — в другое, независимо от степени дифференцированности, качественного и количественного наборов членов дифференцированного ряда. А каждый дифференцированный комплекс представляет отдельный род.

Кроме рода в систематику горных пород предлагается ввести еще одну таксономическую единицу — „о т р я д", поместив ее по аналогии с систематикой биологического мира после класса, перед группой. Необходимость такого предложения вызвана тем, что в природе существуют две четко различные по своим петрохимическим и минеральным характеристикам совокупности горных пород: 1) железомагнезиального и 2) кальциевого уклона. Их разделение было намечено в препринте

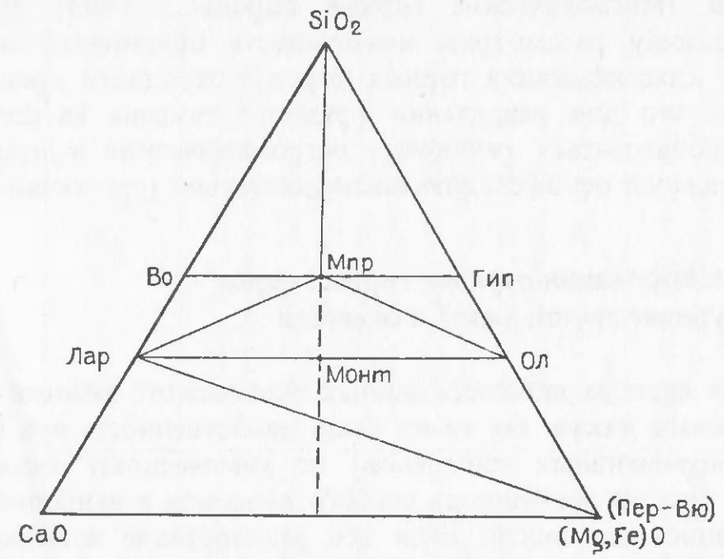


Рис. 2.2. Деление окисной системы $CaO—SiO_2—(Mg, Fe)O$ на минальные субсистемы.

автора (Дубровский, 1987б), правда, с неудачным определением таксона: они были названы соответственно железомагнезиальная и кальциевая серии. Эти совокупности пород четко различаются по нормативному составу: 1) „железомагнезиальная" совокупность не содержит в норме избыточного волластонита (или ларнита), но только до определенного уровня степени насыщения кремнеземом, и соответственно как в норме, так и в реальном минеральном составе содержатся ортопироксен и оливин; 2) „кальциевая" совокупность содержит в норме волластонит (либо ларнит) сверх „диопсидового", и соответственно как в норме, так и реально такие породы не имеют ортопироксена и оливина, но опять-таки до определенного уровня насыщенности кремнеземом, где качественное различие по нормативному и реальному минеральному составу между этими совокупностями пород исчезает, хотя количественные различия остаются (см. ниже). Данный феномен объясняется особенностью частной системы $CaO—(Mg, Fe)O—SiO_2$ (рис. 2.2), очень важной для алюмосиликатных пород. На рис. 2.2 видно, что эта система в зависимости от $CaO/(Mg, Fe)O$ отношения и содержания кремнезема разбивается на минальные субсистемы, которые и определяют петрохимический тип пород. Эти подсистемы и различаются по типоморфным миналам: Во + Лар и Опр + Ол, хотя в процессе кристаллизации расплав может переходить из одной подсистемы в другую (Дубровский, 1989). Таким образом, предлагается выделить два о т р я д а: 1) железомагнезиальный и 2) кальциевый. Это деление имеет смысл только для пород с железистостью меньше 80 %, поскольку выше этой величины возможно равновесное существование железистого оливина с волластонитом, но такие алюмосиликатные породы в природе встречаются довольно редко.

Итак, в систематике алюмосиликатных пород предлагается использовать следующие таксономические единицы: тип, класс, отряд, группа (подгруппа), ряд, семейство, род, (серия), вид и разновидность. Деление пород на типы и классы не вызывает принципиальных разногласий и

затруднений (Магматические горные породы..., 1983; Дубровский, 1987б). Поэтому рассмотрим возможность применения выделенных таксонов в классификации горных пород с отрядного уровня и ниже. Естественно, что для разделения крупного таксона на более мелкие должны использоваться различные петрохимические критерии. И эту процедуру следует осуществлять последовательно (ступенчато).

2.2. Классификация отрядов горных пород на уровне групп, рядов и семейств

Жесткая система пересчета данных химического анализа по способу CIPW исключает какую бы то ни было двойственность при вычислении миналов (нормативных минералов) по химическому составу горных пород. Как раз эта особенность способа пересчета и наиболее важна для классификационных целей. Если все разнообразие алюмосиликатных пород пересчитать по способу CIPW (с указанными дополнениями и изменениями), то получатся определенные минальные ассоциации, сведенные в табл. 2.2 и 2.3, которые можно рассматривать как естественную качественную классификацию на уровне отрядов, групп, рядов и семейств горных пород.

Приведенные в таблицах минальные ассоциации различаются по типоморфным миналам, которые отражают степень насыщенности катионов кремнеземом и глиноземом. Для окиси кремния такими миналами являются: Кв, Ол (Фо + Фа), Нф, Лц, Са-Чер, Лар, Кф, (Пер + + Во), определяющие породные группы, а для окиси алюминия – Алс, Кор, Во, Эг, Нс и Кс, которые определяют ряды пород по щелочности. Ассоциации, расположенные в горизонтальных клетках, относятся к одной группе, в вертикальных – к одному ряду по щелочности.

Породы, попадающие в одну „клетку", по предложению А. В. Винограда, следует объединять в одну подгруппу. Минеральные ассоциации каждой „клетки", представляющие семейства пород определенного интервала щелочности, отличаются от соседних клеток (и по горизонтали, и по вертикали) присутствием или отсутствием одного типоморфного минала, т. е. переход от одних минальных ассоциаций к другим как по горизонтали, так и по вертикали происходит скачкообразно, несмотря на то что между представленными в таблицах группами и рядами могут появиться граничные группы и ряды. Семейства одной „клетки" отличаются друг от друга соотношением двух- и трехвалентного железа с титаном.

Как видно из таблиц, отряды различаются по числу и качеству групп и рядов, что не требует дополнительного разъяснения.

Выделение отрядов основано на $Ca'/(Mg + Fe_i^{2+})$ соотношении, где Ca' – кальций, который остается на образование „темноцветных" миналов после образования алюмосиликатов (анортита или Са-чермакита), Fe_i^{2+} – железо после образования ильменита и магнетита. Что касается целесообразности выделения отрядов, то она станет очевидной, когда исследователи начнут сравнивать петрохимические особенности и рудогенерирующие возможности пород (магм) разных отрядов.

Таблица 2.2

Качественная петрохимическая классификация алюмосиликатных пород железомагнезиального отряда $(Ca'/(Fe_i^{2+} + Mg) < 1.0)$ на уровне групп, подгрупп, рядов и семейств по их минальному составу с учетом девяти главных окислов: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O

Группы \ Ряды	А K+Na+2Ca < Al	В K+Na < Al < K+Na+2Ca	Д′ Na+K > Al	Д″ K > Al
I. Кв-норм.	1. Кв, Ор, Аб, Ан, Алс, (Эн + Фс), Мт, Илм 2. Кв, Ор, Аб, Ан, Алс, Эн, Мт, Гем, Илм 3. Кв, Ор, Аб, Ан, Алс, Эн, Гем, Илм, Рут	1. Кв, Ор, Аб, Ан, (Эн + Фс), (Эн + Фс + Во), Мт, Илм 2. Кв, Ор, Аб, Ан, Эн, (Эн + + Во), Мт, Гем, Илм 3. Кв, Ор, Аб, Ан, Эн, (Эн + + Во), Гем, Илм, Сф	1. Кв, Ор, Аб, (Эн + Фс), (Эг + + Эн + Фс + Во), Мт, Илм 2. Кв, Ор, Аб, Эн, (Эг + Эн + Во), Мт, Гем, Илм 3. Кв, Ор, Аб, Эн, (Эг + Эн + Во), Гем, Илм, Сф 4. Кв, Ор, Аб, (Эн + Фс), (Эг + + Эн + Фс + Во), $Нс^2$, Илм 5. Кв, Ор, Аб, Эн, (Эг + Эн + Во), $Нс^2$, Илм, Сф 6. Кв, Ор, Аб, Эн, Эг, $Нс^2$, Илм, Сф, Рут	1. Кв, Ор, $Кс^2$, (Эн + Фс), (Эг + Эн + Фс + Во), Мт, Илм 2. Кв, Ор, $Кс^2$, Эн, (Эг + Эн + + Во), Мт, Гем, Илм 3. Кв, Ор, $Кс^2$, Эн, (Эг + Эн + + Во), Гем, Илм, Сф 4. Кв, Ор, $Кс^2$, (Эн + Фс), (Эг + + Эн + Фс + Во), $Нс^2$, Илм 5. Кв, Ор, $Кс^2$, Эн, (Эг + Эн + + Во), $Нс^2$, Илм, Сф 6. Кв, Ор, $Кс^2$, Эн, Эг, $Нс^2$, Илм, Сф, Рут
II. Ол-норм.	1. Ор, Аб, Ан, Кор, (Эн + + Фс), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Ор, Аб, Ан, Кор, Эн, Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, Аб, Ан, Кор, Эн, Фо, Гем, Илм, Рут	1. Ор, Аб, Ан, (Эн + Фс), (Эн + Фс + Во), (Фо + + Фа), Мт, Илм 2. Ор, Аб, Ан, Эн, (Эн + + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, Аб, Ан, Эн, (Эн + + Во), Фо, Гем, Илм, Сф	1. Ор, Аб, (Эн + Фс), (Эг + Эн + + Фс + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Ор, Аб, Эн, (Эг + Эн + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, Аб, Эн, (Эг + Эн + Во), Фо, Гем, Илм, Сф	1. Ор, $Кс^2$, (Эн + Фс), (Эг + + Эн + Фс + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Ор, $Кс^2$, Эн, (Эг + Эн + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, $Кс^2$, Эн, (Эг + Эн + Во), Фо, Гем, Илм, Сф

Таблица 2.2 (*продолжение*)

Ряды / Группы	A K+Na+2Ca < Al	B K+Na < Al < K+Na+2Ca	Д′ Na+K > Al	Д″ K ≥ Al
II. Ол-норм.			4. Ор, Аб, (Эн + Фс), (Эг + Эн + + Фс + Во), (Фо + Фа), Hc^2, Илм 5. Ор, Аб, Эн, (Эг + Эн + Во), Фо, Hc^2, Илм, Сф 6. Ор, Аб, Эн, (Эг + Эн + Во), Фо, Hc^2, Илм, Сф, Рут	4. Ор, $Кс^2$, (Эн + Фс), (Эг + + Эн + Фс + Во), (Фа + Фа), Hc^2, Илм 5. Ор, $Кс^2$, Эн, (Эг + Эн + Во), Фо, Hc^2, Илм, Сф 6. Ор, $Кс^2$, Эн, (Эг + Эн + Во), Фо, Hc^2, Илм, Сф, Рут
III. Нф-норм.	1. Ор, Аб, Нф, Ан, Кор, (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Ор, Аб, Нф, Ан, Кор, Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, Аб, Нф, Ан, Кор, Фо, , Гем, Илм, Рут	1. Ор, Аб, Нф, Ан, (Эн + + Фс + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Ор, Аб, Нф, Ан, (Эн + + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, Аб, Нф, (Эн + Во), Фо, Гем, Илм, Сф	1. Ор, Аб, Нф, (Эг + Эн + Фс + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Ор, Аб, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, Аб, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Гем, Илм, Сф 4. Ор, Аб, Нф, (Эг + Эн + Фс + + Во), (Фо + Фа), Hc^2, Нс, Илм 5. Ор, Аб, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Hc^2, Нс, Илм, Сф 6. Ор, Аб, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Hc^2, Нс, Илм, Сф	Таких семейств нет

IV. Лц-норм.	1. Ор, Лц, Нф, Ан, Кор, (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Ор, Лц, Нф, Ан, Кор, Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, Лц, Нф, Ан, Кор, Фо, Гем, Илм, Рут	1. Ор, Лц, Нф, Ан, (Эн + + Фс + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Ор, Лц, Нф, Ан, (Эн + + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, Лц, Нф, Ан, (Эн + + Во), Фо, Гем, Илм, Перов	1. Ор, Лц, Нф, (Эг + Эн + Фс + + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Ор, Лц, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, Лц, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Гем, Илм, Перов 4. Ор, Лц, Нф, (Эг + Эн + Фс + Во), (Фо + Фа), Нс, Илм 5. Ор, Лц, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Нс, Илм, Перов 6. Ор, Лц, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Нс, Илм, Рут, Перов	1. Ор, Лц, Кс, (Эг + Эн + Фс + + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Ор, Лц, Кс, (Эг + Эн + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Ор, Лц, Кс, (Эг + Эн + Во), Фо, Гем, Илм, Перов 4. Ор, Лц, Кс, (Эг + Эн + Фс + + Во), (Фо + Фа), Нс, Илм 5. Ор, Лц, Кс, (Эг + Эн + Во), Фо, Нс, Илм, Перов 6. Ор, Лц, Кс, (Эг + Эн + Во), Фо, Нс, Илм, Перов, Рут
V. Клф-норм.	1. Лц, Клф, Нф, Ан, Кор, (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Лц, Клф, Нф, Ан, Кор, Фо, Мт, Гем, Илм 3. Лц, Клф, Нф, Ан, Кор, Фо, Гем, Илм, Рут	1. Лц, Клф, Нф, Ан, (Эн + + Фс + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Лц, Клф, Нф, Ан, (Эн + + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Лц, Клф, Нф, Ан, (Эн + + Во), Фо, Гем, Илм, Перов	1. Лц, Клф, Нф, (Эг + Эн + Фс + + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Лц, Клф, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Лц, Клф, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Гем, Илм, Перов 4. Лц, Клф, Нф, (Эг + Эн + Фс + + Во), (Фо + Фа), Нс, Илм 5. Лц, Клф, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Нс, Илм, Перов 6. Лц, Клф, Нф, (Эг + Эн + Во), Фо, Нс, Илм, Перов, Рут	1. Лц, Клф, Кс, (Эг + Эн + Фс + + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Лц, Клф, Кс, (Эг + Эн + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Лц, Клф, Кс, (Эг + Эн + Во), Фо, Гем, Илм, Перов 4. Лц, Клф, Кс, (Эг + Эн + Фс + + Во), (Фо + Фа), Нс, Илм 5. Лц, Клф, Кс, (Эг + Эн + Во), Фо, Нс, Илм, Перов 6. Лц, Клф, Кс, (Эг + Эн + Во), Фо, Нс, Илм, Перов, Рут

Таблица 2.2 (*продолжение*)

Группы \ Ряды	A K+Na+2Ca < Al	B K+Na < Al < K+Na+2Ca	Д′ Na+K > Al	Д″ K > Al
VI. Са-Чер-норм.	1. Клф, Нф, Ан, Са-Чер, Кор, (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Клф, Нф, Ан, Са-Чер, Кор, Фо, Мт, Гем, Илм 3. Клф, Нф, Ан, Са-Чер, Кор, Фо, Гем, Илм, Рут	1. Клф, Нф, Ан, Са-Чер, (Эн + Фс + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Клф, Нф, Ан, Са-Чер, (Эн + Во), Фо, Мт, Гем, Илм 3. Клф, Нф, Ан, Са-Чер, (Эн + Во), Фо, Гем, Илм, Перов	Таких семейств нет	Таких семейств нет
VII. Монт-норм.	1. Клф, Нф, Са-Чер, Кор, Монт, (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Клф, Нф, Са-Чер, Кор, Монт, Фо, Мт, Гем, Илм 3. Клф, Нф, Са-Чер, Кор, Монт, Фо, Гем, Илм, Рут	1. Клф, Нф, Са-Чер, (Эн + + Фс + Во), Монт, (Фо + + Фа), Мт, Илм 2. Клф, Нф, Са-Чер, (Эн + + Во), Монт, Фо, Мт, Гем, Илм 3. Клф, Нф, Са-Чер, (Эн + + Во), Монт, Фо, Гем, Илм, Перов	1. Клф, Нф, (Эг + Эн + Фс + Во), Монт, (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Клф, Нф, (Эг + Эн + Во), Монт, Фо, Мт, Гем, Илм 3. Клф, Нф, (Эг + Эн + Во), Монт, Фо, Гем, Илм, Перов 4. Клф, Нф, (Эг + Эн + Фс + Во), Монт, (Фо + Фа), Нс, Илм 5. Клф, Нф, (Эг + Эн + Во), Монт, Фо, Нс, Илм, Перов 6. Клф, Нф, (Эг + Эн + Во), Монт, Фо, Нс, Перов, Илм, Рут	1. Клф, Кс, (Эг + Эн + Фс + Во), Монт, (Фо + Фа), Мт, Илм 2. Клф, Кс, (Эг + Эн + Во), Монт, Фо, Мт, Гем, Илм 3. Клф, Кс, (Эг + Эн + Во), Монт, Фо, Гем, Илм, Перов 4. Клф, Кс, (Эг + Эн + Фс + Во), Монт, (Фо + Фа), Нс, Илм 5. Клф, Кс, (Эг + Эн + Во), Монт, Фо, Нс, Илм, Перов 6. Клф, Кс, (Эг + Эн + Во), Монт, Фо, Нс, Илм, Перов, Рут
VIII. Пер-Вю-норм.	1. Клф, Нф, Кор, Монт, (Фо + + Фа), (Пер + Вю), Мт, Илм 2. Клф, Нф, Кор, Монт, Фо, Пер, Мт, Гем, Илм 3. Клф, Нф, Кор, Монт, Фо, Пер, Гем, Илм, Рут	1. Клф, Нф, Са-Чер, Монт, (Фо + Фа), (Пер + Вю), Мт, Илм 2. Клф, Нф, Са-Чер, Монт, Фо, Пер, Мт, Гем, Илм 3. Клф, Нф, Са-Чер, Монт, Фо, Пер, Гем, Илм, Перов	1. Клф, Нф, Эг, Монт, (Фо + Фа), (Пер + Вю), Мт, Илм 2. Клф, Нф, Эг, Монт, Фо, Пер, Мт, Гем, Илм 3. Клф, Нф, Эг, Монт, Фо, Пер, Гем, Илм, Перов 4. Клф, Нф, Эг, Монт, (Фо + Фа), (Пер + Вю), Нс, Илм 5. Клф, Нф, Эг, Монт, Фо, Пер, Нс, Илм, Перов 6. Клф, Нф, Эг, Монт, Фо, Пер, Нс, Илм, Перов, Рут	1. Клф, Кс, Эг, Монт, (Фо + + Фа), (Пер + Вю), Мт, Илм 2. Клф, Кс, Эг, Монт, Фо, Пер, Мт, Гем, Илм 3. Клф, Кс, Эг, Монт, Фо, Пер, Гем, Илм, Перов 4. Клф, Кс, Эг, Монт, (Фо + Фа), (Пер + Вю), Нс, Илм 5. Клф, Кс, Эг, Монт, Фо, Пер, Нс, Илм, Перов 6. Клф, Кс, Эг, Монт, Фо, Пер, Нс, Илм, Перов, Рут

Таблица 2.3

Качественная петрохимическая классификация алюмосиликатных горных пород кальциевого отряда $(Ca'/(Fe_1^{2+}+Mg) > 1.0$ на уровне групп, подгрупп, рядов и семейств по их минальному составу с учетом девяти главных окислов: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O

Группы \ Ряды	B K+Na < Al < K+Na+2Ca	Д′ Na+K > Al	Д″ K > Al
I. Кв-норм.	1. Кв, Ор, Аб, Ан, (Эн + Фс + Во), Во, Мт, Сф 2. Кв, Ор, Аб, Ан, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Сф	1. Кв, Ор, Аб, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Мт, Сф 2. Кв, Ор, Аб, Эг, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Сф	1. Кв, Ор, $Кс^2$, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Мт, Сф 2. Кв, Ор, $Кс^2$, Эг, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Сф

Таблица 2.3 (продолжение)

Группы \ Ряды	В K+Na < Al < K+Na+2Ca	Д′ Na+K > Al	Д″ K > Al
I. Кв-норм.	3. Кв, Ор, Аб, Ан, (Эн + Во), Во, Мт, Гем, Сф 4. Кв, Ор, Аб, Ан, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Сф	3. Кв, Ор, Аб, Эг, (Эн + Во), Во, Мт, Гем, Сф 4. Кв, Ор, Аб, Эг, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Сф 5. Кв, Ор, Аб, Hc^2, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Сф 6. Кв, Ор, Аб, Hc^2, Эг, (Эн + Фс + Во), Илм, Сф	3. Кв, Ср, $Кс^2$, Эг, (Эн + Во), Во, Мт, Гем, Сф 4. Кв, Ор, $Кс^2$, Эг, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Сф 5. Кв, Ор, $Кс^2$, Hc^2, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Сф 6. Кв, Ор, $Кс^2$, Hc^2, Эг, (Эн + Фс + Во), Илм, Сф
II. Нф-норм.	1. Ор, Аб, Нф, Ан, (Эн + Фс + Во), Во, Мт, Сф 2. Ор, Аб, Нф, Ан, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Сф 3. Ор, Аб, Нф, Ан, (Эн + Во), Во, Мт, Гем, Сф 4. Ор, Аб, Нф, Ан, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Сф	1. Ор, Аб, Нф, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Мт, Сф 2. Ор, Аб, Нф, Эг, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Сф 3. Ор, Аб, Нф, Эг, (Эн + Во), Во, Мт, Гем, Сф 4. Ор, Аб, Нф, Эг, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Сф 5. Ор, Аб, Нф, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Сф 6. Ор, Аб, Нф, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Илм, Сф	Таких семейств нет
III. Лц-норм.	1. Ор, Лц, Нф, Ан, (Эн + Фс + Во), Во, Мт, Сф 2. Ор, Лц, Нф, Ан, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Сф 3. Ор, Лц, Нф, Ан, (Эн + Во), Во, Мт, Гем, Сф 4. Ор, Лц, Нф, Ан, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Перов	1. Ор, Лц, Нф, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Мт, Перов 2. Ор, Лц, Нф, Эг, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Перов 3. Ор, Лц, Нф, Эг, (Эн + Во), Во, Мт, Гем, Перов 4. Ор, Лц, Нф, Эг, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Перов 5. Ор, Лц, Нф, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Перов 6. Ор, Лц, Нф, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Илм, Перов	1. Ор, Лц, Кс, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Мт, Перов 2. Ор, Лц, Кс, Эг, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Перов 3. Ор, Лц, Кс, Эг, (Эн + Во), Во, Мт, Гем, Перов 4. Ор, Лц, Кс, Эг, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Перов 5. Ор, Лц, Кс, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Перов 6. Ор, Лц, Кс, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Илм, Перов
IV. Лар I-норм.	1. Лц, Нф, Ан, (Эн + Фс + Во), Во, Лар, Мт, Перов 2. Лц, Нф, Ан, (Эн + Во), Во, Лар, Мт, Гем, Перов	1. Лц, Нф, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Лар, Мт, Перов 2. Лц, Нф, Эг, (Эн + Во), Во, Лар, Мт, Гем, Перов 3. Лц, Нф, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Лар, Перов	1. Лц, Кс, Эг, (Эн + Фс + Во), Лар, Мт, Перов 2. Лц, Кс, Эг, (Эн + Во), Во, Лар, Мт, Гем, Перов 3. Лц, Кс, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Во, Лар, Перов
V. Клф-норм.	1. Лц, Клф, Нф, Ан, (Эн + Фс + Во), Лар, Мт, Перов 2. Лц, Клф, Нф, Ан, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Перов 3. Лц, Клф, Нф, Ан, (Эн + Во), Лар, Мт, Гем, Перов 4. Лц, Клф, Нф, Ан, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Перов	1. Лц, Клф, Нф, Эг, (Эн + Фс + Во), Лар, Мт, Перов 2. Лц, Клф, Нф, Эг, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Перов 3. Лц, Клф, Нф, Эг, (Эн + Во), Лар, Мт, Гем, Перов 4. Лц, Клф, Нф, Эг, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Перов	1. Лц, Клф, Кс, Эг, (Эн + Фс + Во), Лар, Мт, Перов 2. Лц, Клф, Кс, Эг, (Эн + Фс + Во), Мт, Илм, Перов 3. Лц, Клф, Кс, Эг, (Эн + Во), Лар, Мт, Гем, Перов 4. Лц, Клф, Кс, Эг, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Перов

Таблица 2.3 (*продолжение*)

Группы \ Ряды	В K+Na < Al < K+Na+2Ca	Д′ Na+K > Al	Д″ K > Al
V. Клф-норм.		5. Лц, Клф, Нф, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Лар, Перов 6. Лц, Клф, Нф, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Илм, Перов	5. Лц, Клф, Кс, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Лар, Перов 6. Лц, Клф, Кс, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Илм, Перов
VI. Са-Чер-норм.	1. Клф, Нф, Ан, Са-Чер, (Эн + Фс + + Во), Лар, Мт, Перов 2. Клф, Нф, Ан, Са-Чер, (Эн + Фс + + Во), Мт, Илм, Перов 3. Клф, Нф, Ан, Са-Чер, (Эн + Во), Лар, Мт, Гем, Перов 4. Клф, Нф, Ан, Са-Чер, (Эн + Во), Мт, Гем, Илм, Перов	Таких семейств нет	Таких семейств нет
VII. Монт-норм.	1. Клф, Нф, Са-Чер, (Эн + Фс + Во), Лар, Монт, Мт, Перов 2. Клф, Нф, Са-Чер, (Эн + Фс + Во), Монт, Мт, Илм, Перов 3. Клф, Нф, Са-Чер, (Эн + Во), Лар, Монт, Мт, Гем, Перов 4. Клф, Нф, Са-Чер, (Эн + Во), Монт, Мт, Гем, Илм, Перов	1. Клф, Нф, Эг, (Эн + Фс + Во), Лар, Монт, Мт, Перов 2. Клф, Нф, Эг, (Эн + Фс + Во), Монт, Мт, Илм, Перов 3. Клф, Нф, Эг, (Эн + Во), Лар, Монт, Мт, Гем, Перов 4. Клф, Нф, Эг, (Эн + Во), Монт, Мт, Гем, Илм, Перов	1. Клф, Кс, Эг, (Эн + Фс + Во), Лар, Монт, Мт, Перов 2. Клф, Кс, Эг, (Эн + Фс + Во), Монт, Мт, Илм, Перов 3. Клф, Кс, Эг, (Эн + Во), Лар, Монт, Мт, Гем, Перов 4. Клф, Кс, Эг, (Эн + Во), Монт, Мт, Гем, Илм, Перов
VIII. Пер-Вю-норм.	1. Клф, Нф, Са-Чер, Лар, Монт, (Пер + Вю), Мт, Перов 2. Клф, Нф, Са-Чер, Монт, (Пер + + Вю), Мт, Илм, Перов 3. Клф, Нф, Са-Чер, Лар, Монт, Пер, Мт, Гем, Перов 4. Клф, Нф, Са-Чер, Монт, Пер, Мт, Гем, Илм, Перов	5. Клф, Нф, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Лар, Монт, Перов 6. Клф, Нф, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Монт, Илм, Перов 1. Клф, Нф, Эг, Лар, Монт, (Пер + Вю), Мт, Перов 2. Клф, Нф, Эг, Монт, (Пер + Вю), Мт, Перов, Илм 3. Клф, Нф, Эг, Лар, Монт, Пер, Мт, Гем, Перов 4. Клф, Нф, Эг, Монт, Пер, Мт, Гем, Илм, Перов 5. Клф, Нф, Нс, Эг, Лар, Монт, (Пер + + Вю), Перов 6. Клф, Нф, Нс, Эг, Монт, (Пер + Вю), Илм, Перов	5. Клф, Кс, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Лар, Монт, Перов 6. Клф, Кс, Нс, Эг, (Эн + Фс + Во), Монт, Илм, Перов 1. Клф, Кс, Эг, Лар, Монт, (Пер + Вю), Мт, Перов 2. Клф, Кс, Эг, Монт, (Пер + Вю), Мт, Илм, Перов 3. Клф, Кс, Эг, Лар, Монт, Пер, Мт, Гем, Перов 4. Клф, Кс, Эг, Монт, Пер, Мт, Гем, Илм, Перов 5. Клф, Кс, Нс, Эг, Лар, Монт, (Пер + + Вю), Перов 6. Клф, Кс, Нс, Эг, Монт, (Пер + Вю), Илм, Перов

Состав породы до уровня семейства можно изображать символом, например: 1. I – B.2, где 1 – означает первый отряд – железомагнезиальный, I – кварцнормативную группу, B – ряд нормальной щелочности и 2 – второе семейство.

Приведенные табл. 2.2 и 2.3 не являются новыми – это расширенная (за счет TiO_2) и детализированная табл. 2 из работы автора (Дубровский, 1987б). В табл. 2.2 и 2.3 не показаны граничные ряды Б и Г, но добавлен ряд Д″ с соотношением K > Al, который следует назвать высококалиевым (лампроитовым) подрядом, так как его минальные ассоциации (семейства) отражают характерные петрохимические черты пород, относимых к лампроитам орендитовой серии (Щелочные породы, 1976; Митчелл, 1988).

Поскольку породы рядов А, В и Д′ имеют сравнительно широкое распространение, они лучше изучены и систематизированы, поэтому несколько слов следует сказать о породах, принадлежащих к подряду Д″. Наиболее известными представителями этого подряда являются лампроит и орендит. Существующие различия в критериях отнесения пород к лампроитовой серии, по О. А. Богатикову и др. (1985), к орендитовой группе, по Т. Сахаме (1976), к семейству лампроитов, по Р. Х. Митчеллу (1988), требуют того, чтобы на этом вопросе остановиться несколько подробнее.

Т. Сахама (1976) калиевые щелочные породы делит на две группы: орендитовую и камафугитовую. Породы орендитовой группы концентрируются в области, располагающейся вблизи границы насыщения кремнеземом (на диаграмме сумма щелочей–степень насыщенности кремнеземом), и представлены лампроитами (лампрофирами, обогащенными магнием и калием) переменного минерального состава. Камафугиты принадлежат к числу сильно недосыщенных кремнеземом пород, но содержащих больше магния и кальция, и объединяют значительно отличающиеся по химизму и минеральному составу разности.

Важным свойством большинства лампроитов орендитовой группы, по данным Т. Сахама, является избыток щелочей над алюминием, а в породах из бассейна р. Фицрой (Австралия) и в вайомингитах и орендитах из Лейцит-Хиле (США) этот избыток проявляется даже при учете одного калия. Эта петрохимическая особенность пород Австралии и США проявляется в минеральном составе полным отсутствием алюмосиликатов натрия и тем более кальция. Камафугитовым породам обычно не свойственно наличие нормативного эгирина.

Классификация лампроитов О. А. Богатикова и др. (1985) практически не отличается от систематики этих пород Т. Сахамы. О. А. Богатиков и др. (1985) несколько детализировали классификацию Т. Сахамы: выделили миаскитовые лампроиты с $K_{агп}$=0.8–1.0 (обычно 0.9) и якобы доказали самостоятельность лампроитовой серии с использованием диаграммы Лар–Фо–Клф–Кв, где они отделены от пород камафугитовой и лейцит-тефритовой серий термальными барьерами.

Применение корреляции между K_{Mg} и SiO_2 О. А. Богатиковым и др. (1985) для диагностики лампроитов справедливо критикуется

Р. Х. Митчеллом (1988), который считает, что порода может быть отнесена к семейству лампроитов, если она обладает следующими характеристиками химического состава:

1) K_2O/Na_2O (в мол. кол.) > 3 (т. е. ультракалиевая);

2) K_2O/Al_2O_3 (в мол. кол.) > 0.8, обычно > 1.0 (т. е. ультракалиевая);

3) $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ (в мол. кол.) > 0.7, а типично > 1.0 (т. е. ультращелочная);

4) коэффициенты Ниггли mg = 45–85 и K = 70;

5) FeO (общее железо) < 10 мас. %, CaO < 10 мас. %;

6) Ba > 5000, Zr > 700, Sr > 1000, La > 200 ppm.

Как видим, и у Р. Х. Митчелла нет четкости и однозначности в использовании петрохимических характеристик. Это относится и к таким важным характеристикам, как 2) и 3). Согласно приведенным их значениям, к семейству лампроитов могут относиться как породы нормальной щелочности ($K_{агп}$ = 0.8–1.0), так и агпаитовые ($K_{агп}$ > 1.0), что недопустимо при строгом подходе к классификации. Поэтому прежде всего следует договориться – какой уровень таксона применять к совокупности калиевых щелочных пород, так как с этого начинаются разногласия.

В табл. 2.2 и 2.3, в подряде Д″, приведены минальные ассоциации, которые отражают химический состав пород с K : Al > 1, по классификации Р. Х. Митчелла, относимые к лампроитовому „семейству". Но если учитывать ограничения по минеральному составу (не должно быть кальсилита), то не все минальные группы этого подряда соответствуют лампроитовому „семейству" Р. Х. Митчелла (серия, по О. А. Богатикову и др.; орендитовая группа, по Т. Сахаме). Они ограничиваются I–IV группами железомагнезиального отряда и I–III группами кальциевого отряда, т. е. нижний предел насыщения кремнеземом – это лейцитнормативная группа.

Породы камафугитового (и лейцит-тефритового) „семейства" („группы", „серии") в табл. 2.2 и 2.3 попадают в подряды Д′ групп V–VII 1-го отряда и IV–VII 2-го отряда, а часть из них будут соответствовать минальным породам рядов В с повышенной щелочностью. Породы с минальными ассоциациями подрядов Д″ групп V–VII 1-го отряда и групп IV–VII 2-го отряда еще не обнаружены в природе.

Итак, согласно разработанной систематике, известные в природе калиевые щелочные породы (Сахама, 1976) четко делятся на три совокупности: 1 – минальный состав которых попадает в ряды В I–IV групп 1-го отряда и I–III групп 2-го отряда, 2 – минальный состав тех же рядов, но менее насыщенных кремнеземом групп, и 3 – минальный состав которых попадает в подотряды Д″ до лейцитнормативных групп. Соответственно предлагается их назвать: 1 – орендитовая, 2 – камафугитовая и 3 – лампроитовая ассоциации (или совокупности пород), т. е. орендитовые породы Т. Сахама разделены на две ассоциации: нормальной щелочности (ряд В) – собственно орендиты – и щелочные (ряд Д) – лампроиты. Для последних достаточен лишь один петрохимический

критерий – K : Al (атом. кол.) > 1. Следует отметить, что лампроит Корсики по указанному критерию надо относить к орендитам, а орендит юго-восточной Испании – к лампроитам.

Далее рассмотрим вопрос возможности построения количественной классификационной диаграммы.

Качественные табл. 2.2 и 2.3 можно преобразовать в количественные классификационные диаграммы (рис. 2.3, 2.4), параметрами которых для групп являются содержания типоморфных миналов, для рядов – величины коэффициента щелочности (или глиноземистости): $K^{Al}_{щел} = \frac{2Ca' - (Al - (K + Na))}{2Ca'}$, представляющие собой аналитическое выражение равенств и неравенств атомных количеств Al и сумм 2Ca + Na + K и Na + K, которые используются практически во всех способах пересчетов данных химического анализа для определения хода пересчетов. Только Ca′ в формуле отражает атомное количество кальция, оставшееся после формирования апатита, флюорита, кальцита и титанита.

Таким образом, каждая ассоциация миналов в вертикальном ряду таблиц (обозначенные буквами) имеет определенный интервал (или определенное значение) значения $K^{Al}_{щел}$, и по этому признаку четко выделяются ряды пород по щелочности – низкой, нормальной и высокой. Последний ряд имеет смысл разделить на субщелочной и щелочной подряды, граница между которыми условная. Предлагается к субщелочному подряду относить такие породы, соотношение в которых нормативных пироксеновых миналов натрия и кальция будет меньше 50 % (т. е. $n_{Пр} = \frac{Na^{Эг} \cdot 100}{Na^{Эг} + Ca^{Ди}} < 50\ \%$), а к щелочному – > 50 %. Тогда $K^{Al}_{щел}$ субщелочных пород будет иметь значения от + 1.0 до + 1.5, а щелочных > 1.5. Поскольку смысл выделения субщелочных пород не совсем совпадает с выделением субщелочных пород в работе (Магматические горные породы..., 1983), то он требует пояснения.

„Границы между породами нормального и субщелочного, субщелочного и щелочного рядов проводятся по появлению некоторых индикаторных минералов – титанистых клинопироксенов и амфиболов, слюды, щелочного полевого шпата для субщелочных пород, фельдшпатоидов и щелочных пироксенов и амфиболов – для щелочных пород. В химическом составе присутствие в горных породах индикаторных минералов повышенной щелочности находит отражение в наличии соответствующих содержаний $Na_2O + K_2O$, SiO_2 и (или) Al_2O_3. При этом в группах ультраосновных и основных пород (недосыщенных кремнеземом) количественные соотношения щелочей и кремнезема почти целиком определяют щелочность, в то же время в группах кислых и средних пород с присущим им избытком SiO_2 в качестве ведущего признака при определении щелочности выступает уже отношение щелочей и глинозема (агпаитность). Соответственно на диаграмме SiO_2 – $(Na_2O + K_2O)$ мы видим четкое разграничение семейств, принадлежащих к разным рядам щелочности в группах ультраосновных и основных пород, и менее строгое

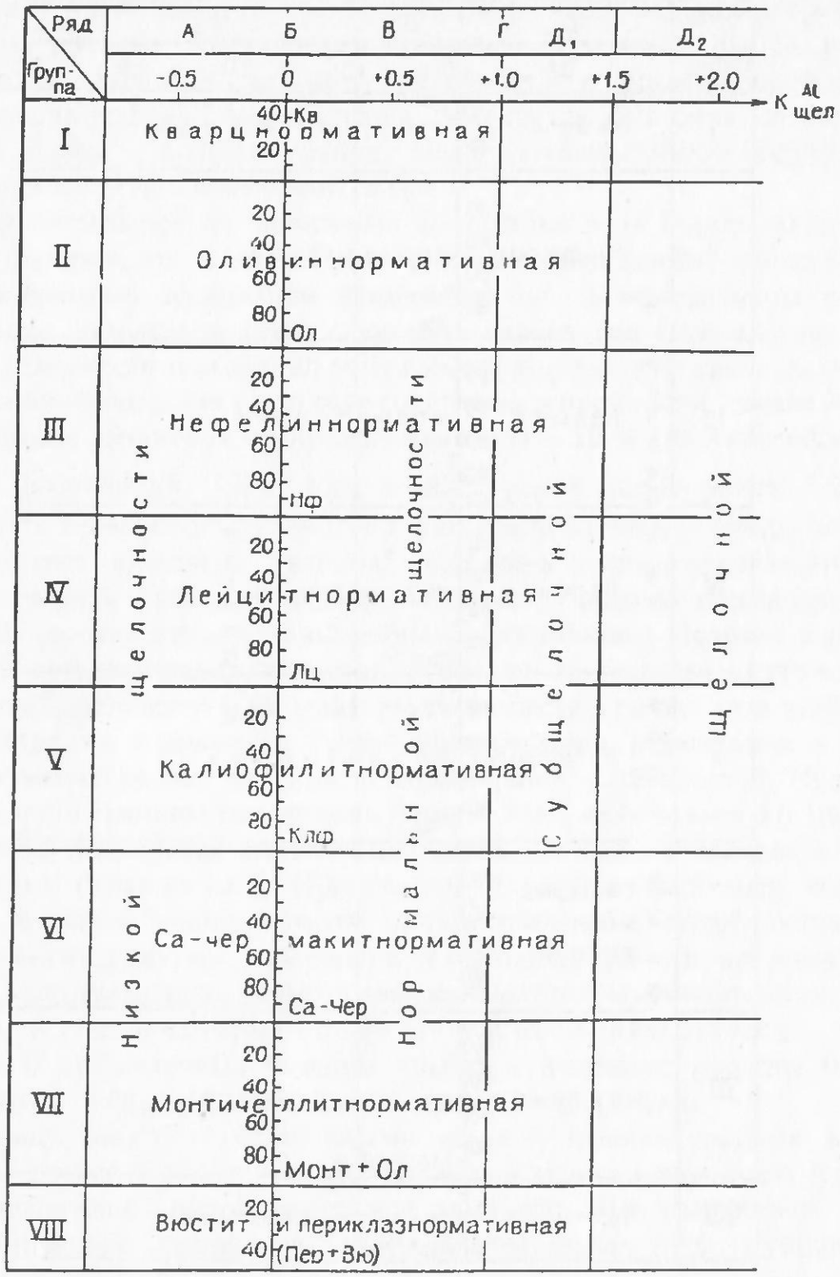


Рис. 2.3. Классификационная диграмма горных пород железомагнезиального отряда на уровне групп и рядов.

обособление (взаимное перекрытие) полей разного уровня относительной щелочности в группах средних и кислых пород" (Магматические горные породы, 1983, с. 26). Несколько раньше в этой же работе говорилось, что $K_{агп}$ щелочных пород больше единицы, а следовательно, субщелочных он должен быть < 1.

Представляется, что использование титанистости моноклинного пироксена и амфибола как признака повышенной щелочности пород необосновано, поскольку в литературе имеются данные (Пономарева,

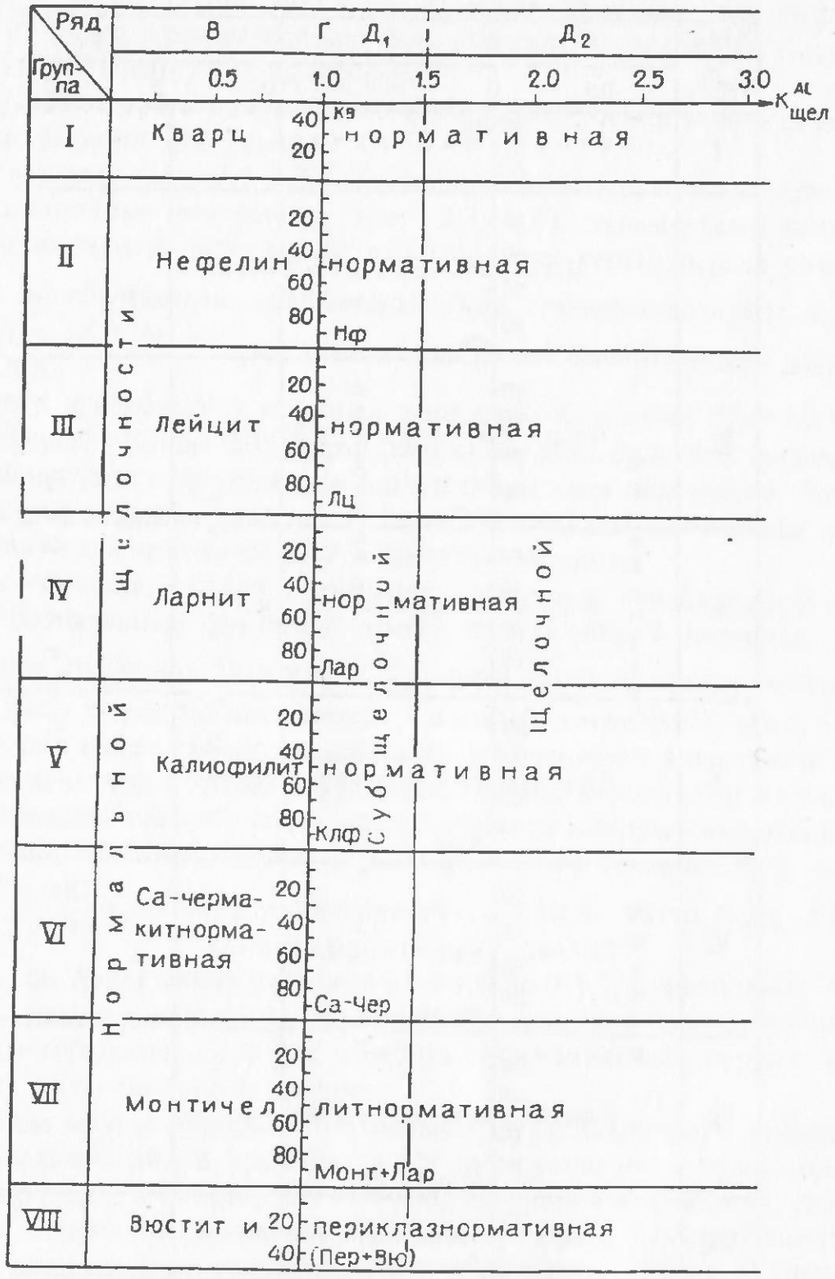


Рис. 2.4. Классификационная диаграмма горных пород кальциевого отряда на уровне групп и рядов.

Налетов, 1979), согласно которым титанистость и моноклинного пироксена, и амфибола „субщелочных" пород больше, чем щелочных. Остается непонятным, почему слюды являются индикаторными минералами субщелочных пород, особенно мусковит? Кроме того, необходимо иметь в виду, что субщелочной петрохимический ряд пород не граничный, т. е. не строго заданной щелочности, и изменение щелочности моноклинных пироксенов и амфиболов в нем, выражаемой соотношением $n=\frac{Na \cdot 100}{Na+Ca}$,

происходит постепенно, от чисто кальциевых, через кальций-натровые до натровых, поэтому теоретически возможен переход от биотит-роговообманковых пород нормальной щелочности к биотит-амфиболовым щелочным породам. Следовательно, появляется еще одна классификационная задача – выбрать границу между минеральными подрядами и определить их петрохимический смысл.

Если посмотреть на минальные ассоциации этих пород (табл. 2.2 и 2.3), то увидим, что в них имеется качественный скачок, когда вместо Ан в минальной ассоциации появляется Эг. В минеральном составе „граничные" породы должны содержать альбит (до 10 % Ан), но моноклинный пироксен и амфибол могут иметь нормальную щелочность, т. е. моноклинный пироксен не должен содержать эгиринового минала >10 %, а щелочность амфибола не должна превышать 50 % (по классификации автора, Дубровский, 1981, $K_{агп}$ и $K^{Al}_{щел}$ таких пород равны 1.0). До настоящего времени эту границу считают границей между субщелочными и щелочными породами. Автором настоящей работы предлагается эту границу считать границей между горными породами нормальной щелочности (естественно, с повышенным содержанием щелочей и щелочности) и субщелочными, поскольку до данной границы внутри пород нормальной щелочности не существует никаких границ ни в минеральном составе, ни в химизме. Состав плагиоклазов, пироксенов и амфиболов изменяется без скачков и характерных особенностей. После же предлагаемой границы плагиоклаз должен быть не основнее Аб (до 10 % Ан), в Мпр появляется эгириновый минал (>10 %), щелочность амфибола будет больше 50 %. Присутствие в породе щелочных полевых шпатов является недостаточным признаком, чтобы породу отнести к субщелочному ряду, так как альбит и калишпат могут присутствовать в породах, пересыщенных глиноземом, совместно с мусковитом, топазом, гранатом и т. д., и которые только по недоразумению относят к субщелочным. В субщелочных породах альбит и калишпат должны быть в ассоциации с субщелочными темноцветными минералами.

Границу между субщелочными и щелочными породами можно провести только условно, по составу моноклинного пироксена и амфибола: „граничный" пироксен должен содержать 50 % эгиринового минала, а щелочность „граничного" амфибола равняться 66.6 (Дубровский, 1981).

Необходимо особо подчеркнуть, что подряды Д′ и Д″ табл. 2.2 и 2.3 и подряды $Д_1$ и $Д_2$ на рис. 2.3 и 2.4 не соответствуют друг другу: качественные подряды Д′ и Д″, четко различающиеся по минальным ассоциациям, не отличаются по количественным параметрам. Поэтому при сопоставлении и классификации алюмосиликатных пород вначале следует разделить их по минальным ассоциациям на отряды, группы и подряды А, В, Д′ и Д″, а затем для выделенных совокупностей отдельно строить количественные классификационные диаграммы. Диаграммы на рис. 2.3 и 2.4 четко (строго формально) и однозначно отрядные совокупности пород делят на группы и ряды без учета их генетической (родственной) связи. Дальнейшее деление пород на семейства и роды

без учета генетических связей между ними в большинстве случаев затруднительно.

Очевидно, что для совпадения диагностики по петрохимическим и минеральным параметрам (признакам) необходимо иметь точный аналитический материал, относящийся к конкретной пробе и конкретной породе. И это требование особенно касается „граничных" пород. Не корректно сопоставлять средние составы, вычисленные не только по массивам и плутонам, но и по комплексам и сериям.

2.3. Классификация алюмосиликатных горных пород на уровне семейств, родов и видов

Согласно определению семейства горных пород, данному в разделе 2.1, каждая минальная ассоциация табл. 2.2 и 2.3, представляющая подсистему общей оксидной девятикомпонентной системы, является петрохимической характеристикой отдельного семейства. Таких семейств, как это следует из табл. 2.2 и 2.3, набирается 228, чем, очевидно, и ограничивается теоретически возможное количество семейств для заданной компонентности системы. В простейшем случае расчетом химического состава породы в окисной форме на минальный определяется принадлежность данной породы к определенному семейству. А количественное различие минального состава пород одного семейства является основанием для объединения их в различные роды.

Как отмечалось выше (раздел 2.1), решение классификационного вопроса затрудняется, когда мы имеем дело с дифференцированными ассоциациями (совокупностями) пород, отдельные члены которых попадают в различные семейства. Тем не менее такой дифференцированный ряд пород должен быть отнесен к одному роду, если геологическими методами доказана их генетическая связь.

Таким образом, допускается принадлежность отдельных членов рода к разным семействам, как это наблюдается и в органическом мире. Такое становится возможным, когда соседние минальные подсистемы (и по „горизонтали", и по „вертикали" и не только одной группы и одного ряда) в ликвидус-солидусной области не имеют „термальных барьеров" и при фракционировании твердых фаз расплав может переходить из одной подсистемы в другую, т. е. процесс кристаллизации растягивается в „пространстве" от границ одного семейства к другому. Расплав другого состава производит другой род этих же семейств и так далее.

Семейства по соотношению натрия и калия имеет смысл разделять на натровые, натриево-калиевые и калиевые (см. выше). Кроме того, семейства одной „клеточки" табл. 2.2 и 2.3 отличаются друг от друга миналами титана и оксидов железа (Рут, Сф, Перов, Илм, Мт и Гем), что определяется соотношением концентраций FeO, Fe_2O_3, TiO_2 и Ca. Поэтому в случае необходимости в названии семейств можно использовать прилагательное, образованное от указанных миналов, например: ильменит-магнетитовое семейство.

Петрохимический род горных пород по своему рангу соответствует геологической серии пород.

Деление семейств на роды и виды может осуществляться по количественному соотношению своих типоморфных миналов. При этом могут быть рассмотрены различные варианты графического выражения классификаций: 1) строится диаграмма-график для каждого семейства, а типоморфный минал и значения $K^{Al}_{щел}$ используются для выбора нужной диаграммы; 2) для отдельных групп (например, для кварцнормативной) разрабатывается одна или две диаграммы, отражающие соотношения миналов соседних по „горизонтали" семейств, а щелочность (принадлежность к ряду) каждой данной породы показывается дополнительной характеристикой; 3) в общей групповой диаграмме щелочность (по значению $K^{Al}_{щел}$) показывается своей координатой (Дубровский, 1987б). Из-за ограниченности плоскостного изображения приходится либо сворачивать информацию, либо ее терять. В каждом из приведенных вариантов (исследователь сам может предложить еще не один вариант) имеются свои достоинства и недостатки, и выбор варианта (или вариантов) определяется целями и задачами исследования.

В настоящей работе в целях сокращения графического материала предлагается совмещенный вариант из 2) и 3). Недостатком этого варианта является то, что поля родов и видов пород различных рядов и серий накладываются друг на друга и поэтому приходится указывать их названия только для одного ряда. В том случае, когда названия родов и видов рядов пород различной щелочности и (или) типа щелочности не совпадают, строились две диаграммы (для групп II, V и VI). Следует отметить, что все диаграммы строились только для железомагнезиального отряда пород, поскольку из-за редкой встречаемости и неразработанности классификации пород кальциевого отряда не представляется возможности построить классификационные диаграммы. Практически в настоящее время такой отряд и не выделяют, хотя в этом имеется большой смысл.

Кроме того, необходимо иметь в виду, что роды одной группы и одного ряда, представленные определенными минальными ассоциациями (в клеточках таблиц), образуются в результате количественного изменения миналов данной клеточки, и поэтому границы между ними условные, устанавливаются по договоренности и могут меняться с накоплением новых данных. Границы между родами соседних рядов четкие и определяются сменой минальных ассоциаций, поэтому правильнее строить диаграммы для родов одного ряда.

Следует также обратить внимание на неодинаковую степень изученности групп пород, отсюда и на различную детальность и обоснованность классификации. В работе автора (Дубровский, 1987б) предложены варианты графического выражения классификаций на уровне родов и видов, но в связи с тем что со временем пришлось изменить понятие и соответственно объем породного рода, то в настоящей работе из-за ограниченности объема для примера рассмотрим по одной диаграмме

для первых трех групп железомагнезиального отряда плутонических пород как наиболее широко распространенных в природе. Название видов и их объемы заимствованы из работ (Заварицкий, 1956; Магматические породы..., 1983).

2.3.1. Классификация кварцнормативной группы горных пород

Деление каждого семейства кварцнормативной группы плутонических пород на роды и виды осуществляется по содержанию минала Кв (как это делается в минералогической классификации по содержанию реального кварца) и по величине полевошпатового отношения (Аб+ + Ан) · 100/(Аб + Ан + Ор). На диаграмме (рис. 2.5) показаны роды и виды пород для ряда В, первого семейства с минальной ассоциацией: Кв, Ор, Аб, Ан, (Эн + Фс), (Эн + Фс + Во), Мт, Илм. Оставлены границы и соответствующие названия породных видов, которые определены в петрографии по количественно-минеральному составу (Заварицкий, 1956), хотя их поля могут в той или иной мере не совпадать при использовании диаграммы типа на рис. 2.5 для количественно-минеральной классификации.

В этой группе ранее выделялись следующие семейства (Дубровский, 1987б, рис. 2): 1) диоритов–сиенитов; 2) кварцевых диоритов–кварцевых сиенитов; 3) тоналитов–граносиенитов; 4) гранитов; 5) лейкогранитов, т. е. семейства различались по содержанию нормативного кварца. Представляется мало вероятным образование таких совокупностей пород из единого расплава. Вероятнее „вертикальные" генетические связи между породами. Поэтому предлагается в этом семействе выделять следующие роды: 1) Апш-сиениты–Апш-граниты; 2) сиениты–лейкограниты; 3) монцодиориты–лейкограниты; 4) диориты–плагиограниты. Сходные члены родов являются разновидностями пород. Петрохимические виды пород по нормативным „темноцветным" миналам малочисленны и четко соответствуют рядам по щелочности: низкощелочные породы в норме содержат Алс и Опр, породы нормальной щелочности – Опр и Мпр, щелочные – Опр, Мпр, Эг и (Нс + Кс), а их соотношения могут изображаться направлением и длиной вектора у фигуративной точки.

Классификационная диаграмма на рис. 2.5 представляет собой сочетание трех полей пяти петрохимических характеристик. Верхнее левое поле отражает соотношение Кв : Пш : Тц (Опр + Алс или Опр + + Мпр + Эг + Нс + Кс), правое верхнее поле – содержание Кв и полевошпатовое отношение, нижнее поле – значения $K^{Al}_{щел}$ и полевошпатовое отношение. По такому же принципу построены классификационные диаграммы и для остальных групп, за исключением оливиннормативной (натровой). Как указывалось выше, выделенные на диаграмме видовые поля пород соответствуют ряду нормальной щелочности. Естественно, уменьшение или увеличение щелочности будет изменять как границы

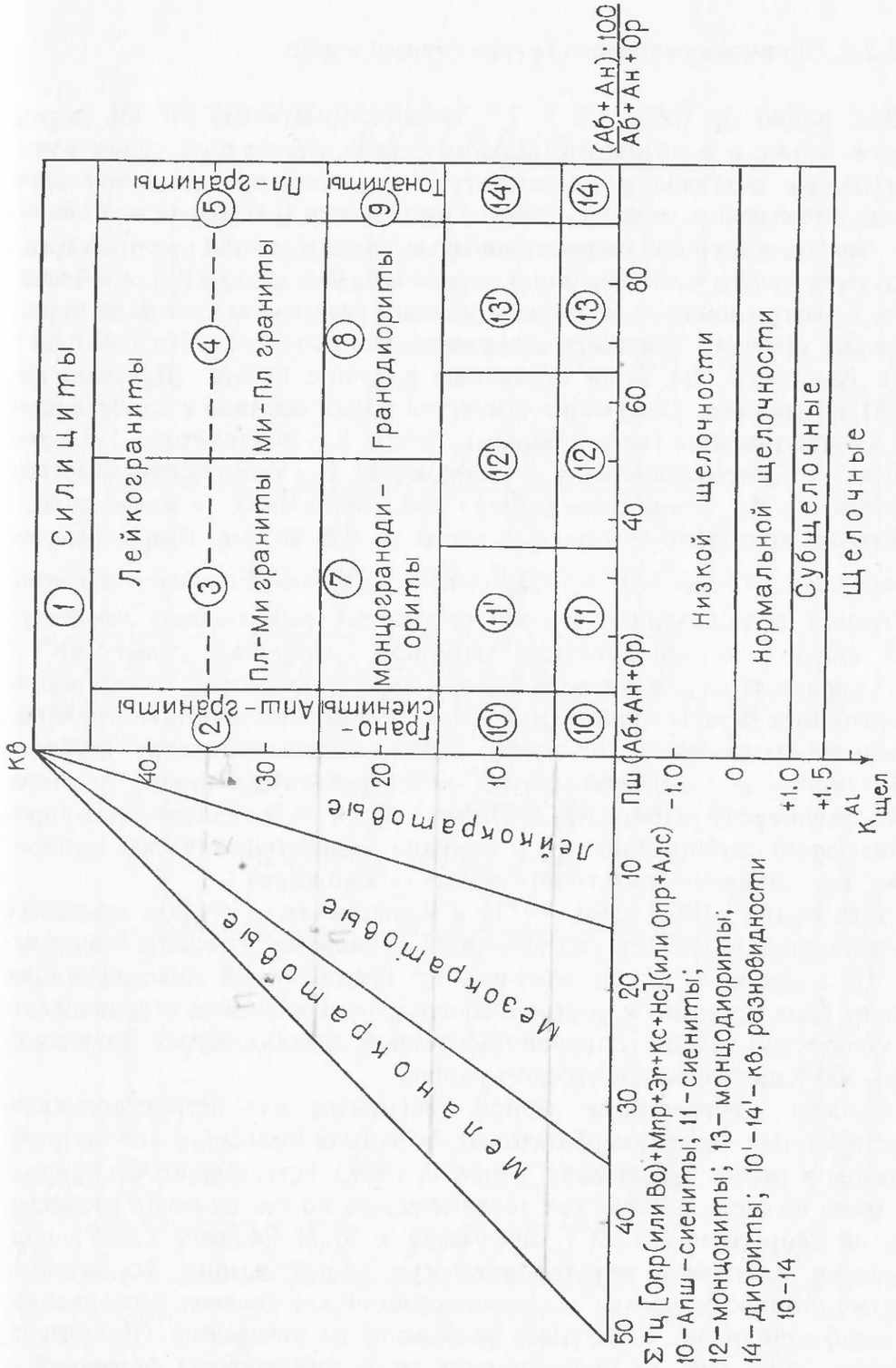


Рис. 2.5. Классификационная диаграмма для кварцнормативных пород на уровне родов и видов.

полей, так и номенклатуру видов. Примеры использования графической классификации кварцнормативных пород можно найти в работе автора (Дубровский, 1987а).

2.3.2. Оливиннормативная группа горных пород

Как видно из табл. 2.2 и 2.3, оливиннормативная группа пород имеется только в железомагнезиальном отряде. Кроме того, существуют значительные различия в номенклатуре и классификации пород этой группы, обладающих разным уклоном щелочности (натриевой или калиевой). Наиболее широко распространенные породы данной группы характеризуются явным преобладанием натрия в сумме щелочей, т. е. обладают натровым уклоном. Классификационным признаком для таких пород на уровне семейств считалось содержание Ол (Фо + Фа) и Пл (Аб + Ан + + Ор) (рис. 2.6). По этим признакам в работе автора (Дубровский, 1987б) выделялись следующие семейства в соответствии с классификацией (Магматические горные породы, 1983): 1 – оливинитов; 2 – перидотитов; 3 – пироксенитов; 4 – габброидов; 5 – анортозитов (плагиоклазитов), а по соотношению Опр · 100/(Опр + Мпр) – виды пород, номенклатура и поля которых указаны на диаграмме. При основном плагиоклазе (>50 % Ан) и $Кв_{нор}$ вместо $K^{Al}_{щел}$ откладывается значение последнего с выделением кварцнормативных габброидных семейств.

В связи с новым понятием терминов (таксонов) „семейство" и „род" предлагается для примера вариант выделения теоретических родов для исходных базальтоидных расплавов, попадающих в объем первичного выделения оливина: 1 – оливинит–верлит–клинопироксенит–габбро–габбро-норит; 2 – оливинит–верлит–вебстерит–габбро-норит; 3 – оливинит–гарцбургит–вебстерит–габбро-норит; 4 – оливинит–ортопироксенит–норит–габбро-норит; 5 – оливинит–троктолит–габбро–габбро-норит; 6 – оливинит–троктолит–норит–габбро-норит.

Т. Н. Ирвин (1983, табл. 9–11) в зависимости от состава исходных базальтоидных расплавов рассматривает возможные варианты образования 18 ассоциаций пород, которые по предлагаемой классификации должны быть отнесены к родам. Очевидно, этим числом не ограничивается количество родов оливиннормативных базальтоидных расплавов нормальной щелочности натрового уклона.

Пример использования данной диаграммы для петрохимической классификации базит-гипербазитовых формаций Кольского полуострова приведен в работе (Докучаева, Ефимов, 1987). Естественно, что природные роды не столь полные как теоретические, но все их легко распределить по теоретическим. В. С. Докучаева и М. М. Ефимов (1987) подчеркивают различную металлогеническую специализацию формаций с оливин-ортопироксеновым и оливин-клинопироксеновым направлениями дифференциации. Несколько особняком на диаграмме (Докучаева, Ефимов, 1987, рис. 3) располагаются роды габброидных формаций – габбро-анортозитовых, габбро-лабрадоритовых. Тренды дифференциа-

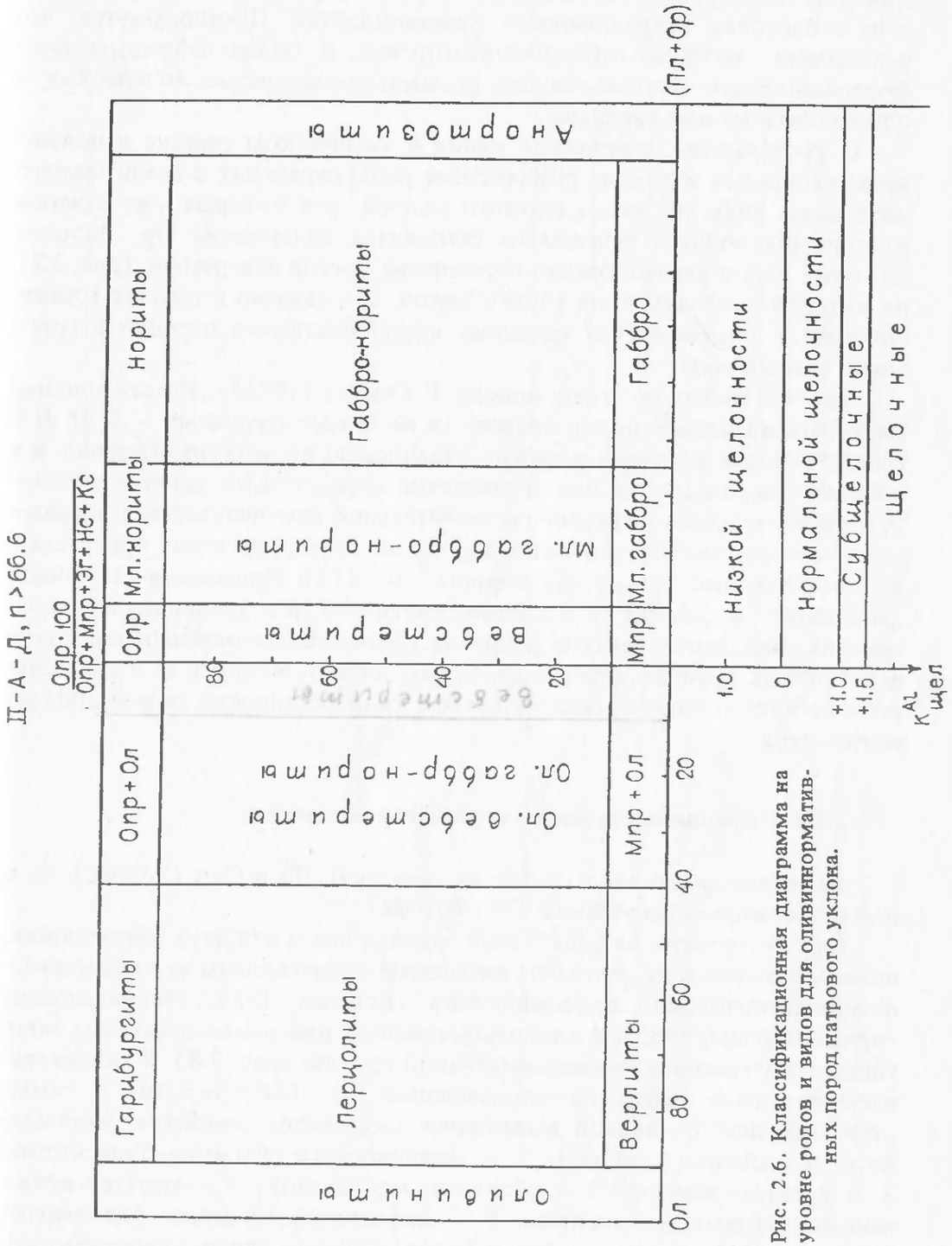


Рис. 2.6. Классификационная диаграмма на уровне родов и видов для оливиннормативных пород натрового уклона.

ции этих формаций характеризуются широким диапазоном количества реального и нормативного плагиоклаза (50–95 мас. %) и значительными колебаниями в соотношении нормативных орто- и клинопироксенов. Для отдельных родов (Колвицкий массив габбро-анортозитов) установлена агпаитовая неправленность кристаллизации. Предполагается, что исходными магмами габбро-анортозитовых и габбро-лабрадоритовых формаций были соответственно высокоглиноземистые толеитовые и оливин-базальтовые расплавы.

С увеличением содержания калия в химическом составе и появлением калишпата в породе габброидные роды переходят в сиенит-монцонитоидные роды натрово-калиевого уклона, для которых уже важным классификационным признаком становится содержание Ор. Поэтому для этих родов целесообразно применение другой диаграммы (рис. 2.7), на которой показаны поля только видов. Это связано с тем, что классификация и номенклатура калиевых пород различных отрядов и групп слабо разработаны.

Вот что пишет по этому поводу Т. Сахама (1976): „Классификация калиевых щелочных пород сложна (и не только щелочных – *Д. М. И.*). Существующие названия породам давались по их местонахождению и в основном используются для обозначения пород только данного региона. Это обстоятельство объясняется значительной изменчивостью минералогического состава описываемых пород; во многих регионах присутствуют свойственные только им породы" (с. 113). Применение терминов „монцонит" и „сиенит" и в кварцнормативной, и в оливиннормативной группах, как использование и других терминов для определения видов в различных группах (например, уртит, ийолит, мельтейгит и др.), свидетельствует о недостатках и слабой разработанности номенклатуры магматитов.

2.3.3. Нефелиннормативная группа горных пород

Нефелиннормативная группа не содержит Лц и Опр (Эн + Фс), но в ней обязательно присутствует Ол (Фо + Фа).

Для 1-го семейства ряда В этой группы, как и для двух предыдущих, названия видов и их „поля" на диаграмме заимствованы из количественно-минералогической классификации (Елисеев, 1957; Магматические горные породы, 1983), а классификационная диаграмма построена однотипно с диаграммой кварцнормативной группы (рис. 2.8). В рассматриваемой группе пород по соотношению Нф, (Аб + Ан + Ор) и сумме „темноцветных" миналов выделялись следующие семейства (нормального и щелочного рядов): 1 – нефелиновых сиенитов–пуласкитов; 2 – уртитов–ювитов; 3 – ийолитов–малиньитов; 4 – мельтейгитов–меланократовых малиньитов; 5 – нефелиннормативных (щелочных) габброидов; 6 – якупирангитов (нефелиннормативных пироксенитов). Сейчас предлагается выделять следующие наиболее широко распространенные роды: 1 – уртит-ювит-нефелиновый сиенит; 2 – ийолит-малиньит-нефелиновый сиенит; 3 – мельтейгит-меланократовый малиньит–нефе-

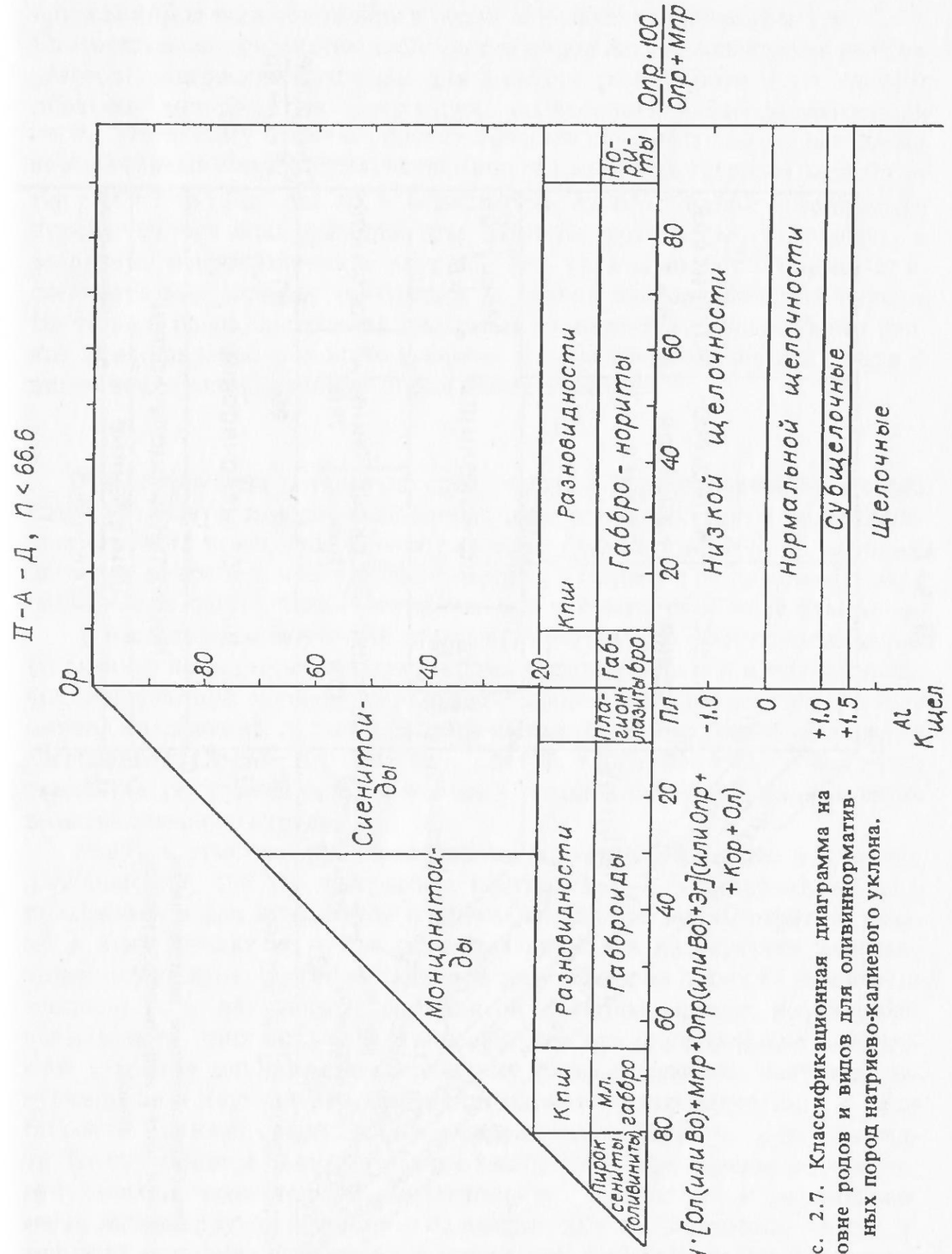


Рис. 2.7. Классификационная диаграмма на уровне родов и видов для оливиннормативных пород натриево-калиевого уклона.

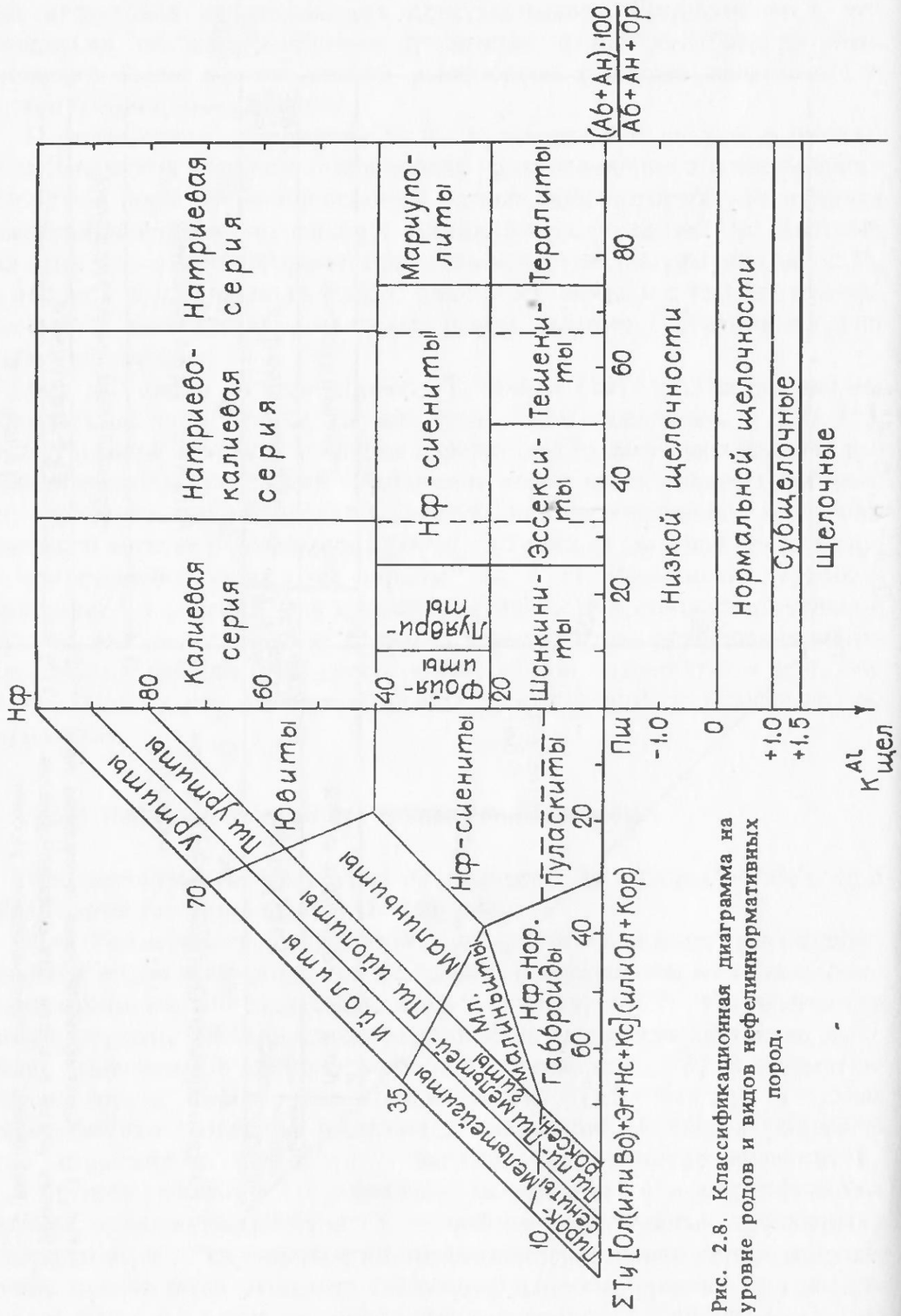


Рис. 2.8. Классификационная диаграмма на уровне родов и видов нефелиннормативных пород.

линовый сиенит; 4 – пироксенит (якупирангит) –нефелиннормативные габброиды–пуласкиты. Наиболее употребительные названия видов этой группы пород и их положение в родах показаны на диаграмме (рис. 2.8). Соответственно изменению щелочности пород может возникнуть необходимость построения диаграмм для каждого ряда. Кроме того, следует обратить внимание на следующую особенность нефелинсодержащих пород. Поскольку нефелин, иногда представляющий в некоторых видах пород главный породообразующий минерал, является твердым раствором Нф + Аб + Клс + Лц + Ан, то в зависимости от его состава и количества породы одного вида (мельтейгиты, ийолиты, уртиты) могут попадать в различные петрохимические группы. Так, уртиты имеют в норме Лц и, следовательно, должны относиться к другой петрохимической группе. Но только после построения диаграмм состояния возможно более полное представление о количественном и качественном составе родов и видов нефелиннормативных пород обоих отрядов.

Классификации остальных групп горных пород разработаны очень слабо. Варианты классификационных диаграмм этих групп для отдельных семейств приведены в работе автора (Дубровский, 1987б), которые надо рассматривать как предварительные, и потому с появлением новых данных они могут быть дополнены и в той или иной мере изменены.

В настоящей монографии излагаются результаты физико-химического анализа ликвидус-солидусной области частных систем и полной восьмикомпонентной системы, отражающей процесс кристаллизации горных пород, химический состав которых выражается следующей минальной ассоциацией: Ор, Аб, Ан (Эн + Фс), (Эн + Фс + Во), (Фо + Фа) – часть 1-го семейства (не учтены окислы железа и титана), II группы, ряда В, железомагнезиального отряда.

Следует отметить, что приведенные в настоящей работе и в работе (Дубровский, 1987б) диаграммы построены для плутонитов, но они применимы и для вулканитов и алюмосиликатных метаморфитов, только в этих случаях не нужно обращать внимания на названия видовых полей плутонитов. При сопоставлении родов и видов пород из различных классов, т. е. плутонитов, вулканитов и метаморфитов, необходимо учитывать их генетические особенности. Так, при определенном химическом сходстве двух представителей из разных классов, например из вулканитов и плутонитов, говорят об магматических аналогах, т. е. если бы магма вулканогенной породы остановилась на глубине, то мы получили бы плутонический аналог. Такое заключение справедливо до некоторой степени относительно „эвтектических" гранитных и риолитовых магм. Магмы других составов – от пикритовых до дацитовых – в плутонических условиях практически всегда при кристаллизации дифференцируют, давая серии (петрохимические роды) комплементарных пород, отдельные члены которых по химическому составу могут быть сходны с определенными вулканитами (магмами). Но в данном случае сопоставляются не магмы, а плутонические кристаллизаты определенного этапа

кристаллизации магмы (другого состава), с одной стороны, и вулканиты, чаще всего отражающие состав исходной магмы, – с другой. Так что аналогия здесь кажущаяся. И поэтому остается не решенным вопрос: каким образом и (или) из какого субстрата генерируются магмы вулканических серий базальт–андезит–дацит–риолит, в то время как плутоническая непрерывная ассоциация (серия) габбро–диорит–кварцевый диорит–гранодиорит–гранит, очевидно, образуется при кристаллизационной дифференциации одной андезито-базальтовой или андезитовой магмы (судя по соотношению пород ассоциации).

При применении петрохимических данных в комплексных классификациях и сопоставлении вещественного состава по данным минералогического и химического анализов не должно смущать отсутствие тождества (полного совпадения) минерального и минального составов и надо всегда помнить, что миналы – это компоненты, а минералы – фазы одной и той же системы. Должно быть их четкое соответствие, которое и проверяется принадлежностью минеральной и минальной ассоциаций к одной физико-химической системе. Это легко можно делать при наличии физико-химических диаграмм, отражающих фазовые равновесия групповых систем. К настоящему времени имеются такие диаграммы для кварцнормативных пород (Дубровский, 1984, 1987а), и в данной работе приведены диаграммы – модели для оливиннормативных пород.

Проверка соответствия минерального и минального состава для остальных групп менее надежна и ограничивает появление в реальном составе минерала, менее насыщенного SiO_2, чем типоморфный минал. Проверку соответствия щелочности минальной ассоциации по рядам со щелочностью реальных минералов можно осуществлять сравнением петрохимических данных с реальными минеральными ассоциациями и составом минералов. Так, породы низкощелочного (высокоглиноземистого) ряда (ряд А Fe-Mg отряда) должны содержать глиноземистые минералы – слюды (глиноземистые), алюминиевые гранаты, кордиериты, алюминиевые шпинели; при низкой степени пересыщения алюминием возможна ассоциация биотита с амфиболом (высокоглиноземистого), но в породах этого ряда не может присутствовать моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда. Состав плагиоклаза пород ряда А может быть различный. Для пород нормальной щелочности (ряда В) характерны диопсид-геденбергитовый пироксен, обыкновенная роговая обманка (ряда гастингсит-паргасита) с биотитом; плагиоклаз также различного состава; а для пород высокой щелочности (ряда $Д_1$ и $Д_2$) – субщелочные и щелочные пироксены и амфиболы, высокощелочные и высокожелезистые (как правило) биотиты и альбитовый плагиоклаз (<10 % Ан). Наличие соответствия минального и минерального составов говорит о хорошем качестве анализов.

Вероятно, способы пересчета данных химического анализа на реальные минералы – П. Ниггли, А. Ритмана и М. Стефановой – также можно использовать для проверки соответствия химического и минерального составов. Другого смысла в таких пересчетах автора настоящей работы не видит.

Следует сказать несколько слов о дополнительных характеристиках, традиционно применяемых в петрохимии, и которые отчасти уже использовались в классификационных диаграммах. По определенным характеристикам устанавливается принадлежность породы к той или иной совокупности (ассоциации). К ним относятся:

1) нормативный номер плагиоклаза – $Ан^{Пл}_{нор} = \frac{Ан \cdot 100}{Аб + Ан}$ (мол. кол., причем Аб – $NaAlSi_3O_8$);

2) нормативная железистость „темноцветного" минала – $f^{Опр}_{нор} = \frac{Фс \cdot 100}{Эн + Фс}$ (мол. кол.) или $f^{Ол}_{нор} = \frac{Фа \cdot 100}{Фо + Фа}$ (мол. кол.); по этой характеристике в Mg-Fe отряде (см. выше) определяются уклоны: $f_{нор} > 66.6$ – железистый уклон, $f_{нор} = 66.6–33.3$ – Mg-Fe уклон, $f_{нор} < 33.3$ – магнезиальный уклон;

3) тип щелочности – $n = \frac{Na \cdot 100}{Na + K}$ (атом. кол.) либо $n = \frac{(Аб + Нф) \cdot 100}{Ор + Аб + Нф}$ (мол. кол.), либо $n = \frac{Нф \cdot 100}{Ор + Лц + Нф}$ (мол. кол.), либо $n = \frac{Нф \cdot 100}{Лц + Кф + Нф}$ (мол. кол.), либо $n = \frac{Нф \cdot 100}{Кф + Нф}$ (мол. кол.); по значению n определяются уклоны: при $n > 66.6$ – натриевый уклон, $n = 66.6–33.3$ – натриево-калиевый уклон, $n < 33.3$ – калиевый уклон.

Указанные параметры (характеристики) могут быть показаны на одной корреляционной диаграмме (рис. 2.9). Диаграмма отражает изменение данных параметров в процессе кристаллизации единой магмы и дифференциации кристаллизатов. Эту диаграмму можно использовать и для сопоставления серий пород, образованных из различных магм.

Описанная петрохимическая классификация Al-Si пород, основанная

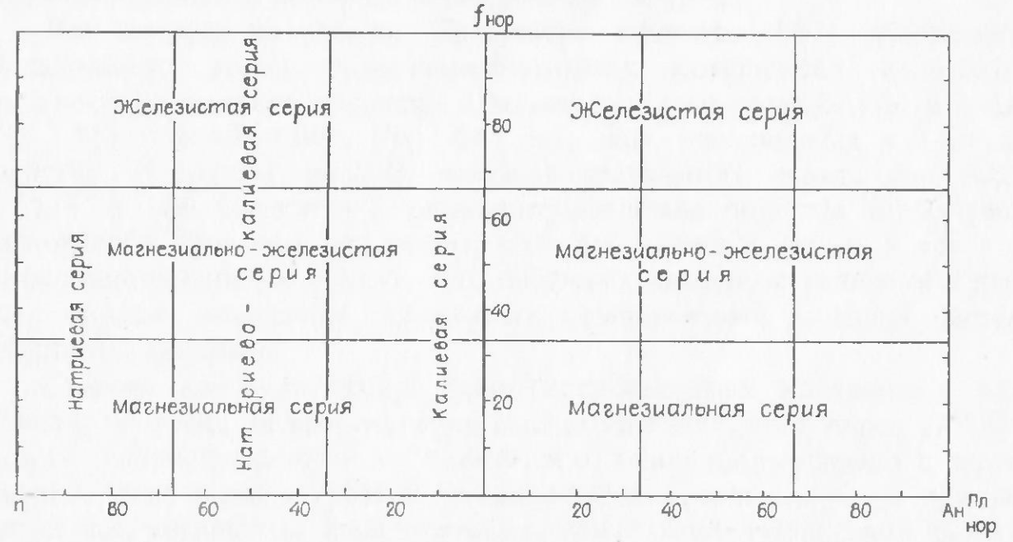


Рис. 2.9. Корреляционная диаграмма дополнительных петрохимических характеристик n, $f_{нор}$, $Ан^{Пл}_{нор}$.

на минальном (нормативном) составе пород – упорядоченной химической информации, отличается четкостью и однозначностью, т. е. отвечает современным требованиям, предъявляемым к классификационным схемам. В ней соблюдается многоступенчатость классификации: выделенные отряды, группы и ряды пород по одним признакам, а затем более дробно по другим признакам делятся на семейства, роды и виды. Подчеркивается, что границы между отрядами, группами, рядами и семействами строго определенные, а между родами и видами одного семейства условные, проводятся по договоренности и допускают творчество исследователей. Эта особенность горных пород легко объясняется с физико-химической точки зрения. Миналы каждого семейства являются компонентами физико-химической подсистемы, а, как известно, каждая подсистема отличается от другой подсистемы набором компонентов. Внутри подсистемы различия будут только в количественном соотношении миналов в зависимости от исходного состава расплава (или субстрата метаморфической породы). Графическое выражение классификации в виде диаграмм позволяет наглядно производить сопоставление большого количества материала.

Естественно, что предлагаемая петрохимическая классификация Al-Si пород отличается от классификации магматических пород петрографического комитета (Магматические горные породы, 1983), поскольку она основана на других принципах. В данной работе не представляется возможным подробно останавливаться на их различии, а достоинства и недостатки той и другой выявятся в процессе их использования. „Работоспособность" настоящей классификации на уровне групп и рядов, а также на уровне семейств, родов и видов трех первых групп проверялась при проведении научно-исследовательских работ 1981–1989 гг. в Геологическом институте КНЦ РАН и получила одобрение научных сотрудников.

3. ВЫБОР КОМПОНЕНТОВ, СИСТЕМЫ И МОДЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ ПОРОД НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

3.1. Выбор компонентов и системы

В работе автора (Дубровский, 1984) подчеркивалось, что все минеральные разновидности гранитоидов могут быть в упрощенном виде (без акцессорных минералов) описаны системой, составленной из 9 окислов – Na_2O, CaO, K_2O, FeO, Fe_2O_3, MgO, Al_2O_3, SiO_2 – и H_2O. Правильнее было бы сказать, что этими окислами можно описать процессы образования всех возможных алюмосиликатных пород. Но моделирование в рамках окисной системы – колоссально сложная задача. Она несколько упрощается, если эту сложную мегасистему разбить на минальные системы, что делается довольно просто с учетом способа пересчета CIPW (см. главу 2). Приведенные в табл. 2.2 и 2.3 минальные ассоциации по своей химической сущности представляют (являются) самостоятельные системы, компонентами которых выступают миналы – двойные и тройные химические соединения окислов.

Как следует из работы (Докучаева, Ефимов, 1987), абсолютное большинство пород базит-гипербазитовых комплексов Кольского полуострова сложено следующей минальной ассоциацией: Ор, Аб, Ан, (Эн + Фс), (Эн + Фс + Во), (Фо + Фа), Мт, Илм, относящейся к 1-му семейству, II группы, ряда В, железомагнезиального отряда (см. табл. 2.2), т. е. они относятся к оливиннормативным породам нормальной щелочности. Имеются три пробы, которые попали в ряд А, и две – в нефелиннормативную группу, что, очевидно, связано с наличием в данных породах минералов, сложенных компонентами соседних систем (шпинель, амфибол).

Степень дифференциации базит-гипербазитовых комплексов различная, но тренд дифференциации высокомагнезиальных пород ($f<25$) строго однонаправленный – начинается от оливиннормативных с постепенным увеличением степени насыщенности кремнеземом, и практически все комплексы перидотит-пироксенит–габбро-норитовой формации заканчивают кристаллизацию кварцнормативными породами, содержащими реальный кварц (Докучаева, Ефимов, 1987). Кварцнормативные

породы имеются и в формации габбро-анортозитов. Такая особенность дифференциации базальтоидных магм (как исходных для расслоенных комплексов) характерна не только для Кольского полуострова. Она отмечается для всех регионов распространения дифференцированных интрузивов (Уэйджер, Браун, 1970; Ярошевский и др., 1981; Ирвин, 1983; Ефимов, 1984, и др.). Указанная особенность рассматриваемых комплексов совершенно однозначно свидетельствует о том, что при условиях их формирования, по крайней мере в высокомагнезиальных системах ($f<25$), отсутствовал „пироксеновый" барьер, т. е. основные фазовые превращения происходили в объеме (в пределах) кварцнормативной системы.

Следовательно, системы I и II групп для условий становления магнезиальных базальтоидных пород являются сопряженными и не могут рассматриваться отдельно одна от другой, особенно система II группы.

Что же касается более железистых (f=25–50) исходных расплавов (например, исходный расплав Скергаардской интрузии), то их кристаллизация происходит несколько по-другому, вплоть до появления ассоциации Ол + Кв. Такими же особенностями обладают сиенитоидные и монцонитоидные дифференциаты, имеющие калиевый уклон и участвующие в строении дифференцированных монцонит-сиенит-граносиенитовых комплексов.

Поэтому, чтобы разобраться в физико-химической сущности формирования дифференцированных комплексов с преобладанием оливиннормативных пород, придется проводить физико-химический анализ не только оливинсодержащих систем, но и кварцсодержащих. Это можно осуществить, выбрав такую минальную ассоциацию, которая включала бы в себя одновременно две названные системы. Такому требованию отвечает система со следующим набором минальных компонентов: Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O. Эта система является подсистемой восьмикомпонентной окисной системы SiO_2–Al_2O_3–FeO–MgO–CaO–K_2O–Na_2O–H_2O, поскольку частная система Фо–Фа–Ди–Гед является взаимной трехкомпонентной системой (см. раздел 5.1).

В выбранной минальной системе (до уровня f = 78 %) химическое взаимодействие Кв и (Фо + Фа) с получением Опр (Эн + Фс) приводит к образованию двух нужных нам подсистем: Кв–Ор–Аб–Ан–Эн–Фс–Ди–Гед–H_2O и Ор–Аб–Ан–(Эн + Фс)–(Фо + Фа)–(Ди + Гед)–H_2O, которые также являются подсистемами восьмикомпонентной окисной мегасистемы только со строго определенной степенью насыщенности кремнеземом (кварцнормативная и оливиннормативная) и глиноземом (нормальный ряд по щелочности). Приведенный прием разделения окисной мегасистемы на минальные системы (подобно триангуляции в тройных окисных системах) облегчает анализ фазовых превращений в них, о чем говорит опыт разработки минальных диаграмм „гранитных" систем (Дубровский, 1984, 1987а). Экспериментаторы к этому пришли еще раньше. Когда они в качестве компонентов брали окислы, то им приходилось изучать широкие поля на диаграммах, которые не имели прямого отношения к природным минеральным ассоциациям.

Современные эксперименты, особенно в области ликвидус-солидусных превращений, проводятся, как правило, в минальных системах. Причем всегда должно быть пояснение относительно соотношения окисных и минальных систем, поскольку последние довольно часто представляют собой определенные сечения первых. Особенно широко распространенные сечения – это минальные системы определенной насыщенности кремнеземом и (или) глиноземом. Экспериментально доказано отсутствие окислов в силикатных расплавах, по крайней мере при отношении металл–кремнезем, близком к единице (Новиков, Патук, 1988).

Итак, для моделирования процессов образования оливиннормативных пород нормальной щелочности выбрана восьмикомпонентная система I–II. В. 8 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, которой могут быть описаны различные комплексы, сложенные ассоциацией пород от оливинитов до гранитов натриевого и калиевого уклонов.

3.2. Выбор модельных условий

При обосновании модельных условий для гранитных систем (Дубровский, 1984, 1987а) приводились аргументы в пользу условий полного насыщения расплавов летучими до начала кристаллизации. Поскольку объектом исследования данной работы являются магматические породы, то все рассуждения, касающиеся гранитных расплавов, полностью относятся и к другим – толеитовым, оливин-базальтовым, латитовым и трахитовым, тем более что в последнее время все чаще появляются публикации, подтверждающие принятые условия. Остановимся только на тех работах, которые касаются общей проблемы, а также базальтовых и трахитовых магм. Сразу же следует отметить, что в фундаментальной сводке по флюидным включениям в минералах Э. Реддера (1987), которая на английском языке вышла в 1984 г., отсутствуют сведения по рассматриваемым породам. Поэтому в работах, касающихся вопросов количества и качества летучих в базальтоидных магмах и их влияния на фазовые превращения, высказывались суждения, основанные на наблюдениях при извержении вулканов и общетеоретических построениях.

Прежде всего здесь уместно привести замечание Э. Реддера относительно нахождения летучих в магмах: „В течение более 100 лет, начиная с ранних экспериментов, выполненных во Франции Добре и Сент-Клером Дёвилем, по изучению влияния минерализаторов на поведение пород и минералов, в геологической литературе велись споры на тему летучих в магмах. И на протяжении всего этого времени в распоряжении исследователей были образцы реальной магмы в виде расплавных включений, в каждом из которых имелся по крайней мере частичный, а возможно, и полный набор летучих". Вероятно, это было связано с техническими возможностями выделения летучих из включений и аналитическими возможностями определения концентраций веществ из малых навесок.

Далее приведем краткий обзор публикаций, касающихся летучих в магмах, породах и минералах и приближающихся к рассматриваемой проблеме.

Харрис П. и др. (1972, с. 168) также отмечали, что факторы, контролирующие интрузивное или эффузивное поведение гранитных и базальтовых магм, можно отнести и к магмам других типов. Сохранению магмы в жидком состоянии до атмосферных условий, по их мнению, благоприятствуют:

1) небольшое содержание воды и других летучих;

2) химический состав, обусловливающий минимальное понижение ликвидуса растворенной в магме водой;

3) большой интервал температур между ликвидусом и солидусом.

И наоборот, кристаллизации магмы на глубине способствуют:

1) высокое содержание воды и других летучих;

2) максимальное понижение ликвидуса в результате растворения в магме воды под давлением;

3) небольшой интервал температур между ликвидусом и солидусом.

Наблюдения над извержениями вулканов и анализ экспериментальных данных по системе Ди–Ан–H_2O привели Х. Йодера (1979, с. 200) к выводу, что спад давления может также вызывать достижение ненасыщенной магмы состояния насыщения. Освобождающаяся газовая фаза, занимающая значительно больший объем по сравнению с тем, какой она имела в растворенном состоянии, действует при взрывных извержениях магмы как метательное взрывчатое вещество. Вспузыривание (отделение летучих) магмы может происходить, заключает Х. Йодер, совершенно независимо от содержания в ней кристаллов, хотя кристаллизация ускоряет этот процесс. Поэтому для эксплозивного извержения нет никакой необходимости в том, чтобы магма достигла условия моновариантности (т. е. попадала на ликвидус, где совместно с расплавом и газом присутствовали кристаллы). По мнению Х. Йодера, базальтовые магмы большей частью достигают поверхности спокойно и содержание летучих в них исключительно низко.

Маури, Де'Арко и Броус (Maury, D'Arco, Brousse, 1980) отмечают, что, судя по $T_{кр}$ и f_{O_2} и наличию фенокристов Амф и Би, кристаллизация К-гавайитов, муджиеритов, бенморитов и риолитов вулканического комплекса Монт-Доре происходила при высоком давлении воды, температурный интервал кристаллизации 700–1000 °С.

Щекина Т. И. и др. (1984) провели экспериментальное изучение плавления миаскитов в интервале давления $P_{H_2O} = P_{общ} = 1.5–6$ кбар и температуры 660–800 °С и по порядку плавления минералов, в сопоставлении с последовательностью кристаллизации по петрографическим данным, оценили формирование массива миаскитов следующими термодинамическими параметрами: $T = 700–800$ °С, $P_{H_2O} = 4–5$ кбар.

Н. В. Бердников и В. С. Прихотько (1981) в результате изучения флюидных включений в мегакристаллах клинопироксена из неоген-четвертичных базальтоидов Сихотэ-Алиня предполагают, что дегазация базальтоидных расплавов начинается на глубинах более 40 км (давление $11.2 \cdot 10^8$ Па) и носит существенно углекислотный характер. Содержание CO_2 в расплаве к моменту дегазации составляло несколько процентов. На глубине порядка 20 км (давление около $6 \cdot 10^8$ Па) начинается

выделение не только углекислоты, но и воды. К этому моменту содержание CO_2 в расплаве снизилось до одного процента. Хотя оценка глубины дегазации вызывает сомнения, но в данном случае важно доказательство факта дегазации расплава со снижением давления.

В работе (Bottinga, Weill, Richet, 1981) проанализированы литературные данные по растворимости летучих в различных магмах до $P = 30$ кбар в интервале $T = 750–1100$ °С и сделан вывод, что сильно недосыщенные кремнеземом магмы при высоких значениях давления содержат, по-видимому, значительные количества CO_2 и H_2O, тогда как толеитовые магмы практически „сухие". Очевидно, имеются в виду магмы, излившиеся на поверхность Земли.

Белкин Х. и др. (Belcin et al., 1985) после изучения флюидных включений в минералах нодулей делают заключение, что оба типа нодулей (кумулятивных и „скарновых") являются продуктами кристаллизации из расплава, содержащего сверхкритические эмульсионные глобули CO_2.

Т. М. Герлах (Gerlach, 1986) предложил модель экссолюции H_2O, CO_2 и S из магмы вулкана Килауэа, согласно которой отделение значительной части CO_2 происходит при давлении свыше 10 МПа, в то время как сера и вода отделяются из поднимающейся магмы на небольших глубинах, где давление не превышает 2–3 МПа.

В. С. Каменецкий и др. (1986) по флюидным включениям в клинопироксене занимались определением содержания воды в гавайитовом расплаве вулкана Этна (о. Сицилия) и пришли к выводу, что кристаллизация пироксена происходила совместно с оливином, плагиоклазом и титаномагнетитом из гавайитового расплава, насыщенного флюидными компонентами, при $T = 1070–1090$ °С в интервале 1–4 кбар по давлению. Состав флюида при этом меняется от существенно углекислого до водно-углекислого.

И. П. Соловова и др. (1986) после изучения флюидных включений в минералах высококалиевых базальтов восточного Памира заключают: „Можно с достаточной долей уверенности считать, что формировавший дайки щелочной расплав был насыщен летучими компонентами (H_2O, соединениями хлора и серы), накапливающимися в ходе кристаллизации в остаточном расплаве" (с. 97).

Холлевей и Джекобсон (Holloway, Jakobsson, 1986) подтвердили установленную ранее А. А. Кадиком (1973) особенность обогащения флюида CO_2 по сравнению с расплавом: в расплаве летучие имеют существенно более низкое отношение H_2/H_2O и более высокое CO/CO_2, чем в равновесном флюиде.

По данным (Schwab, Freisleben, 1988), ультраосновные ксенолиты богаты первичными и вторичными флюидными включениями CO_2, плотность которой в оливине 1.00–1.08 г/см^3, а в пироксене 1.11–1.17 г/см^3.

Очевидно, приведенной информации вполне достаточно, чтобы сделать вывод о том, что изливающаяся на поверхность магма, как и магма, сформировавшая интрузивные породы, доступные в настоящее время для наблюдения, еще до начала кристаллизации была насыщена летучими.

В таком случае необходимо рассмотреть по крайней мере два варианта условий насыщения. Первый – когда магма представляется изначально насыщенной летучими на месте генерации, второй – когда насыщение магмы летучими, содержащимися в ней или поступающими извне, происходит в результате перемещения ее в верхние горизонты Земли и снижения литостатического давления.

Рассмотрим условия и вероятность реализации этих вариантов. Полное насыщение магмы летучими на месте генерации возможно лишь при условии поступления летучих извне (гипотеза Д. С. Коржинского о трансмагматических флюидах), поскольку ни в нижней коре, ни в верхней мантии, наиболее вероятных зон генерации расплавов, нет достаточного количества летучих для полного насыщения образующихся магм. Тогда в зависимости от состава флюида расплав либо покинет место генерации, либо нет. Поскольку ликвидусы и солидусы алюмосиликатных расплавов в равновесии с существенно водным флюидом имеют отрицательный наклон на P–T проекции (рис. 3.1), то такие расплавы не смогут подняться в верхние горизонты Земли.

Насыщение расплавов существенно углекислым флюидом не препятствует перемещению их к поверхности Земли, так как солидусы и ликвидусы таких расплавов имеют на P–T проекции положительный наклон и высокую температуру. Реализация этих двух случаев исключает возможность образования интрузивно-плутонических пород. Кроме того, согласно этой гипотезе (Коржинский, 1967, 1973б), состав магм определяется составом флюидов и степенью проработки или субстрата, или магмы (метамагматизм) и практически не зависит от состава исходного субстрата. Если бы это было так всегда, то не было бы повторяемости широко распространенных магматических формаций, комплексов пород и отдельных видов пород. Совпадения были бы чисто случайными. Повторяемость магматических пород во времени и пространстве обусловлена, вероятнее всего, строгими физико-химическими процессами генерации исходных (первичных) магм и прежде всего степенью плавления сравнительно однородного субстрата, которая в свою очередь зависит от положения котектик, поверхностей и объемов плавления в определенных системах (состав субстрата, количество и качество летучих) и термодинамических условий (P и T).

Против мантийных „трансмагматических" флюидов активно выступают В. С. Попов (1975) и В. В. Хлестов (1975). По мнению В. С. Попова, главным источником воды в базальтовых расплавах служат гидроксилсодержащий минерал субстрата, который подвергался плавлению, и, кроме того, гидроксил, входящий в кристаллические решетки номинально безводных силикатов. В. В. Хлестов (1975) также считает, что для мантии нет прямых доказательств присутствия флюида как самостоятельной фазы, а среднее содержание флюидных компонентов таково, что они могут быть все растворены в минералах. Кроме того, он ссылается на статистическую тенденцию снижения P_{O_2} с глубиной, но на всех уровнях существует значительная неоднородность по P_{O_2}, что, по мнению В. В. Хлестова, свидетельствует против существования заметных фронтальных потоков восстановительных газов.

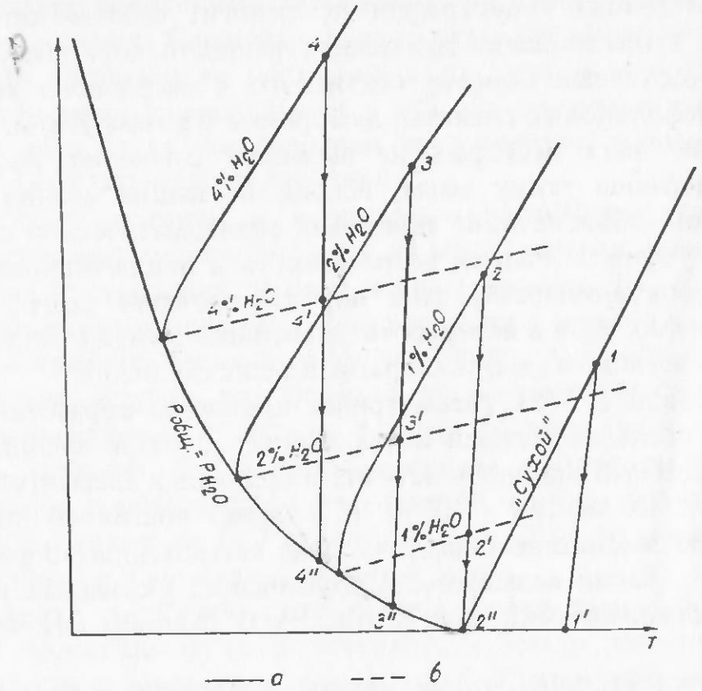
Автор настоящей монографии не относит себя к категоричным противникам существования мантийных флюидов, поскольку в природе существуют щелочные породы (калиевого и натриевого уклонов) – агпаитовые нефелиновые сиениты, лампроиты и камафугиты, мантийное происхождение магм которых не вызывает сомнения, но, с другой стороны, генерацию таких магм, исходя из наших знаний о составе мантии, сложно объяснить, не признавая метасоматической подготовки мантийного субстрата. Редкая встречаемость и исключительная неоднородность (неповторяемость) этих пород, вероятнее всего, говорят о большой роли флюидов в переработке мантийного (или нижнекорового) субстрата и генерации их магм. Обратный тезис см. выше.

Так, Д. Еейли (1976), рассматривая проблемы образования щелочных магм в пределах нижней коры, пишет: „...лишь внешний фактор контроля, подобный привносу летучих и щелочных элементов (имеется в виду привнос из мантии – *Д. М. И.*), может постоянно приводить к формированию высокощелочных магм из гетерогенных первичных пород" (с. 308). Такая возможность образования указанных пород подтверждена экспериментами Н. В. Котова, А. В. Донских и Н. Ф. Шинкарева (1984).

Но, с другой стороны, чтобы магмы, образованные из подготовленного субстрата, могли переместиться ближе к поверхности или на поверхность Земли, опять-таки требуются ограничения по количеству летучих (см. выше).

Далее рассмотрим реализацию второго варианта – процесс насыщения расплава, содержащего определенное количество летучих, но не насыщающего его на месте генерации. Проще всего это сделать с использованием рис. 3.1., взятого из работы автора (Дубровский, 1987а). Как видно из рис. 3.1, в зависимости от содержания воды расплав будет достигать различных „конечных пунктов", при этом насыщаться этим количеством воды будет также на разных уровнях. Так, расплав 1, не содержащий воду, приходит на земную поверхность перегретым и изливается, естественно, без выделения летучих. Расплав 2 с исходным содержанием воды 1 % по мере перемещения (с понижением давления) будет насыщаться этим количеством воды и в точке $2'$ полностью ею насытится, а на интервале $2'$–$2''$ из расплава должна выделяться избыточная вода и с понижением давления уменьшаться ее растворимость в расплаве. Пространственное размещение двух фаз – расплава и пара – будет зависеть от вязкости и степени перегрева первого, а также скорости перемещения данной системы. В одном случае это будет эмульсия, в другом – раздельное существование расплава и пара, что скажется на характере извержения при выходе их на земную поверхность.

Расплав 3 с исходным содержанием $H_2O = 2$ % насыщается этим количеством воды на интервале 3–$3'$, а на интервале $3'$–$3''$ происходит отделение избыточной воды. В точке $3''$, положение которой соответствует субвулканическим условиям по давлению, расплав попадает на ликвидус и начинает кристаллизоваться. Если в этом состоянии его удельный вес сравняется с удельным весом окружающих пород, то он остановится, формируя интрузивное тело. Но если удельный вес крис-



—— *а* --- *б*

Рис. 3.1. Схематическая *P–T* проекция ликвидус-солидусного равновесия эвтектической системы при различном содержании воды в расплаве, построенная с учетом данных (Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971; Файф, 1972; Харрис и др., 1972; Перчук, 1973; Рябчиков, 1975; Эпельбаум, 1980; Tuttle and Bowen, 1958; Wyllie et al.,1976).

***а* – солидусные линии; *б* – изоплеты воды.**

таллизирующегося расплава будет меньше удельного веса окружающих пород, то он будет кристаллизоваться в движении до уравновешивания удельных весов. Если уравновешивания не происходит, то он взламывает покрышку и изливается на поверхность в виде „каши" либо выжимается в виде экструзии. Увеличивающееся при этом давление пара способствует прорыву расплава („каши") к поверхности.

Расплав 4 с исходным содержанием $H_2O = 4$ % насыщается этим количеством воды еще при большем давлении, чем расплав 3, на интервале 4–4′. На интервале 4′–4″ происходит отделение пара (флюида) и до точки 4″ выделится около 3 мас. % воды относительно веса расплава. Данный расплав остановится на достаточно большой глубине, соответствующей по крайней мере гипабиссальным условиям по давлению, когда произойдет выравнивание удельных весов кристаллизующегося интрузивного вещества и окружающих пород, и прочность перекрывающих пород выдерживает увеличивающееся давление флюида. В определенных условиях возможно перемещение в субсолидусную область с появлением фазовых превращений, связанных с перегревом расплава. Положение точек 3″ и 4″ на эвтектическом солидусе при полном насыщении водой расплава показано условно, так как с уменьшением давления от места генерации расплава до места кристаллизации изменятся эвтектические соотношения компонентов системы, и расплав чаще будет попадать в поле (объем) кристаллизации одной фазы. Поэтому точки 3″ и 4″

должны находиться несколько выше эвтектического солидуса. Необходимо иметь в виду, что картина несколько усложнится в природных системах, компоненты которых образуют твердые растворы. Будет происходить котектическая кристаллизация, но принципиального отличия по сравнению с модельной эвтектической кристаллизацией не будет.

Таким образом, природные наблюдения над флюидными включениями и экспериментально-теоретические модели внедрения и кристаллизации расплавов с различным содержанием летучего компонента свидетельствуют о том, что кристаллизация плутонических пород начинается и происходит при полном насыщении и в присутствии свободной летучей фазы (флюида). Давление флюида (или активность его компонентов) становится внешним интенсивным параметром, который оказывает огромное влияние на фазовые превращения в расплавных системах. В результате создаются условия существования системы – кристаллизующегося расплава с вполне подвижным поведением летучих (флюида), в простейшем случае – воды.

Вопрос о поведении других компонентов рассматривался автором относительно кристаллизации гранитных магм (Дубровский, 1984, 1987а).

В. В. Кнауф (1982), так же как и автор, проанализировал соотношение между числом независимых элементов (компонентов), числом минералов (фаз) различных пород и числом схем изоморфизма (внутренних степеней свободы), которое оказалось в строгом соответствии с правилом фаз Гиббса. В работе указывается, что лишь отдельные требования термодинамики соблюдаются „для соединений переменного состава не корректно".

Что касается адекватности модельных условий природным по составу флюида, то в настоящее время мы не располагаем моделями даже для водных условий. Когда такие модели будут разработаны, тогда с учетом наших знаний о влиянии на фазовые равновесия сложных флюидов (в начале хотя бы углекисло-водного), можно построить модели и для таких условий. При этом необходимо будет учитывать также данные Б. И. Бурдэ (1989), который установил статистически достоверную количественную закономерность изменения концентрации CO_2 в глубинных и излившихся породах разной кремнекислотности. По его данным, концентрация CO_2 в вулканогенных породах резко выше, чем в глубинных, что нельзя объяснить большей эпигенетической изменчивостью всех вулканитов; древние и молодые изверженные породы или не отличаются по концентрации CO_2, или даже молодые обогащены углекислотой. Этому факту не дается объяснения, которое, вероятно, заключается в том, что в зависимости от состава флюида (особенно от соотношения CO_2–H_2O) выплавляющиеся магмы будут иметь разную температуру и соответственно разные фации становления – интрузивную или эффузивную, согласно коленообразному изгибу солидуса на *P–T* проекции при постоянной концентрации флюида.

Естествен вопрос о соотношении литостатического ($P_л$) и флюидного ($P_{фл}$) давления. Он довольно подробно разбирался в работе автора (Дубровский, 1984, с. 167–169) относительно кристаллизации гранит-

ных магм, но, очевидно, что все эти рассуждения остаются справедливыми и для других магм. Главный вывод – это возможность кристаллизации расплавов, находящихся на одной глубине (т. е. испытывающих одинаковое $P_{л}$), при разных значениях $P_{фл}$, и что последнее является определяющим при делении пород на классы (и подклассы): вулканический и плутонический (гипабиссальный, мезоабиссальный и абиссальный).

И. А. Резанов (1989) вполне корректно обосновал небольшой эрозионный срез за всю геологическую историю Земли, который оценивается им не больше 5 км, но тем не менее на современном эрозионном срезе мы наблюдаем породные ассоциации разных плутонических подклассов. Это лишний раз подтверждает мысль о том, что на формирование интрузивных пород оказывает не давление нагрузки, а давление флюида. И поэтому можно утверждать, что оценка значения давления нагрузки ($P_{л}$) при формировании интрузивных пород даже в 3 кбар завышена. Вряд ли литостатическое давление при этом превышало 1.0–1.5 кбар, в то же время „если кристаллизация происходит при постоянном объеме в направлении водонасыщенного солидуса, то теоретически возможна генерация огромных давлений (в десятки килобар) при условии, что исходное содержание H_2O в магме будет превышать то количество, которое может войти в водосодержащие минералы" (Бернэм, 1983, с. 462).

Итак, образование плутонических пород из сухих или недосыщенных летучими магм совершенно нереально, поэтому „сухие" физико-химические модели представляют лишь теоретический интерес. Следовательно, для решения петрологических задач, касающихся природных объектов, применимы физико-химические модели расплавных систем, фазовые равновесия в которых определяются давлением флюида или в простейшем случае водой.

4. ФАЗЫ – МИНЕРАЛЫ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Как уже отмечалось (Дубровский, 1984), без четкого представления о минерале как о твердой фазе определенной системы невозможно проследить развитие этой системы и построить физико-химическую модель кристаллизации ассоциаций твердых фаз – минералов. В данной главе не предусматривается детальное описание минералов, слагающих оливиннормативные породы. его можно найти в различных минералогических справочниках. Из личного опыта исследования оливинсодержащих пород и литературных данных (Заварицкий, 1956; Магматические горные породы..., 1983, 1984, 1985) автору известно, что в составе таких пород участвуют следующие главные породообразующие минералы: кварц, плагиоклаз, калишпат, лейцит, ромбический и моноклинный пироксены, оливин, шпинель, слюды и амфиболы.

В этой главе показана возможность выражения состава указанных минералов миналами – компонентами выбранной системы (Кв, Ор, Аб, Ан, Фо, Фа, Ди, Ged, H_2O) и их устойчивость в оговоренных P_{H_2O}–T условиях. Из всех вышеприведенных минералов только состав кварца может быть выражен одним миналом Кв, остальные же минералы являются твердыми растворами миналов либо продуктами химических реакций между ними. Кроме того, по составу они делятся на две группы: 1) состав которых выражается миналами системы – полевые шпаты, пироксены, оливины, часть амфиболов (тремолит, актинолит, роговая обманка, глаукофан, чермакит); 2) состав которых не выражается миналами системы – шпинели, биотиты, другая часть амфиболов (паргасит, эденит).

4.1. Полевые шпаты и лейцит

Полевые шпаты оливиннормативных пород представлены плагиоклазами, калинатровыми и калиевыми полевыми шпатами. Сведения по классификации, составу, структурному состоянию, парагенетическим ассоциациям полевых шпатов приведены в работах (Марфунин, 1962; Дир и др., 1966, и др.). Независимо от структурного состояния они являются твердыми растворами трех главных миналов: Аб – $NaAlSi_3O_8$,

Ан – $CaAl_2Si_2O_8$ и Ор – $KAlSi_3O_8$. Остальными членами полевошпатовых твердых растворов для наших целей можно пренебречь.

В зависимости от соотношения главных компонентов и термодинамических условий кристаллизации полевошпатовые миналы могут образовывать либо одну серию тройных твердых растворов, либо две – плагиоклазы и щелочные полевые шпаты.

Состав плагиоклазов в оливиннормативных породах в соответствии с петрохимическим типом породы изменяется от альбита (Ан = 10 %) до анортита (АН = 95 %), а щелочные полевые шпаты изменяют состав от анортоклаза, через калинатровые полевые шпаты до калишпатов.

Фазовые отношения полевых шпатов описываются диаграммой состояния системы Аб–Ан–Ор–H_2O, приведенной в работе автора (Дубровский, 1987а).

Термодинамические свойства конечных членов полевых шпатов имеются в „Справочнике физических констант горных пород" (1969). Их устойчивость в P–T интервалах земной коры различна. Так, альбит устойчив на всем интервале P–T условий. Анортит же на интервале P = 10 кбар и T = 500–1000 °С участвует в реакциях образования гроссуляра, кианита, цоизита (Perkinset et al., 1977). Альбит и анортит плавятся конгруэнтно. Ортоклаз при низких значениях давления воды (до 2.6 кбар) плавится инконгруэнтно с образованием лейцита.

С увеличением $P_{„сух"}$ температура плавления всех полевых шпатов растет, а с увеличением P_{H_2O} – падает, соответственно на P–T проекции в первом случае линия ликвидуса имеет положительный наклон, а во втором – отрицательный (Дубровский, 1971). Некоторые детали фазовых превращений полевых шпатов будут рассмотрены в главе 5 при физико-химическом анализе частных систем.

Лейцит ($KAlSi_2O_6$) в оливиннормативных породах появляется при низких значениях давления флюида в результате инконгруэнтного плавления – кристаллизации калишпата, хотя по степени насыщенности кремнеземом лейцит-минал является типоморфным для IV группы (см. табл. 2.2). Его состав можно выразить через Ор и Кв: $KAlSi_3O_8 - SiO_2 = KAlSi_2O_6$. При повышении давления ($P_л$ и P_{H_2O}) поле (объем) его кристаллизации сокращается и уже в мезоабиссальных породах он отсутствует.

При построении физико-химических моделей(диаграмм)не учитывалось структурное состояние полевых шпатов, что несколько упрощает диаграммы состояния соответствующих систем.

Составы сосуществующих полевых шпатов могут использоваться для определения условий их образования (кристаллизации). Автору известно существование в настоящее время одиннадцати вариантов двуполевошпатовых термометров (Барт, 1962; Перчук, Александров, 1976; Ghiorso, 1984; Price, 1985; Brown, Parsons, 1985; Green, Usdanski, 1986; Дубровский, 1987а). В работе автора (Дубровский, 1987а) обосновано использование двуполевошпатового равновесия для определения, кроме температуры, давления воды.

4.2. Пироксены и пироксеноиды

Пироксены являются типоморфными и наиболее широко распространенными темноцветными минералами оливиннормативных пород и особенно натрового уклона (базитов, ультрабазитов). Наиболее полные сведения по классификации, составу, парагенетическим ассоциациям пироксенов приводятся в работах (Дир и др., 1965б ; Добрецов и др., 1971; Магматические горные породы..., 1984, 1985, 1988). Кроме того, в работе (Добрецов и др., 1971) дан обзор экспериментов на 1971 г. над системами, отражающими фазовые взаимоотношения пироксенов.

За последние пятнадцать лет только по Кольскому региону появилось достаточно много работ, в которых приводятся сведения по химическому составу пироксенов, парагенетическим ассоциациям, по применению их свойств для формационного и парагенетического анализов (Анализы минералов..., 1983; Докучаева, 1974; Жангуров и др., 1974; Яковлева, 1974; Бакушкин, 1977; Докучаева, 1977; Смолькин, 1978; Докучаева, 1979; Осокин, 1979; Радченко, 1979; Яковлева, Орсоев, 1979; Борисова, 1980; Докучаева, 1982, и др.). Но, к сожалению, эти сведения относятся только к минералам из оливиннормативных пород натрового уклона и совершенно отсутствуют данные, касающиеся пироксенов из пород калиевого уклона – монцонитоидов и сиенитоидов.

Согласно информации, приведенной в выше указанных работах, ромбические и моноклинные пироксены из пород натрового уклона на 95 мол. % сложены из трех миналов: Эн – $MgSiO_3$, Фс – $FeSiO_3$ и Во – $CaSiO_3$. Остальные 5 мол. % приходятся на $MnSiO_3$, $CaAl_2SiO_6$, $NaAlSi_2O_6$ и практически отсутствует в них Эг – $NaFe^{3+}Si_2O_6$. Поэтому графически составы пироксенов по главным миналам можно представить в виде треугольника с вершинами Эн–Фс–Во либо в виде „пироксеновой" трапеции Эн–Фс–Ди–Гед, являющейся усеченным треугольником. Последние два минала в таком варианте будут химическими соединениями Во с Эн и Фс (Дир и др., 1965б).

Ромбические и моноклинные пироксены из трахитов, фонолитов, монцонитов и сиенитов нормальной щелочности по составу практически не отличаются от пироксенов из пород с натровым уклоном (Добрецов и др., 1971; Магматические горные породы..., 1983).

Всеми исследователями пироксенов отмечается соответствие их составов химическому составу пород (магм) и температурным условиям формирования. Пироксены, как и плагиоклазы, в зависимости от соотношения пироксеновых миналов и условий кристаллизации могут образовывать либо одну серию твердых растворов – авгиты, пижониты, либо две – салиты, гиперстены. В железистых составах фазовые взаимоотношения усложняются появлением в „пироксеновой" системе оливинов (гортонолитов и фаялита), пироксеноидов (волластонита) и кремнеземистой фазы (кристобалит, кварц), о чем более подробно будет сказано в разделе 5.3 при физико-химическом анализе системы Кв–Фо–Фа–Ди–Гед.

Бенна и др. (Benna et al., 1981) экспериментально изучали изменения состава $Ди_{тв.р}$ в системе Во–Эн–Кор (рис. 4.1). Ими выделено

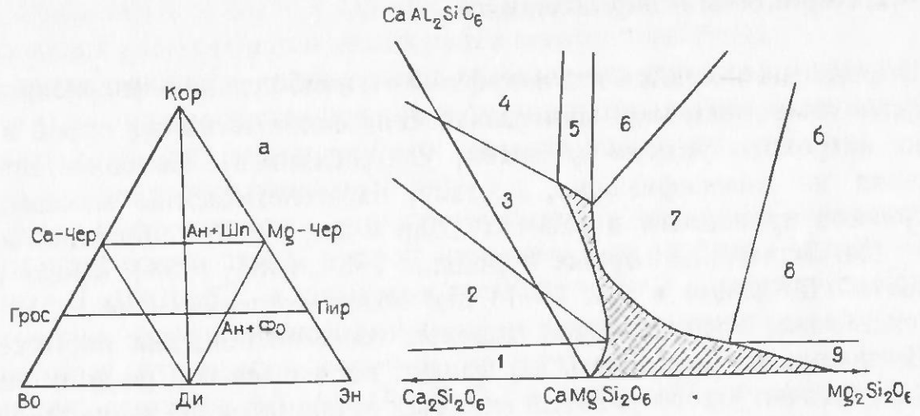


Рис. 4.1. Химическая диаграмма (*а*), показывающая главные минералы-фазы на плане Во–Эн–Кор (в мол. кол.) и равновесные ассоциации (*б*) при $P=1$ атм, $T=1200\,^{\circ}C$ диопсидовой области на плане Во–Эн–Кор (составы в мол. %; заштрихованная область – твердые растворы клинопироксена).

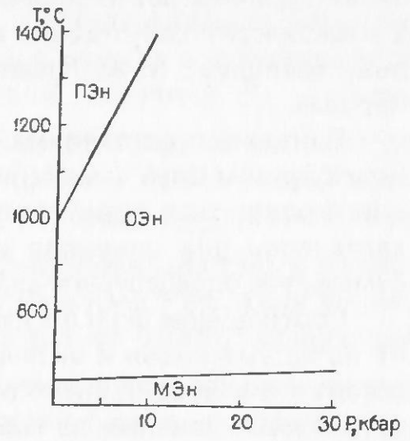
девять ассоциаций с различным составом $Ди_{тв.р}$: 1) $Ди_{тв.р}$ + Во; 2) $Ди_{тв.р}$ + Во + Мел + Ан; 3) $Ди_{тв.р}$ + Мел + Ан; 4) $Ди_{тв.р}$ + Мел + Ан + Шп; 5) $Ди_{тв.р}$ + Ан + Шп; 6) $Ди_{тв.р}$ + Ан + Шп + Фо; 7) $Ди_{тв.р}$ + Ан + Фо; 8) $Ди_{тв.р}$ + Ан + Фо + Эн; 9) $Ди_{тв.р}$ + Ан + Эн.

Бруно (Bruno, 1983) продолжил эти исследования. Он проанализировал экспериментальные данные, результаты структурных уточнений и определения параметров элементарной ячейки клинопироксенов в рядах Ди–Эн, Ди–Са–Чер, Ди–Эн–Са–Чер. Им обсуждены возможные диапазоны областей гомогенности твердых растворов моноклинного пироксена в различных ассоциациях, но тем не менее количество миналов Мел, Са-Чер и других в $Ди_{тв.р}$ остается небольшим.

Таким образом, в упрощенном виде для полуколичественных моделей оливиннормативных пород нормальной щелочности состав пироксенов можно представить четырьмя миналами: Эн – $MgSiO_3$, Фс – $FeSiO_3$, Ди – $CaMgSi_2O_6$, Гед – $CaFeSi_2O_6$. Термодинамические свойства пироксеновых миналов приведены в „Справочнике физических констант горных пород" (1969).

Что же касается устойчивости пироксенов в условиях земной коры или даже точнее в близповерхностных, то еще в 1971 г. (в русск. пер.) Бойд и Ингланд (Boyd, England, 1971), изучая инверсию ОЭн ⇄ МЭн, пришли к следующему заключению: „Сложный полиморфизм, характерный для Эн в лабораторных экспериментах, как это ни странно, совершенно не проявляет себя в земных породах. Магнезиальные пироксены из различных мафических и ультрамафических пород почти всегда представлены энстатитом" (с. 177). Если посмотреть на диаграмму (рис. 4.2), то станет ясно, почему так происходит. Вряд ли кристаллизация интрузивных пород будет выше 1100 °С. По крайней мере, когда расплав доходит до объема кристаллизации ортоэнстатита, температура его снижается до 1000 °С. Бойд и Ингланд объясняют это тем, что интрузивные породы кристаллизовались на больших глубинах (соответственно при больших значениях $P_л$), а поле стабильности протоэнстатита расположено в области сравнительно малых значений давления (см. рис. 4.2). Последнее объяснение представляется менее убедительным (см. раздел 3.2).

Рис. 4.2. Фазовые соотношения для состава $MgSiO_3$ (Boyd, England, 1971).



В природе широко распространено явление распада пижонитов на малокальциевый ортопироксен и авгит.

Моноклинные (железомагнезиально-кальциевые) пироксены (Мпр) устойчивы в широком интервале P–T условий, вплоть до мантии. Но в „водных" условиях пироксены (орто- и моноклинные), реагируя с расплавом, дают различные амфиболы, и в этих условиях особенно неустойчив Опр, который вытесняется из конечных фазовых превращений амфиболом (см. соответствующие диаграммы состояния в главе 5). Линии ликвидусов (магнезиальных и среднежелезистых) пироксенов на P–T проекции при $P_л$ имеют положительный наклон, а при P_{H_2O} – отрицательный.

Но, как отмечалось выше, железистые пироксены в ликвидус-солидусной области неустойчивы: ортопироксены распадаются на оливин и кварц, а моноклинные пироксены превращаются β-волластонит, богатый окисью железа (см. систему Фс–Гед). Из природного примера автору известно довольно вероятное образование геденбергита инверсией β-волластонита, который, кристаллизовался, как предполагают, из обогащенной железом остаточной магмы (Уэйджер, Браун, 1970). В наших построениях для простоты применяется минал Во–$CaSiO_3$ без учета структурного состояния и вхождения в его состав окисного железа.

И еще об одной особенности железистых систем стоит отметить: железистый оливин (гортонолит, фаялит) уже может сосуществовать с волластонитом, в то время как для магнезиальных и среднежелезистых составов этот парагенезис запрещен (см. гл. 2).

Составы сосуществующих Опр и Мпр, как и полевых шпатов, используют для определения температуры образования. В настоящее время существуют 8 вариантов двупироксенового термометра, критическая оценка которых проведена в работе (Фонарев, Графчиков, 1987).

4.3. Оливины

Оливины, как и пироксены, являются широко распространенными и гипоморфными минералами оливиннормативных пород. Сведения по классификации, составу и парагенетическим ассоциациям оливинов можно получить из работ (Дир и др., 1965а; Магматические горные породы..., 1984, 1985, 1988) и другой справочной литературы по минера-

логии. Преобладает информация по оливинам из пород натрового уклона и практически отсутствует по оливинам из сиенитоидов и монцонитоидов, очевидно, из-за сравнительно редкой встречаемости его в этих породах.

Оливины представляют собой непрерывный твердый раствор, главным образом двух миналов: Фо – Mg_2SiO_4 и Фа – Fe_2SiO_4. В небольших количествах присутствуют миналы Лар – Ca_2SiO_4 и Mn_2SiO_4, что характерно для оливинов именно данной группы пород. Почти всегда отмечается определенное содержание хрома и никеля.

Соотношение Фо и Фа изменяется в широких пределах в зависимости от породных родов и щелочных уклонов. В перидотитах, пироксенитах, норитах и габбро-норитах оливины обычно высокомагнезиальные, хотя встречаются оливины из габбро с высокой железистостью. Тем не менее железистые оливины характерны для пород калиевого уклона – трахитов, фонолитов, сиенитов, монцонитов, мангеритов.

Оливины устойчивы в широком интервале P–T условий, но в гидротермальных условиях они раньше других минералов подвергаются изменениям (серпентинизации) и как и ромбические пироксены вытесняются амфиболами из конечных фазовых превращений. Для моделирования использовался упрощенный состав оливинов, представленный только двумя миналами Фо и Фа.

4.4. Шпинели

Шпинели – это одна из групп минералов, состав которых не выражается миналами системы. В данном случае имеются в виду магнеалюминиевая шпинель $MgAl_2O_4$ – собственно шпинель (Шп) и железоалюминиевая шпинель – $FeAl_2O_4$ – герцинит (Герц). Магнетит и ульвошпинель, не говоря уже об остальных минералах группы шпинели, не учитываются в модельных системах, поскольку Fe_2O_3 и TiO_2 не являются компонентами выбранной системы.

В оливиннормативных горных породах шпинели – довольно характерные минералы. Особым вниманием, естественно, пользуются хромит и хромшпинелиды. Последние представляют собой твердые растворы шпинели, герцинита и хромита.

Состав, классификация и парагенетические ассоциации этих минералов описаны в работах (Дир и др., 1966б; Магматические горные породы..., 1985, 1988).

В модельных системах учитывались только два минала шпинелидов: Шп – $MgAl_2O_4$ и Герц – $FeAl_2O_4$, чем, конечно, снижали адекватность модели природным породам, поскольку очевидно влияние Cr_2O_3 на фазовые равновесия с участием Ан и Фо (Onuma, 1984). Шпинели (Шп + + Герц) устойчивы в широком диапазоне P–T условий, но в определенных составах. Если их рассматривать как продукты реакции Пл + Ол, то на прохождение реакции сильное влияние оказывает номер плагиоклаза, граничное значение которого равно 60 % Ан, поскольку с более кислым плагиоклазом (Шп + Герц) не ассоциирует. Давление воды значительно

расширяет объем кристаллизации шпинели из расплава в системах с Пл, Ол, Мпр и Опр, доходящий (достигающий) в определенных системах до конечных стадий кристаллизации (см. гл. 5). Сведения о субсолидусной реакции образования–разложения шпинели в условиях P_{H_2O} имеют фрагментарный характер, по которым сложно представить полную картину. В работе Куширо и Йодера (Kushiro, Yoder, 1971) указывается на следующие данные эксперимента: при 4 и 5 кбар P_{H_2O} и 500 °С при исходном составе Ан + Фо (в мол. кол.) образуются диопсид и клинохлор, а при 10 кбар и 800 °С – ассоциация Ди + Амф + Шп. Если учесть, что при $P_{H_2O}=0$ (при 1 атм) (см. данные в той же работе) ассоциация Ан + Фо устойчива до 1300 °С, то можно предположить отрицательный наклон линии образования–разложения шпинелевых ассоциаций на P_{H_2O}–T проекции.

4.5. Амфиболы

Амфиболы – довольно широко распространенные гидроксилсодержащие минералы оливиннормативных пород и наиболее сложные для моделирования.

Сведения по классификации, составу и парагенетическим ассоциациям амфиболов можно получить из работ (Дир и др., 1965б; Leake, 1978; Дубровский, 1981; Магматические горные породы..., 1985, 1988, и др.). Эта группа минералов из-за сложности и разнообразия состава, многообразия минеральных ассоциаций привлекает заслуженное внимание исследователей. В литературе имеется огромное количество материала по составу амфиболов из различных минеральных ассоциаций. Только по Кольскому региону в последней сводке анализов минералов медно-никелевых месторождений (Анализы..., 1983) приведено 99 анализов кальциевых амфиболов и 20 железомагнезиальных, включающих 16 видов минералов данной группы, которые встречаются в базитах и ультрабазитах нормальной щелочности.

Железомагнезиальные амфиболы представлены куммингтонитами (преобладают) и антофиллитами.

Значительно разнообразнее представлена кальциевая подгруппа: актинолит, тремолит, обыкновенная роговая обманка и другие роговые обманки (чермакит, гастингсит, паргасит, эденит, керсутит). Указанные видовые названия употребляются для амфиболов из базитов и ультрабазитов других регионов России и мира, описание которых приведено в в обобщающей работе (Магматические горные породы..., 1985, 1988). Кроме того, добавляется базальтическая роговая обманка, отмеченная в вулканитах, и баркевикит – из сиенитов. Магнезиальность амфиболов выше из пород натрового уклона, чем калиевого.

Необходимо еще раз подчеркнуть мысль, высказанную автором еще в 1981 г. (Дубровский, 1981), что нужно четко различать амфиболовые миналы (конечные члены твердых растворов) и амфиболовые минералы (сложные твердые растворы). В работе предложено 28 (14 магнезиаль-

ных и 14 железистых) амфиболовых миналов, которыми можно выразить состав практически всех природных амфиболов (кроме марганцевых и литиевых). И было показано, что природные амфиболы являются твердыми растворами минимум 4 миналов, а известное максимальное количество – 12 миналов. Отсюда возникают большие сложности с классификацией и номенклатурой природных амфиболов. Автором разработана рациональная классификация амфиболовых миналов и минералов, которая успешно применяется в ГИ КНЦ РАН и других организациях геологического профиля. Что касается номенклатуры, то к настоящему времени сложилась следующая ситуация. Амфиболовая номенклатура относится главным образом к миналам, т. е. имеют названия миналы, а природные минералы получают название сочетанием названия минала, как определения, и термина „роговая обманка", например: актинолитовая роговая обманка, паргаситовая роговая обманка и т. д., подразумевая, что в данном амфиболе преобладает тот или иной минал. При этом возникают определенные неудобства из-за того, что термин „роговая обманка" относится и к конкретному миналу состава $Ca_2Mg_4Al(Si_7AlO_{22})(OH)_2$.

Предложенный автором (Дубровский, 1981) способ пересчета природных минералов на амфиболовые миналы помогает точно определить содержание (в мол. %) того или иного минала в составе изучаемого амфибола и более правильно использовать номенклатуру миналов в его названии. Допускается двойное и тройное определение в случае отсутствия явного преобладания одного минала.

Судя по вышеприведенным названиям амфиболов из рассматриваемых пород, в их строении принимают участие следующие миналы (без учета железистости–магнезиальности): Тр, Рог, Чер, Пар, Эд. Эти миналы являются членами классификационного тетраэдра Чер–Глф–Тр–Хал (Дубровский, 1981), причем два из них – Тр и Чер – конечные, а три – Рог, Пар и Эд – промежуточные, поскольку Рог = Тр + Чер, Пар = Чер + + Хал, а Эд = Тр + Хал. Состав амфиболов тетраэдра Чер–Глф–Тр–Хал можно выразить и усеченным тетраэдром Тр–Чр–Глф–Пар–Эд–Al-Ктф (Дубровский, 1981).

Два названия видов – керсутит и баркевикит – относятся к минералам, и эти термины не используются для определения миналов. Керсутитом обычно называют бурую роговую обманку с высоким содержанием титана независимо от содержания других катионов. В результате один и тот же термин дается различным видам амфиболов. А баркевикитом обычно называют железистую обыкновенную роговую обманку с низкой степенью окисления железа в отличие от базальтической роговой обманки. По минальному составу эти минералы попадают в указанный классификационный тетраэдр.

Таким образом, состав всех амфиболов оливиннормативных пород нормальной щелочности (без учета железистости и замещения алюминия трехвалентным железом) может быть выражен следующими амфиболовыми миналами: Кум, Рог, Тр, Чер, Глф, Пар, Эд, которые и могут быть использованы в моделировании.

Далее следует рассмотреть вопрос о возможности образования амфиболовых миналов из нормативных миналов выбранной системы или, иначе, решить находятся ли составы амфиболовых миналов в пределах выбранной системы или нет.

Итак, Кум можно получить из Эн, Кв и H_2O:

$7MgSiO_3 + SiO_2 + H_2O = Mg_2Mg_5(Si_8O_{22})(OH)_2$;

Рог – из Ди, Ан, Эн и H_2O:

$CaMgSi_2O_6 + CaAl_2Si_2O_8 + 3MgSiO_3 + H_2O = Ca_2Mg_4Al(Si_7AlO_{22})(OH)_2$;

Тр – из Ди, Эн, Кв и H_2O:

$2CaMgSi_2O_6 + 3MgSiO_3 + SiO_2 + H_2O = Ca_2Mg_5(Si_8O_{22})(OH)_2$;

Чер – из Ан, Фо, Эн и H_2O:

$2CaAl_2Si_2O_8 + Mg_2SiO_4 + MgSiO_3 + H_2O = Ca_2Mg_3Al_2(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$;

Глф – из Аб, Фо, Эн и H_2O:

$2NaAlSi_3O_8 + Mg_2SiO_4 + MgSiO_3 + H_2O = Na_2Mg_3Al_2(Si_8O_{22})(OH)_2$;

Пар – из Нф, Ан, Ди, Ак, Фо и H_2O (I вариант):

$3NaAlSiO_4 + 3CaAl_2Si_2O_8 + CaMgSi_2O_6 + Ca_2MgSi_2O_7 + 5Mg_2SiO_4 + 3H_2O =$
$= 3NaCa_2Mg_4Al(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$;

Пар – из Нф, Ан, Ди, Фо, Шп и H_2O (II вариант):

$2NaAlSiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 + 3CaMgSi_2O_6 + 2Mg_2SiO_4 + MgAl_2O_4 + 2H_2O =$
$= 2\,NaCa_2Mg_4Al(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$;

Эд – из Нф, Аб, Ди, Фо и H_2O:

$3NaAlSiO_4 + NaAlSi_3O_8 + 8CaMgSi_2O_6 + 6Mg_2SiO_4 + 4H_2O =$
$= 4NaCa_2Mg_5(Si_7AlO_{22})(OH)_2$.

Железистые миналы получаются заменой Mg на Fe^{2+}, а миналы Гас и Fe-Гас – заменой Al^{VI} на Fe^{3+} в минале Пар : Гас – $NaCa_2Mg_4Fe^{3+}(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$; Fe-Гас – $NaCa_2Fe_4^{2+}Fe^{3+}(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$.

Из приведенных реакций получения амфиболовых миналов видно, что только первые пять миналов являются продуктами химических реакций в пределах составов выбранной системы. Составы же Пар, Гас, Fe-Гас, Эд и Fe-Эд могут быть выражены миналами системы более недосыщенной кремнеземом – нефелиннормативной.

Такое заключение согласуется с результатами работы (Cawthorn, 1976), в которой обобщен огромный экспериментальный и эмпирический материал по составу амфиболов в равновесии с различными магмами и минералами. На рис. 4.3, заимствованного из работы Р. Дж. Кауторна, приведены эти обобщенные данные, которые не требуют более детального пояснения. На основе этого обобщения Р. Дж. Кауторн построил схематическую фазовую диаграмму области термального барьера между нефелиннормативными и оливиннормативными системами (рис. 4.4). Как видно из рис. 4.4, термальный барьер между нефелиннормативной и оливиннормативной системами, проходящий в отсутствие поля (объема) кристаллизации амфибола по коноде (поверхности) Ол–Пл (Ол–Пл–Мпр), с появлением на ликвидусе амфибола перемещается в объем нефелиннормативной системы. Этот феномен может приводить к различнам (следующим) петрологическим следствиям, например: 1) исходный расплав нефелиннормативной системы, фигуративная точка которого расположена „ниже" термального барьера с амфиболом, вы-

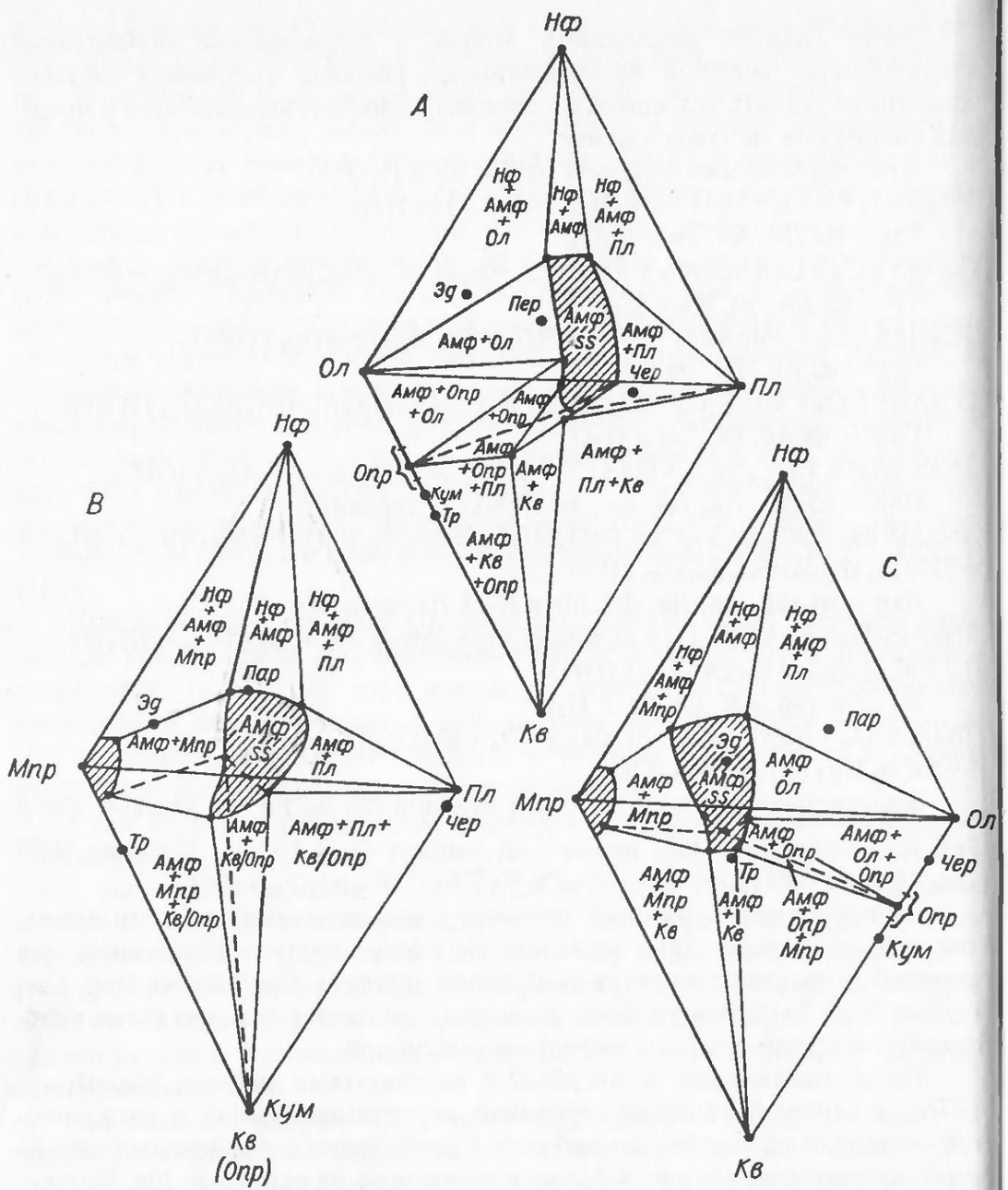


Рис. 4.3. Составы амфиболов в базальтовом тетраэдре.

Заштрихованные объемы составов амфиболов и показаны наиболее вероятные минеральные ассоциации. Для сравнения нанесены составы теоретических конечных членов амфиболов. А – проекция из вершины Мпр; В – проекция из вершины Ол; С – проекция из вершины Пл.

деляя последний, перейдет в оливиннормативную систему; 2) с другой стороны, расплав оливиннормативной системы, фигуративная точка которого располагается вблизи поверхности Ол–Пл–Мпр в объеме кристаллизации нефелиннормативного амфибола, выделяя Амф, будет обогащаться кремнеземом; в нормативном составе продуктов кристаллизации таких расплавов, содержащих указанный амфибол, присутствует

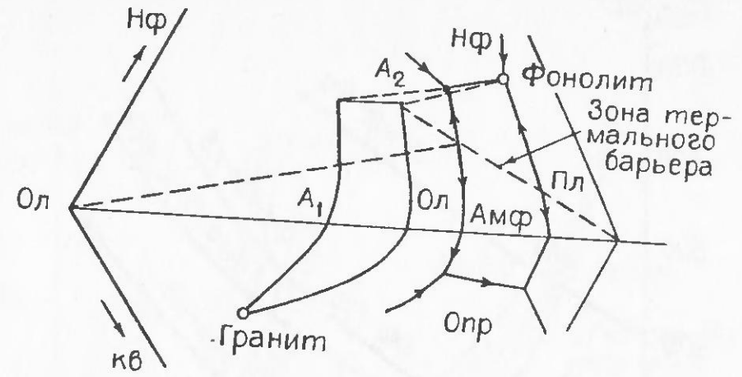


Рис. 4.4. Проекция из Мпр в Ол–Пл–Нф–Кв (в мас. %), показывающая зону термального барьера для амфиболсодержащего равновесия.

Нф, хотя реального нефелина порода не будет содержать. Эту особенность кристаллизации „пограничных" расплавов необходимо учитывать как при классификации пород, так и при моделировании.

Как известно (Дир и др., 1966б; Маракушев, 1968; Смит, 1968, и др.), амфиболы в определенных интервалах P_{H_2O}–T условий еще до плавления разлагаются на различные фазы. В зависимости от состава реакции разложения–кристаллизации амфиболов могут быть либо моновариантными, либо дивариантными. Амфиболовые миналы, как правило, имеют моновариантные линии разложения, знание точного положения на P_{H_2O}–T проекции которых очень важно для создания количественных моделей – диаграмм состояния различных систем в ликвидус-солидусной области. В работе автора (Дубровский, 1984; рис. 2.5) приводятся линии разложения P_{H_2O}–T проекции всего 8 амфиболовых миналов, известных на конец 1980 г. из доступной автору литературы. Но только пять из них: Пар, Глф, Тр, Fe-Пар и Fe-Акт могут использоваться при моделировании частных физико-химических диаграмм выбранной системы, а для наших целей нужно знать положение линий разложения хотя бы 14 амфиболовых миналов.

За десять лет были проведены следующие экспериментальные и теоретические работы по устойчивости амфиболовых миналов.

Семит и Эрнст (Semet, Ernst, 1981) экспериментально определили линии разложения–образования Mg-Гас при различных буферах (рис. 4.5). Характерно, что при разных буферах получаются несколько различные продукты: Fe-Кв-Фа буфер – Мпр + Ол + Нф + Ш'п + Флд; Фа-Кв-Мт буфер – Мпр + Ол + Нф + Ш'п + Флд; манганозит-гаусманитовый буфер – Мпр + Ол + Нф + Ш'п + Мт + Флд; Гем-Мт буфер – Мпр + Ол + Нф + Ш'п + + Мт + Флд.

Томас (Thomas, 1982) изучил устойчивость Гас также при различных буферах (рис. 4.6). При Вю-Мт буфере кривая разложения гастингсита пересекает солидус системы Ged–Фа–Нф–Пл при 890 °С и 1400 бар давления флюида.

В работах (Gilbert et al., 1982; Wones, Gilbert, 1982) обобщен материал по магматическим амфиболам на 1982 г.: эксперимент, ми-

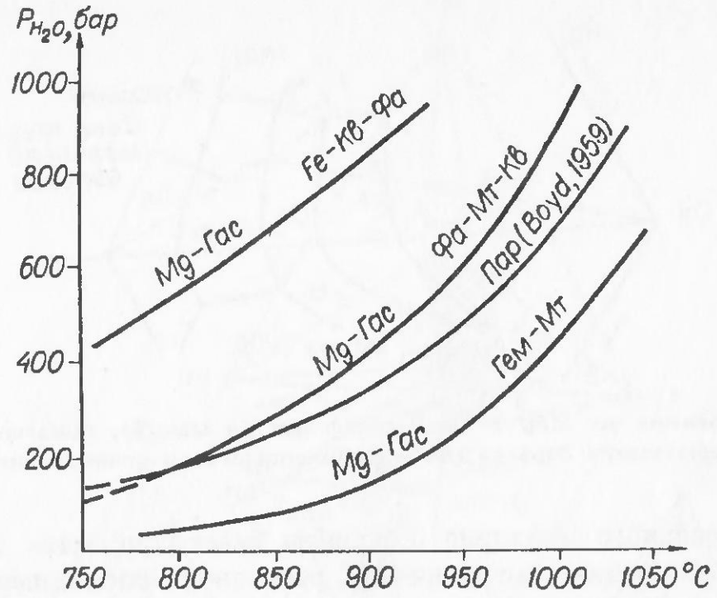


Рис. 4.5. Линии разложения–образования Mg-Гас на P_{H_2O}–T проекции при различных буферах (Semet, Ernst, 1981).

неральные ассоциации, устойчивость, зависимость от P–T–X условий кристаллизации. Особо рассматривается положение амфибола в реакционной серии Боуэна. Они считают, что в зависимости от соотношения компонентов системы амфибол может выделяться после биотита. По данным автора настоящей работы, амфибол может меняться местами не только с биотитом, но и с моноклинным пироксеном, и никогда не может кристаллизоваться раньше оливина и ортопироксена (см. соответствующие системы в главе 5).

Оба и др. (Oba, Yagi, Hariya, 1982) экспериментально изучили поле устойчивости керсутита (Керс) с использованием природных кристаллов и синтезированных образцов состава $NaCa_2Mg_4Ti(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$. Установлено увеличение содержания Al^{VI} и уменьшение Ti с ростом давления. Одновременно с этим состав амфибола менялся от Керс через Ti-паргасит до паргасита. Поле устойчивости синтезированного Керс ограничено диапазоном температуры 900–1100 °C при 5–15 кбар P_{H_2O}. Изучены также поля устойчивости Керс, отобранных из разных мест.

На рис. 4.7, который является дополненным рис. 2.5 из работы автора (Дубровский, 1984), показаны линии разложения–кристаллизации амфиболовых миналов. Как видно из рис. 4.7, на интервале водного давления от 1000–1500 бар и выше многие амфиболовые миналы могут появиться на ликвидусе выбранной системы, за исключением некоторых железистых миналов при определенных буферах.

Как показали экспериментальные исследования Холивея (Holloway, 1973), с добавлением в водный флюид углекислоты положение линий устойчивости паргасита на $P_{флд}$–T проекции меняется (рис. 4.8) и, как

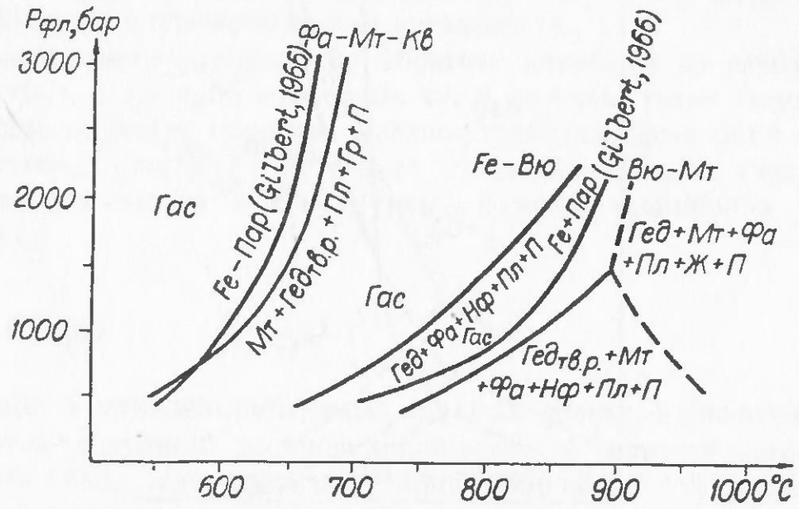


Рис. 4.6. $P_{флд}$–T диаграмма разложения гастингсита при различных буферах (Thomas, 1982).

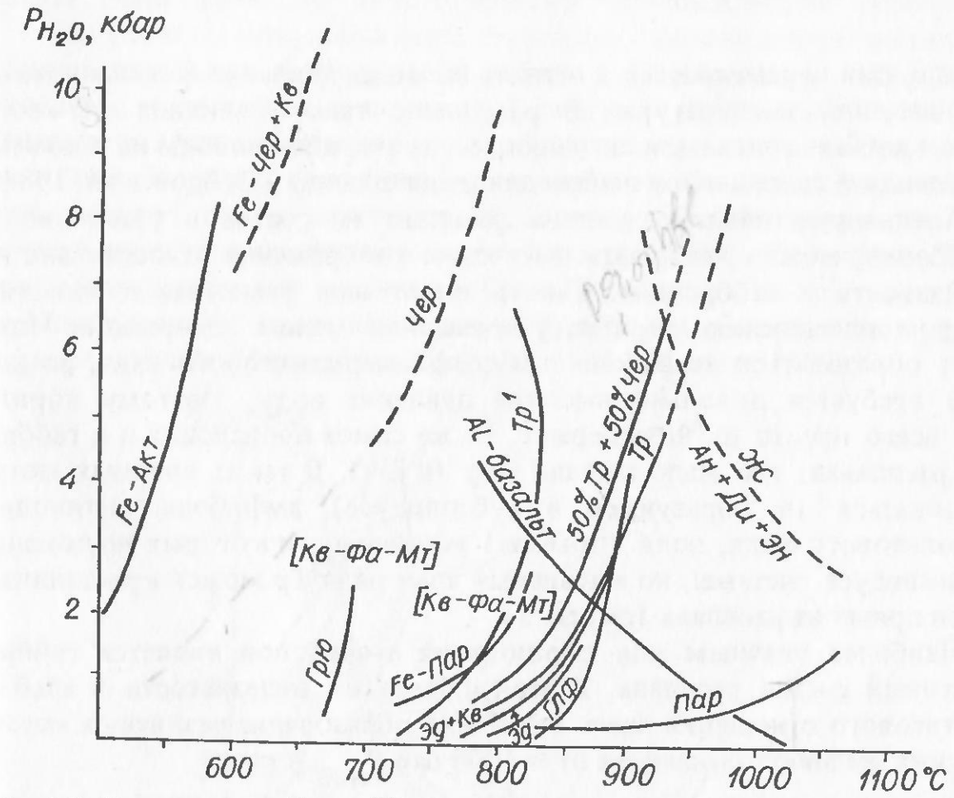


Рис. 4.7. Положение на P_{H_2O}–T проекции линий разложения амфиболов (рис. 2.5 из работы М. И. Дубровского, 1984, дополненный данными с 1980 по 1990 г.: Тр^1 – Jenkins, 1983; Эд+Кв – Welch.1984; Тр$_{50}$+Чер$_{50}$ – Cao et al., 1986; Эд – Na et al., 1986).

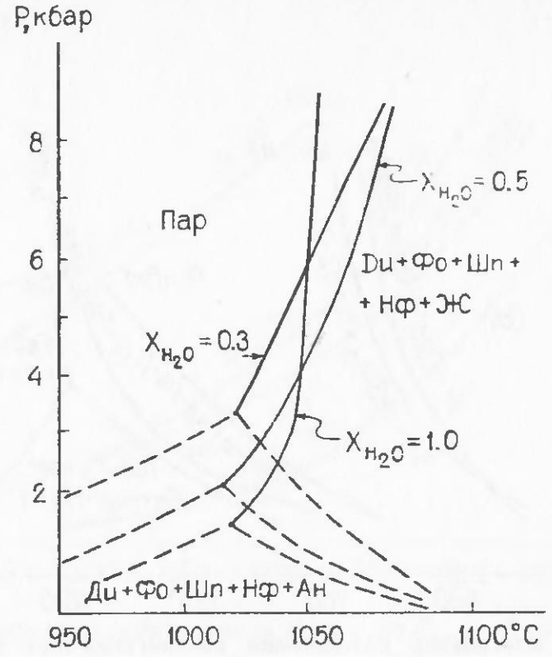


Рис. 4.8. Зависимость положения линий разложения Пар на $P_{флд}$–H_2O проекции в зависимости от состава флюида (Hollowey, 1973).

правило, они перемещаются в область больших давлений флюида и меньших значений температуры. В результате такого влияния сложного флюида может создаваться ситуация, когда амфибол вообще не появится на ликвидусе системы при любом давлении флюида (Дубровский, 1984).

Анализируя влияние состава расплава на состав и устойчивость амфиболов, можно высказать некоторые соображения относительно их устойчивости в габброидах. Так, в норитовых расплавах с большим номером плагиоклаза (при отсутствии или малом содержании Мпр) могут образоваться амфиболы глаукофан-чермакитового ряда, но для этого требуется довольно высокое давление воды. Поэтому нориты чаще всего просто их не содержат. То же самое происходит и в габбровых расплавах, где мало минала Опр (и Ол). В таких составах могут образоваться (и образуются в субсолидусе) амфиболы актинолит-тремолитового ряда, поля (объемы) устойчивости которых не доходят до ликвидуса системы, но магниевый член ряда Тр может кристаллизоваться прямо из расплава (см. гл. 5).

Наиболее удачным для образования амфиболов является габбро-норитовый состав расплава. В зависимости от железистости и альбит-анортитового отношения здесь возможно образование различных магматических амфиболов, начиная от ≈ 1000 бар P_{H_2O} и выше.

Вопрос о возможности использования состава амфиболов в целях термометрии рассматривается в работе Л. Л. Перчука (1970).

Ф. Спер (Spear, 1980) еще раз пересмотрел обменную реакцию 2Аб + Чер = 2Ан + Глф, описывающую распределение кальция и натрия между сосуществующими амфиболом и плагиоклазом. И хотя было

показано, что значение коэффициента распределения закономерно меняется с изменением температуры, однако строгая калибровка этого изменения затруднена из-за значительного отклонения твердых растворов амфиболов и плагиоклазов от идеальности.

В заключение хотелось бы обратить внимание на работу (Mysen et al., 1980), в которой говорится, что в расплаве титан занимает четырехкоординационную позицию, шестикоординационный титан в расплаве (в закалочных стеклах) отсутствует. Эти данные следует учитывать при распределении титана в структурные позиции амфиболов (Дубровский, 1981).

4.6. Слюды

Слюды в оливиннормативных породах разных щелочных уклонов пользуются различной распространенностью и частотой встречаемости (Ушакова, 1980; Магматические горные породы..., 1984, 1985, 1988). В породах с натровым уклоном (базиты, ультрабазиты) слюды встречаются не так часто и, как правило, на поздних этапах кристаллизации, в то время как в породах с калиевым уклоном (сиенитоиды, монцонитоиды) они являются типоморфными темноцветными минералами.

Сведения по классификации, структуре, составу и парагенетическим ассоциациям слюд приведены в работе У. Н. Дира и др. (1966), а по биотитам магматических пород – в работе Е. Н. Ушаковой (1980). По данным указанных авторов, в перидотитах присутствуют флогопиты, в габбро, норитах, монцонитах, сиенитах – биотиты. Эти минералы представляют собой различные серии твердых растворов и являются чутким индикатором физико-химических условий минералобразования, что используется для решения обратной задачи – по составу слюд и ассоциирующих с ними темноцветных минералов определяют условия кристаллизации (Маракушев, Тарарин, 1965; Перчук, 1970).

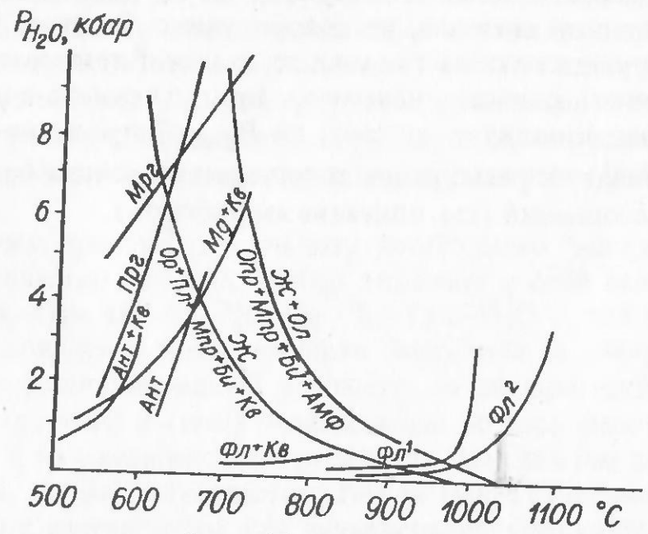


Рис. 4.9. Взаимоположение на P_{H_2O}–T проекции линий разложения слюд (Дубровский, 1984) и солидуса изоплеты Кв–Ор–Пл$^{<50}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O.

Состав слюд в упрощенном виде можно выразить следующими конечными миналами: флогопит (Фл) – $KMg_3(Si_3AlO_{10})(OH)_2$, аннит (Ант) – $KFe_3^{2+}(Si_3AlO_{10})(OH)_2$, истонит (Ист) – $K_2Mg_5Al(Si_5Al_3O_{20})(OH)_4$, сидерофиллит (Сид) – $K_2Fe_5^{2+}Al(Si_5Al_3O_{20})(OH)_4$. Может присутствовать определенное количество мусковитового минала – $KAl_2(Si_2Al_2O_{10})(OH)_2$.

Установлена зависимость содержания того или иного слюдяного минала в биотитах от состава породы (Ушакова, 1980). В свою очередь указанные слюдяные миналы можно представить как химические соединения следующих нормативных миналов:

Фл – $3Mg_2SiO_4+KAlSi_2O_6+KAlSiO_4+2H_2O=2KMg_3(Si_3AlO_{10})(OH)_2=$
$=3Mg_2SiO_4+2KAlSiO_4+SiO_2+H_2O$;

Ант – $3Fe_2SiO_4+KAlSi_2O_6+KAlSiO_4+H_2O=2KFe_3(Si_3AlO_{10})\cdot$
$\cdot(OH)_2=3Fe_2SiO_4+2KAlSiO_4+SiO_2+H_2O$;

Ист – $5Mg_2SiO_4+KAlSi_2O_6+3KAlSiO_4+2Al_2O_3+4H_2O=2K_2Mg_5Al\cdot$
$\cdot(Si_5Al_3O_{20})\cdot(OH)_4=5Mg_2SiO_4+4KAlSiO_4+2Al_2O_3+SiO_2+4H_2O$;

Сид – $5Fe_2SiO_4+KAlSi_2O_6+3KAlSiO_4+2Al_2O_3+4H_2O=2K_2Fe_5Al\cdot$
$\cdot(Si_5Al_3O_{20})(OH)_4=5Fe_2SiO_4+4KAlSiO_4+2Al_2O_3+SiO_2+4H_2O$.

Как видно из приведенных реакций, слюдяные миналы являются продуктами химического взаимодействия нормативных миналов сильно недосыщенных кремнеземом, но тем не менее они появляются на ликвидусе оливиннормативных и кварцнормативных систем, что, как и в случае с некоторыми амфиболами, позволяет расплаву „переходить" из одной системы в другую, затрудняя классификацию продуктов его кристаллизации.

Для моделирования были использованы только два слюдяных минала: Фл и Ант.

На рис. 4.9, заимствованного из работы автора (Дубровский, 1984), приведена P_{H_2O}–T проекция линий разложения слюдяных миналов в сопоставлении с солидусом выбранной системы. Из рис. 4.9 видно, что при магнетит-фаялит-вюститовом буфере даже Ант может появиться на ликвидусе полной системы, не говоря уже о Фл, поле устойчивости которого расширяется в область высоких значений температуры.

При сложном флюиде, например при углекисло-водном, линии разложения слюд и солидус системы на $P_{флд}$–T проекции будут расходиться, что приведет к расширению поля кристаллизации без биотитовых минеральных ассоциаций (см. описание амфиболов).

5. ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЧАСТНЫХ СИСТЕМ И ПОСТРОЕНИЕ ИХ ДИАГРАММ СОСТОЯНИЯ – ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ МОДЕЛЕЙ. ОБЩАЯ СИСТЕМА

Читателю, очевидно, известно, что полная диаграмма состояния выбранной системы отсутствует. Для наших целей достаточно знаний по фазовым превращениям в ликвидус-солидусной области этой системы, но и они также отсутствуют. Поэтому, как было указано во введении, главной задачей исследований было построение диаграммы состояния ликвидус-солидусной области выбранной системы. Процедура построения диаграмм осуществлялась методом геометрического анализа фазовых превращений в частных системах с учетом всех экспериментов по ним и данных изучения природных минеральных ассоциаций.

О теоретических основах геометрического физико-химического анализа систем различной компонентности подробно говорится в работе автора (Дубровский, 1984), где приводятся ссылки на классические работы, посвященные данному вопросу. Знание этих основ необходимо для понимания содержания настоящей главы.

Как указывалось в упомянутой работе автора, что если имеются диаграммы состояния двухкомпонентных частных систем, то, зная правила геометрического физико-химического анализа, можно построить диаграмму состояния (или ее проекции) полной системы. Причем это следует делать поэтапно, постепенно увеличивая компонентность частных систем. Практическое воплощение сказанного было продемонстрировано на примере гранитных (кварцнормативных) систем (Дубровский, 1984, 1987а).

Прежде чем приступать к анализу, необходимо было выяснить какие и какое количество частных систем включает в себя выбранная полная система – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O – при условии вполне подвижного поведения воды, которая выносится за диаграмму и принимается за термодинамический параметр, создающий давление. Предполагается присутствие и (или) участие воды во всех фазовых равновесиях, хотя она и не указывается в реакциях. Реакции без воды, за редким исключением, не рассматриваются. Тем не менее компонентность систем определяется с учетом воды как независимого компонента. Кроме того, для краткости предлагается индексация всех частных систем с указанием

принадлежности к полной системе, компонентности и номера системы, например: индекс II. В. 1–3.1 означает: 1-я терхкомпонентная система, первого семейства, В ряда, II группы (см. табл. 2.2). Но поскольку в данной работе будут рассматриваться частные системы только одной полной, то индекс ряда, группы и рода можно опускать.

Количество и качество частных систем определялось расчетом числа сочетаний из 8 (8 компонентов полной системы без воды) по 2, 3, 4, 5 и 6 с добавлением к каждому сочетанию компонентов воды с учетом возможного сосуществования компонентов и образования между ними химических соединений. Так, например, при формальном расчете числа трехкомпонентных систем получается 28 сочетаний, но сочетания Фо–Гед–H_2O и Фа–Ди–H_2O в результате обменных реакций превращаются в трехкомпонентную взаимную систему Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O. К оставшимся 26 сочетаниям добавлено еще три с участием Эн и Фс, которых нет в компонентном составе полной системы, но они появляются в системе в результате реакции Фо и Фа с Кв и без них не понять фазовых превращений в „пироксеновой трапеции". Тот же подход применялся и к расчету числа и качественного состава остальных частных систем.

Таким образом, чтобы построить диаграмму состояния (точнее P_{H_2O}–T проекцию) полной системы I–II.B.1 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, нами проанализировано и построено следующее количество диаграмм состояния частных систем: трехкомпонентных – 29, четырехкомпонентных – 46, пятикомпонентных – 45, шестикомпонентных – 26, семикомпонентных – 7, всего 153 системы. Компонентный состав этих систем приведен в табл. 5.1–5.5, где указаны также индексы краевых систем, начиная с четырехкомпонентных, а для трехкомпонентных систем даны ссылки на источники экспериментального изучения.

Из-за ограниченности объема монографии не представляется возможным привести описания и диаграммы состояния всех частных систем. Поэтому дано описание всех трехкомпонентных систем, являющихся основой всех построений, и всех семикомпонентных, как главного результата, а остальные частные системы описаны выборочно. Выбор систем для описания определен желанием показать ход геометрического анализа на примере одной семикомпонентной системы 7.6 – Кв–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, которой можно описать оливиннормативные породы натрового уклона. Из шестикомпонентных систем будут описаны только четыре: 6.14, 6.15, 6.18 и 6.19, которые являются базовыми для построения системы 7.6; из пятикомпонентных – восемь: 5.19, 5.20, 5.23, 5.24, 5.26, 5.39, 5.44 и 5.45, базовых для построения систем 6.14, 6.15, 6.18 и 6.19, а из четырехкомпонентных – восемнадцать систем, базовых для построения пятикомпонентных, и системы, характеризующиеся определенными (интересными и важными) фазовыми превращениями: 4.3, 4.4, 4.8, 4.9, 4.10, 4.11, 4.12, 4.13, 4.14, 4.15, 4.16, 4.17, 4.18, 4.38, 4.39, 4.42, 4.43, 4.45.

Прежде чем приступать к описанию результатов исследования, необходимо высказать замечания относительно экспериментов последних десяти лет и предлагаемых методов построения диаграмм состояния.

Таблица 5.1

Частные трехкомпонентные системы, составляющие общую систему I–II. В. 1–8 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, при условии пересыщенности H_2O

Индекс системы	Компонентный состав системы	Литературный источник со сведениями об экспериментальном изучении системы
3.1	Кв–Ор–H_2O*	Tuttle, Bowen, 1958; Scarfe, Luth, Tuttle, 1966
3.2	Кв–Аб–H_2O*	Tuttle, Bowen, 1958
3.3	Кв–Ан–H_2O*	Стюарт, 1953; Schairer, Bowen, 1947
3.4	Кв–Фо–H_2O*	Bowen, 1914; Kushiro, 1969
3.5	Кв–Фа–H_2O	Bowen, Schairer, 1932; Schairer, 1942
3.6	Кв–Ди–H_2O*	Kushiro, 1969
3.7	Кв–Гед–H_2O	Нет сведений
3.8	Ор–Аб–H_2O*	Йодер, Стюарт, Смит, 1963; Schairer, 1950; Tuttle, Bowen, 1958; Morse, 1970
3.9	Ор–Ан–H_2O*	Йодер, Стюарт, Смит, 1963
3.10	Ор–Фо–H_2O*	Luth, 1967; Schairer, 1954
3.11	Ор–Фа–H_2O	Roedder, 1951
3.12	Ор–Ди–H_2O*	Schairer, Bowen, 1947; Yoder, Upton, 1970–1971
3.13	Ор–Гед–H_2O	Нет сведений
3.14	Аб–Ан–H_2O*	Йодер, Стюарт, Смит, 1963
3.15	Аб–Фо–H_2O	Schairer, Yoder, 1960a, 1971a
3.16	Аб–Фа–H_2O	Bowen, Schairer, 1936, 1938; Bowen, 1937
3.17	Аб–Ди–H_2O*	Шерер, Моримото, 1963; Schairer, Yoder, 1960b; Edgar, 1964
3.18	Аб–Гед–H_2O	Нет сведений
3.19	Ан–Фо–H_2O	Andersen, 1915; Schairer, 1942; Osborn, Tait, 1952; De Vries, Osborn, 1957; Schairer, Yoder, 1971
3.20	Ан–Фа–H_2O	Schairer, 1942
3.21	Ан–Ди–H_2O	Osborn, 1942; Osborn, Tait, 1952; De Wys, Foster, 1956; Yoder, 1965, 1971
3.22	Ан–Гед–H_2O	Нет сведений
3.23	Фо–Фа–H_2O	Bowen, Schairer, 1935; Fisher, 1971
3.24	Фо–Ди–H_2O*	Schairer, Bowen, 1942; Osborn, Tait, 1952; Kushiro, 1969
3.25	Фа–Гед–H_2O	Bowen, Schairer, Posrjak, 1933; Allen, Snow, 1955
3.26	Ди–Гед–H_2O	Turnock, 1962
3.27	Ди–Эн–H_2O	Бойд, Шерер, 1963
3.28	Гед–Фс–H_2O	Нет сведений
3.29	Эн–Фс–H_2O	„ „

*Изучены как тройные системы; остальные – как двухкомпонентные при 1 атм либо при $P_{„сух"}$.

Таблица 5.2

Частные четырехкомпонентные системы, составляющие общую систему I–II. В. 1 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, при условии пересыщенности H_2O

Индекс системы	Компонентный состав системы	Граничные трехкомпонентные системы (из табл. 5.1)
4.1	Кв–Ор–Аб–H_2O	3.1 + 3.2 + 3.8
4.2	Кв–Ор–Ан–H_2O	3.1 + 3.3 + 3.9
4.3	Кв–Ор–Фо–H_2O	3.1 + 3.4 + 3.10
4.4	Кв–Ор–Фа–H_2O	3.1 + 3.5 + 3.11
4.5	Кв–Ор–Ди–H_2O	3.1 + 3.6 + 3.12
4.6	Кв–Ор–Гед–H_2O	3.1 + 3.7 + 3.13
4.7	Кв–Аб–Ан–H_2O	3.2 + 3.3 + 3.14
4.8	Кв–Аб–Фо–H_2O	3.2 + 3.4 + 3.15
4.9	Кв–Аб–Фа–H_2O	3.2 + 3.5 + 3.16
4.10	Кв–Аб–Ди–H_2O	3.2 + 3.6 + 3.17
4.11	Кв–Аб–Гед–H_2O	3.2 + 3.7 + 3.18
4.12	Кв–Ан–Фо–H_2O	3.3 + 3.4 + 3.19
4.13	Кв–Ан–Фа–H_2O	3.3 + 3.5 + 3.20
4.14	Кв–Ан–Ди–H_2O	3.3 + 3.6 + 3.21
4.15	Кв–Ан–Гед–H_2O	3.3 + 3.7 + 3.22
4.16	Кв–Фо–Фа–H_2O	3.4 + 3.5 + 3.23
4.17	Кв–Фо–Ди–H_2O	3.4 + 3.6 + 3.24
4.18	Кв–Фа–Гед–H_2O	3.5 + 3.7 + 3.25
4.19	Кв–Ди–Гед–H_2O	3.6 + 3.7 + 3.26
4.20	Ор–Аб–Ан–H_2O	3.8 + 3.9 + 3.14
4.21	Ор–Аб–Фо–H_2O	3.8 + 3.10 + 3.15
4.22	Ор–Аб–Фа–H_2O	3.8 + 3.11 + 3.16
4.23	Ор–Аб–Ди–H_2O	3.8 + 3.12 + 3.17
4.24	Ор–Аб–Гед–H_2O	3.8 + 3.13 + 3.18
4.25	Ор–Ан–Фо–H_2O	3.9 + 3.10 + 3.19
4.26	Ор–Ан–Фа–H_2O	3.9 + 3.11 + 3.20
4.27	Ор–Ан–Ди–H_2O	3.9 + 3.12 + 3.21
4.28	Ор–Ан–Гед–H_2O	3.9 + 3.13 + 3.22
4.29	Ор–Фо–Фа–H_2O	3.10 + 3.11 + 3.23
4.30	Ор–Фо–Ди–H_2O	3.10 + 3.12 + 3.24
4.31	Ор–Фа–Гед–H_2O	3.11 + 3.13 + 3.25
4.32	Ор–Ди–Гед–H_2O	3.12 + 3.13 + 3.26
4.33	Аб–Ан–Фо–H_2O	3.14 + 3.15 + 3.19
4.34	Аб–Ан–Фа–H_2O	3.14 + 3.16 + 3.20
4.35	Аб–Ан–Ди–H_2O	3.14 + 3.17 + 3.21
4.36	Аб–Ан–Гед–H_2O	3.14 + 3.18 + 3.22
4.37	Аб–Фо–Фа–H_2O	3.15 + 3.16 + 3.23
4.38	Аб–Фо–Ди–H_2O	3.15 + 3.17 + 3.24
4.39	Аб–Фа–Гед–H_2O	3.16 + 3.18 + 3.25
4.40	Аб–Ди–Гед–H_2O	3.17 + 3.18 + 3.26

Таблица 5.2 (*продолжение*)

Индекс системы	Компонентный состав системы	Граничные трехкомпонентные системы (из табл. 5.1)
4.41	Ан–Фо–Фа–H_2O	3.19 + 3.20 + 3.23
4.42	Ан–Фо–Ди–H_2O	3.19 + 3.21 + 3.24
4.43	Ан–Фа–Гед–H_2O	3.20 + 3.22 + 3.25
4.44	Ан–Ди–Гед–H_2O	3.21 + 3.22 + 3.26
4.45	Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	3.23 + 3.24 + 3.25 + 3.26
4.46	Эн–Фс–Ди–Гед–H_2O	3.26 + 3.27 + 3.28 + 3.29

Таблица 5.3

Частные пятикомпонентные системы, составляющие общую систему I–II. В. 1 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, при условии пересыщенности H_2O

Индекс системы	Компонентный состав системы	Граничные четырехкомпонентные системы (из табл. 5.2)
5.1	Кв–Ор–Аб–Ан–H_2O	4.1 + 4.2 + 4.7 + 4.20
5.2	Кв–Ор–Аб–Фо–H_2O	4.1 + 4.3 + 4.8 + 4.21
5.3	Кв–Ор–Аб–Фо–H_2O	4.1 + 4.4 + 4.9 + 4.22
5.4	Кв–Ор–Аб–Ди–H_2O	4.1 + 4.5 + 4.10 + 4.23
5.5	Кв–Ор–Аб–Гед–H_2O	4.1 + 4.6 + 4.11 + 4.24
5.6	Кв–Ор–Ан–Фо–H_2O	4.2 + 4.3 + 4.12 + 4.25
5.7	Кв–Ор–Ан–Фа–H_2O	4.2 + 4.4 + 4.13 + 4.26
5.8	Кв–Ор–Ан–Ди–H_2O	4.2 + 4.5 + 4.14 + 4.27
5.9	Кв–Ор–Ан–Гед–H_2O	4.2 + 4.6 + 4.15 + 4.28
5.10	Кв–Ор–Фо–Фа–H_2O	4.3 + 4.4 + 4.16 + 4.29
5.11	Кв–Ор–Фо–Ди–H_2O	4.3 + 4.5 + 4.17 + 4.30
5.12	Кв–Ор–Фа–Гед–H_2O	4.4 + 4.6 + 4.18 + 4.31
5.13	Кв–Ор–Ди–Гед–H_2O	4.5 + 4.6 + 4.19 + 4.32
5.14	Кв–Аб–Ан–Фо–H_2O	4.7 + 4.8 + 4.12 + 4.33
5.15	Кв–Аб–Ан–Фа–H_2O	4.7 + 4.9 + 4.13 + 4.34
5.16	Кв–Аб–Ан–Ди–H_2O	4.7 + 4.10 + 4.14 + 4.35
5.17	Кв–Аб–Ан–Гед–H_2O	4.7 + 4.11 + 4.15 + 4.36
5.18	Кв–Аб–Фо–Фа–H_2O	4.8 + 4.9 + 4.16 + 4.37
5.19	Кв–Аб–Фо–Ди–H_2O	4.8 + 4.10 + 4.17 + 4.38
5.20	Кв–Аб–Фо–Гед–H_2O	4.9 + 4.11 + 4.18 + 4.39
5.21	Кв–Аб–Ди–Гед–H_2O	4.10 + 4.11 + 4.19 + 4.40
5.22	Кв–Ан–Фо–Фа–H_2O	4.12 + 4.13 + 4.16 + 4.41
5.23	Кв–Ан–Фо–Ди–H_2O	4.12 + 4.14 + 4.17 + 4.42
5.24	Кв–Ан–Фа–Гед–H_2O	4.13 + 4.15 + 4.18 + 4.43
5.25	Кв–Ан–Ди–Гед–H_2O	4.14 + 4.15 + 4.19 + 4.44
5.26	Кв–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	4.16 + 4.17 + 4.18 + 4.19 + 4.45
5.27	Ор–Аб–Ан–Фо–H_2O	4.20 + 4.21 + 4.25 + 4.33
5.28	Ор–Аб–Ан–Фа–H_2O	4.20 + 4.22 + 4.26 + 4.34

Таблица 5.3 (*продолжение*)

Индекс системы	Компонентный состав системы	Граничные четырехкомпонентные системы (из табл. 5.2)
5.29	Ор–Аб–Ан–Ди–H_2O	4.20 + 4.23 + 4.27 + 4.35
5.30	Ор–Аб–Ан–Гед–H_2O	4.20 + 4.24 + 4.28 + 4.36
5.31	Ор–Аб–Фо–Фа–H_2O	4.21 + 4.22 + 4.29 + 4.37
5.32	Ор–Аб–Фо–Ди–H_2O	4.21 + 4.23 + 4.30 + 4.38
5.33	Ор–Аб–Фа–Гед–H_2O	4.22 + 4.24 + 4.31 + 4.39
5.34	Ор–Аб–Ди–Гед–H_2O	4.23 + 4.24 + 4.32 + 4.40
5.35	Ор–Ан–Фо–Фа–H_2O	4.25 + 4.26 + 4.29 + 4.37
5.36	Ор–Ан–Фо–Ди–H_2O	4.25 + 4.27 + 4.30 + 4.38
5.37	Ор–Ан–Фа–Гед–H_2O	4.26 + 4.28 + 4.31 + 4.39
5.38	Ор–Ан–Ди–Гед–H_2O	4.27 + 4.28 + 4.32 + 4.44
5.39	Ор–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	4.29 + 4.30 + 4.31 + 4.32 + 4.45
5.40	Аб–Ан–Фо–Фа–H_2O	4.33 + 4.34 + 4.37 + 4.41
5.41	Аб–Ан–Фо–Ди–H_2O	4.33 + 4.35 + 4.38 + 4.42
5.42	Аб–Ан–Фа–Гед–H_2O	4.34 + 4.36 + 4.39 + 4.43
5.43	Аб–Ан–Ди–Гед–H_2O	4.35 + 4.36 + 4.40 + 4.44
5.44	Аб–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	4.37 + 4.38 + 4.39 + 4.40 + 4.45
5.45	Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	4.41 + 4.42 + 4.42 + 4.44 + 4.45

Таблица 5.4

Частные шестикомпонентные системы, составляющие общую систему I–II. В.1 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, при условии пересыщенности H_2O

Индекс системы	Компонентный состав систем	Граничные пятикомпонентные системы (из табл. 5.3)
6.1	Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–H_2O	5.1 + 5.2 + 5.6 + 5.14 + 5.27
6.2	Кв–Ор–Аб–Ан–Фа–H_2O	5.1 + 5.3 + 5.7 + 5.15 + 5.28
6.3	Кв–Ор–Аб–Ан–Ди–H_2O	5.1 + 5.4 + 5.8 + 5.16 + 5.29
6.4	Кв–Ор–Аб–Ан–Гед–H_2O	5.1 + 5.5 + 5.9 + 5.17 + 5.30
6.5	Кв–Ор–Аб–Фо–Фа–H_2O	5.2 + 5.3 + 5.10 + 5.18 + 5.31
6.6	Кв–Ор–Аб–Фо–Ди–H_2O	5.2 + 5.4 + 5.11 + 5.19 + 5.32
6.7	Кв–Ор–Аб–Фа–Гед–H_2O	5.3 + 5.5 + 5.12 + 5.20 + 5.33
6.8	Кв–Ор–Аб–Ди–Гед–H_2O	5.4 + 5.5 + 5.13 + 5.21 + 5.34
6.9	Кв–Ор–Ан–Фо–Фа–H_2O	5.6 + 5.7 + 5.10 + 5.22 + 5.35
6.10	Кв–Ор–Ан–Фо–Ди–H_2O	5.6 + 5.8 + 5.11 + 5.23 + 5.36
6.11	Кв–Ор–Ан–Фа–Гед–H_2O	5.7 + 5.9 + 5.12 + 5.24 + 5.37
6.12	Кв–Ор–Ан–Ди–Гед–H_2O	5.8 + 5.9 + 5.13 + 5.25 + 5.38
6.13	Кв–Аб–Ан–Фо–Фа–H_2O	5.14 + 5.15 + 5.18 + 5.22 + 5.40
6.14	Кв–Аб–Ан–Фо–Ди–H_2O	5.14 + 5.16 + 5.19 + 5.23 + 5.41
6.15	Кв–Аб–Ан–Фо–Гед–H_2O	5.15 + 5.17 + 5.20 + 5.24 + 5.42
6.16	Кв–Аб–Ан–Ди–Гед–H_2O	5.16 + 5.17 + 5.21 + 5.25 + 5.43
6.17	Кв–Ор–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	5.10 + 5.11 + 5.12 + 5.13 + 5.26 + 5.39

Таблица 5.4 (*продолжение*)

Индекс системы	Компонентный состав систем	Граничные пятикомпонентные системы (из табл. 5.3)
6.18	Кв–Аб–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	5.18 + 5.19 + 5.20 + 5.21 + 5.26 + 5.44
6.19	Кв–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	5.22 + 5.23 + 5.24 + 5.25 + 5.26 + 5.45
6.20	Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–H_2O	5.27 + 5.28 + 5.31 + 5.35 + 5.40
6.21	Ор–Аб–Ан–Фо–Ди–H_2O	5.27 + 5.29 + 5.32 + 5.36 + 5.41
6.22	Ор–Аб–Ан–Фа–Гед–H_2O	5.28 + 5.30 + 5.33 + 5.37 + 5.42
6.23	Ор–Аб–Ан–Ди–Гед–H_2O	5.29 + 5.30 + 5.34 + 5.38 + 5.43
6.24	Ор–Аб–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	5.31 + 5.32 + 5.33 + 5.34 + 5.39 + 5.44
6.25	Ор–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	5.35 + 5.36 + 5.37 + 5.38 + 5.39 + 5.45
6.26	Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	5.40 + 5.41 + 5.42 + 5.43 + 5.44 + 5.45

Таблица 5.5

Частные семикомпонентные системы, составляющие общую систему I–II. В.1 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, при условии пересыщенности H_2O

Индек с систем	Компонентный состав систем	Граничные шестикомпонентные системы (из табл. 5.4)
7.1	Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–H_2O	6.1 + 6.2 + 6.5 + 6.9 + 6.13 + 6.20
7.2	Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Ди–H_2O	6.1 + 6.3 + 6.6 + 6.10 + 6.14 + 6.21
7.3	Кв–Ор–Аб–Ан–Фа–Гед–H_2O	6.2 + 6.4 + 6.7 + 6.11 + 6.15 + 6.22
7.4	Кв–Ор–Аб–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	6.5 + 6.6 + 6.7 + 6.8 + 6.17 + 6.18 + 6.24
7.5	Кв–Ор–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	6.9 + 6.10 + 6.11 + 6.12 + 6.17 + 6.19 + 6.25
7.6	Кв–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	6.13 + 6.14 + 6.15 + 6.16 + 6.18 + 6.19 + 6.26
7.7	Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O	6.20 + 6.21 + 6.22 + 6.23 + 6.24 + 6.25 + 6.26

Большинство экспериментов за это время проводилось при больших значениях давления и главным образом в „сухих" условиях с целью моделирования процессов плавления мантии. Практически не проводились эксперименты по изучению фазовых превращений в конкретных физико-химических системах для условий земной коры ($P_{флд} < 5$ кбар).

Имеются работы, в которых предлагается строить диаграммы состояния расчетными методами либо с использованием термодинамических свойств компонентов (Bottinga, Richet, 1978; Richet, Bottinga, 1984, 1986), либо с использованием коэффициента распределения компонента между расплавом и кристаллами с учетом ограничений, вводимых уравнениями баланса масс кристаллов и жидкой фазы при плавлении и стехиометрией кристаллических фаз (Langmair, Hanson, 1981). Результаты таких расчетов ограничиваются трехкомпонентными системами, что явно недостаточно для наших целей.

Пресналом (Presnall, 1986) разработан алгебраический метод определения равновесной кристаллизации и путей плавления в мультикомпонентных системах. Намечены пути (методы) построения моделей много-

компонентных систем с использованием экспериментальных данных и применением метода Д. С. Коржинского (1957, 1973). В работе разбираются изобарические варианты трехкомпонентных диаграмм с тройным соединением, а также с твердыми растворами на примере системы Аб–Ан–Ди. Предполагается построить диаграмму состояния системы $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–Na_2O–FeO$ для того, чтобы понять образование основных и ультраосновных пород, что независимо от работы Преснала и выполнено автором настоящей работы.

Применение результатов плавления базальтов (Йодер, Тилли, 1965) для построения диаграмм состояния не представляется возможным, поскольку они дают крайне качественную информацию, относящуюся только к конкретному составу. Не добавляет информации и различие исходных пород при плавлении, которое определяет и некоторое различие по порядку плавления–кристаллизации минеральных фаз в эксперименте.

Перед описанием результатов исследований необходимо привести условия, которые соблюдались при физико-химическом анализе выбранных систем и построении изоплетических сечений. Суть этих условий заключается в следующем:

1) для сокращения мерности диаграмм многокомпонентных систем при геометрическом анализе использовались политермические проекции (разрезы) изобарических сечений, как это предлагают А. С. Трунин и А. С. Космынин (1977) в своем проекционно-термографическом методе исследования многокомпонентных систем;

2) во всех случаях автор стремился к упрощению диаграмм и меньшей их загруженности;

3) во всех системах, за редким исключением, не рассматривались равновесия без H_2O и не учитывались полиморфные превращения фаз, а также возможные ликвационные явления;

4) при анализе систем с Фа (или с FeO) предполагалось, что такие системы буферируются магнетит-фаялит-кварцевым или магнетитовым буфером и допускается присутствие магнетитовой фазы;

5) не производился полный анализ всех геометрических элементов диаграмм состояния мультисистем с выбором стабильных вариантов: за стабильный принимался тот вариант, который соответствует экспериментам и природным наблюдениям;

6) анализ фазовых превращений во всех системах производился только в интервале 0–10 кбар водного давления.

Описание частных систем начнем с трехкомпонентных, поскольку сведения по двухкомпонентным системам (имеются в виду минальный компонент + H_2O) общеизвестны и о них упоминалось при описании фаз.

5.1. Трехкомпонентные системы

Как видно из табл. 5.1, только одна треть систем изучена при P_{H_2O}, а остальные – либо при 1 атм, либо при $P_{"сух"}$. Кроме того, необходимо еще раз напомнить, что только две системы: 3.4 – Кв–Фо–H_2O и 3.5 – Кв–Фа–H_2O являются, строго говоря, трехкомпонентными системами, а остальные – сечениями четырех- и более компонентных систем.

Инконгруэнтное разложение Ged еще до ликвидуса затрудняет изучение систем с его участием как независимым компонентом. Вероятно, поэтому такие системы практически не изучены экспериментально. По данным (Lindsley, 1971), с увеличением $P_{"сух"}$ температура инконгруэнтного разложения Ged увеличивается, при 15 кбар он уже появляется на ликвидусе, но такие условия не рассматриваются в данной работе. К сожалению экспериментально не изучено влияние P_{H_2O} на устойчивость Ged. Тем не менее имеются природные наблюдения инверсии $Bo_{тв.р}$ в Ged, описанной (правда, с оговорками) в работе (Уэйджер, Брэун, 1970) при характеристике минералов Скергаардского интрузива. Данное описание относится к верхней зоне массива, образование которой связывается с конечными стадиями кристаллизации магмы, пересыщенной водным флюидом, о чем свидетельствует присутствие в породах зоны гидроксилсодержащих минералов – роговой обманки и биотита. Этот факт образования в начале $Bo_{тв.р}$ из водонасыщенного расплава и затем его субсолидусная инверсия свидетельствуют о том, что P_{H_2O} не сильно изменяет фазовые превращения в системе Ged–Фс–Bo по сравнению с 1 атм. Поэтому при построениях диаграмм состояния систем с Ged в ликвидус-солидусных превращениях принимает участие не Ged, а $Bo_{тв.р}$.

Как указывалось выше, давление воды в принятых условиях является внешним фактором, и поэтому все фазовые равновесия рассматриваются как взаимодействие двух остальных компонентов, хотя вода при этом присутствует в избытке и может идти на образование гидроксилсодержащих фаз – амфиболов и биотитов.

Прежде чем перейти к анализу фазовых равновесий в реальных системах и построению их диаграмм состояния, рассмотрим двухкомпонентную теоретическую систему А–В при P_{H_2O} с двумя химическими соединениями (рис. 5.1): одно без H_2O, плавящееся конгруэнтно при 1 атм – Д, а другое – гидроксилсодержащее – С, которое на ликвидусе появляется при определенном значении P_{H_2O}.

Из рис. 5.1 видно, что химическое соединение С, появляясь на ликвидусе „своей" подсистемы А–Д, через ликвидус-солидусные фазовые превращения расширяет поле устойчивости и распространяет его до подсистемы Д–В, вытесняя химическое соединение Д. Следует обратить внимание на то, что хотя эвтектика в подсистеме Д–В имеет меньшую температуру, чем эвтектика в подсистеме А–Д, тем не менее фаза С, расширяя свое поле устойчивости с увеличением P_{H_2O}, не может появиться на ликвидусе подсистемы Д–В „снизу", она в ней появляется только „сверху" от ликвидуса, что принципиально важно. С подобными фазовыми превращениями мы встретимся в системах, где на ликвидусе появляются гидроксилсодержащие фазы – амфиболы и слюды. Необходимо отметить, что при интерпретации экспериментальных данных по таким системам и построении диаграмм состояния, по мнению автора,

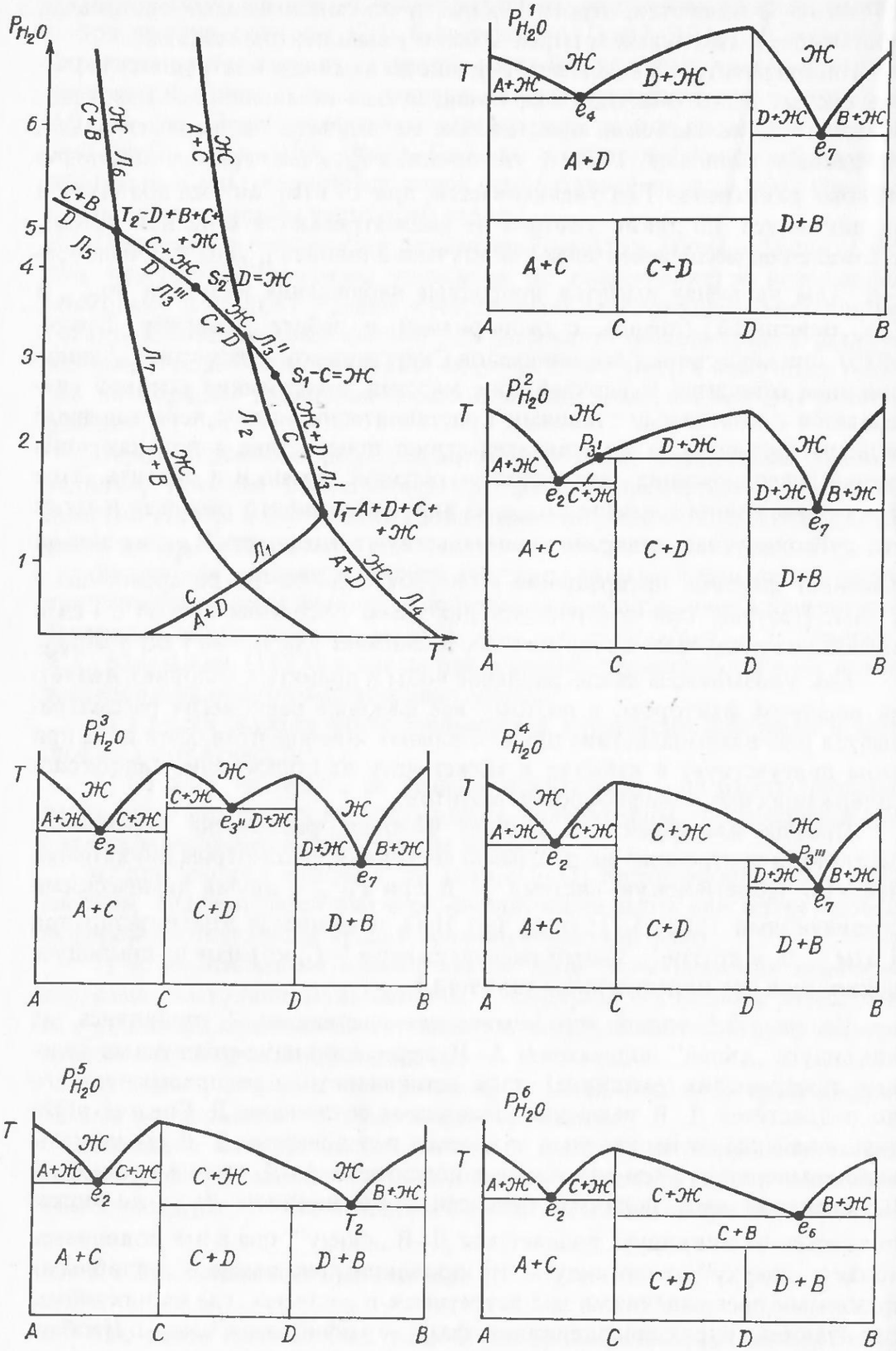


Рис. 5.1. Диаграмма состояния системы A–B с двумя промежуточными соединениями при вполне подвижном поведении воды.

были допущены ошибки, на что будет указано при рассмотрении конкретных систем. В работе автора (Дубровский, 1984) эти ошибки повторены без критического анализа, что было связано с большой доверительностью к экспериментам и их авторам.

Далее перейдем к результатам анализа фазовых превращений в трехкомпонентных (два минальных компонента + H_2O) системах. Причем нас, как указывалось выше, интересуют ликвидус-солидусные фазовые превращения, отражающие процессы кристаллизации магматических пород в температурном интервале 1200–650 °С. Субсолидусных превращений будем касаться, поскольку они будут связаны с ликвидусными – это кристаллизация–разложение амфиболов, слюд и шпинелей.

Так как экспериментальные диаграммы состояния, как правило, выражены в мас. %, то и все дальнейшие построения будут проводиться также в мас. %.

Часть систем, приведенных в табл. 5.1, а именно 3.1, 3.2, 3.3, 3.6, 3.7, 3.8, 3.9, 3.14, 3.17, 3.21, 3.23, рассмотрены в работах автора (Дубровский, 1984, 1987а) и вообще широко известны в петрологической науке. Поэтому во избежание повторения на этих системах не будем останавливаться, за исключением некоторых систем с Ор, поскольку в работах автора не учитывалось его инконгруэнтное плавление с появлением Лц, так как все фазовые превращения проектировались из вершины Кв.

Система 3.4 – Кв–Фо–H_2O является частью широко известной системы SiO_2–MgO–(H_2O). В ней имеется промежуточное химическое соединение Эн – $MgSiO_3$ (или $Mg_2Si_2O_6$), которое делит эту систему на две подсистемы: Эн–Кв и Эн–Фо (рис. 5.2), т. е. кварцсодержащую (кварцнормативную) или оливинсодержащую (оливиннормативную). Эта особенность частной системы транслируется в полную систему, в результате чего и последняя делится на две соответствующие подсистемы.

В фазовых превращениях ликвидус-солидусной области системы 3.4 участвуют четыре фазы: Фо, Кв, Эн и Ж, но в зависимости от величины давления и факторов его создания реализуются различные типы превращений, учет которых при теоретическом моделировании и петрологической интерпретации парагенетических минеральных ассоциаций имеет принципиальное значение. При 1 атм и до 20 кбар P_{H_2O} Эн плавится энконгруэнтно с образованием фазовой ассоциации Фо + Ж. Поэтому на всем указанном интервале водного давления „нонвариантная" точка подсистемы Эн–Фо является перитектической, а системы Эн–Кв – эвтектической (рис. 5.2). Показанная на рис. 5.2 топология изобарического разреза позволяет расплавам подсистемы Эн–Фо при определенной степени фракционирования Фо беспрепятственно переходить в подсистему Эн–Кв вплоть до эвтектики Эн + Кв = Ж, т. е. в таком случае говорят об отсутствии „пироксенового" термального барьера. И опять-таки эта особенность данной системы транслируется в объем полной системы. При $P_{„сух"}$ на определенном интервале значений, которое по разным авторам различно и колеблется от 1.3 до 4.5 кбар, Эн начинает плавиться конгруэнтно, в результате чего образуется так называемый „пироксено-

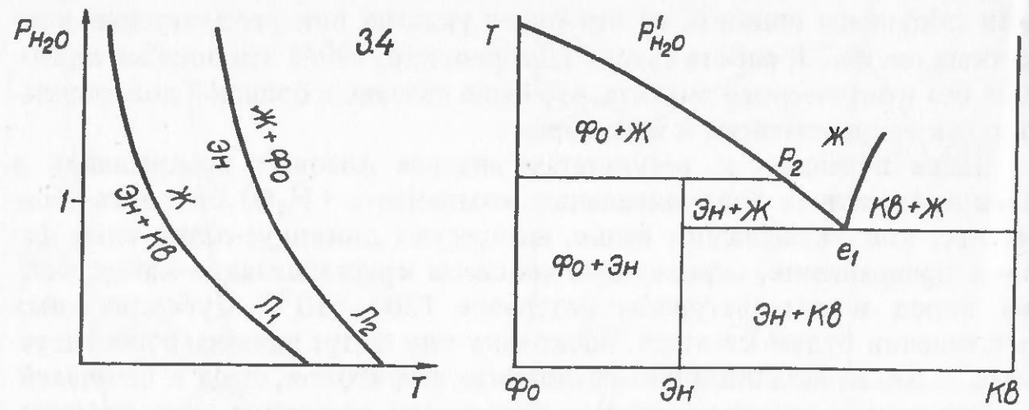


Рис. 5.2. Схематическая диаграмма состояния системы 3.4 – Кв–Фо–H_2O.

вый барьер" и проявляются эвтектические взаимоотношения как в подсистеме Эн–Кв, так и в подсистеме Эн–Фо (рис. 5.3). В данном случае расплавы одной подсистемы при любом фракционировании кристаллических фаз не смогут перейти в другую. Об этом приходится напоминать поскольку встречаются работы (Шарков, 1984), в которых, очевидно, неправильно трактуется понятие „пироксеновый барьер" и говорится о его преодолении расплавом или об „отражении" от этого барьера.

Система 3.5 – Кв–Фа–H_2O, так же как и система 3.4, является частной системы SiO_2–FeO. Эта система изучена при 1 атм и $P_{„сух"}$ (Минералы..., 1974). Согласно экспериментальным данным, промежуточное химическое соединение Фс–$FeSiO_3$ (или $Fe_2Si_2O_6$) – появляется на ликвидусе только при 12.5 кбар. При водном давлении система 3.5 не изучалась. Предполагается, что по крайней мере до 10 кбар P_{H_2O} фазовые превращения и соответственно топология диаграммы остаются такими же, как и при 1 атм (рис. 5.4).

Система 3.7 – Кв–Гед–H_2O – это частное „псевдодвойное" сечение системы CaO–FeO–SiO_2, и автору не известна информация по экспериментальному ее изучению. Схематический изобарический разрез этой системы построен автором с учетом экспериментов над системой CaO–FeO–SiO_2 при 1 атм и $P_{„сух"}$ (Минералы..., 1974; фиг. 557 и 1185). Предполагается, что топология разреза вряд ли будет изменяться при P_{H_2O} (рис. 5.5).

Система 3.9 – Ор–Ан–H_2O, хотя и причислена к широко известным, тем не менее следует привести некоторые пояснения в связи с появлением в ней Лц при низких значениях P_{H_2O}. Данная система представляет собой разрез четырехкомпонентной (+H_2O) системы K_2O–CaO–Al_2O_3–SiO_2 со строго заданным отношением указанных оксидов. Фазовые превращения ликвидус-солидусной области этой системы изучались при 1 атм (Schairer, Bowen, 1947) и при P_{H_2O}=5 кбар (Стюарт, Йодер, Смит, 1963). На рис. 5.6,*а* приведены P_{H_2O}–T проекция и изобарические

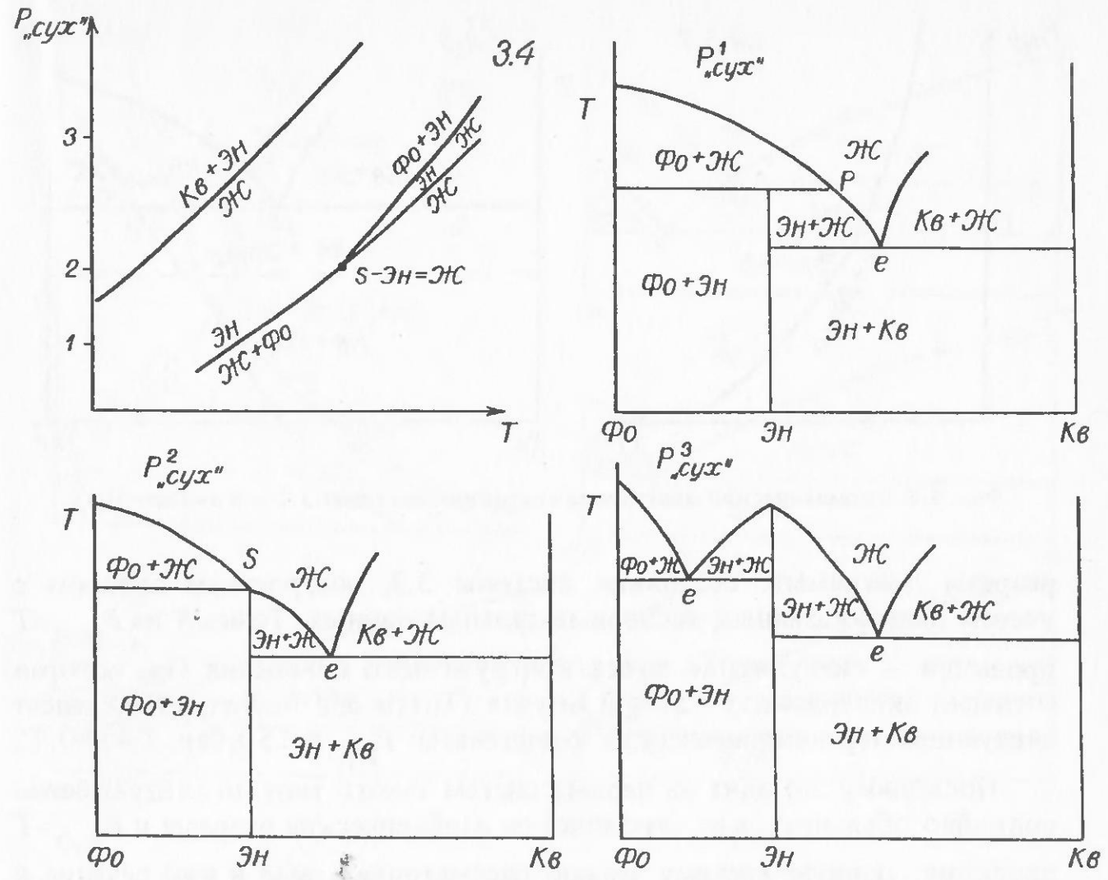


Рис. 5.3. Схематическая диаграмма состояния системы Кв–Фо при $P_{„сух"}$.

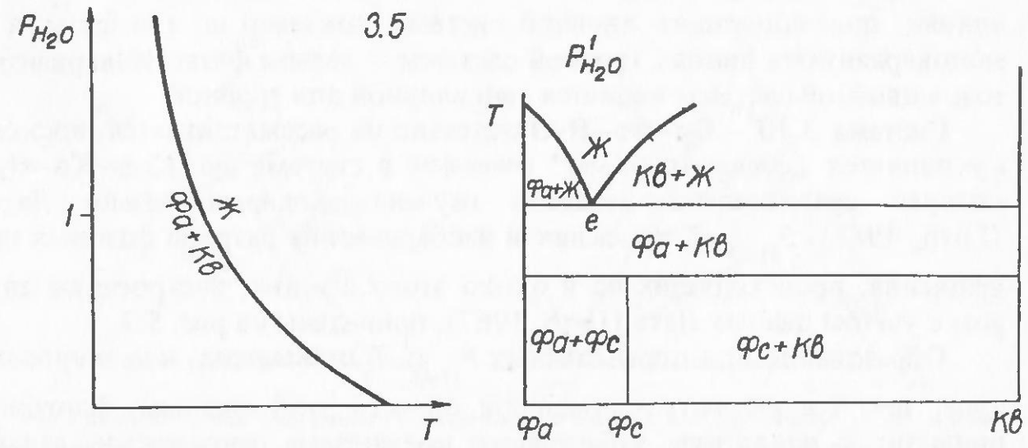


Рис. 5.4. Схематическая диаграмма состояния системы 3.5 – Кв–Фа–H_2O.

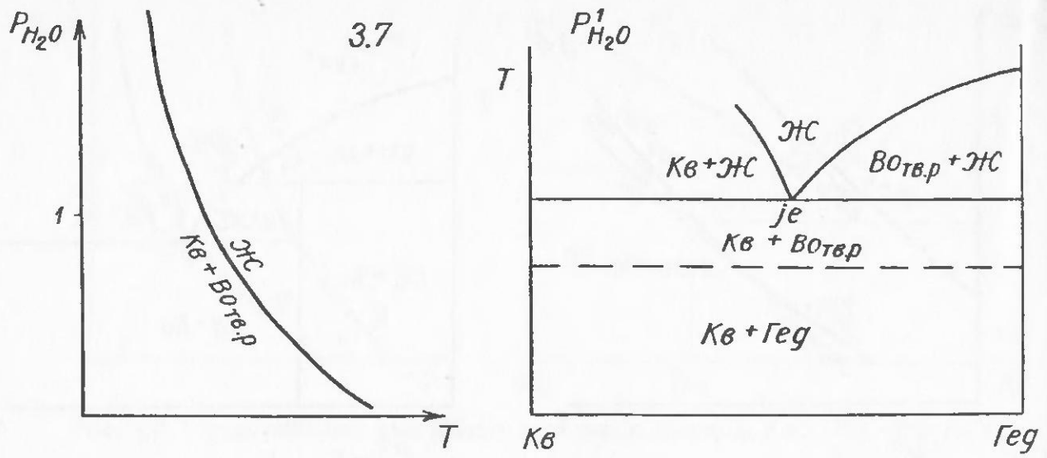


Рис. 5.5. Схематическая диаграмма состояния системы 3.7 – Кв–Ген–H_2O.

разрезы диаграммы состояния системы 3.9, построенные автором с учетом вышеуказанных экспериментальных данных. Точка S на P_{H_2O}–T проекции – сингулярная точка конгруэнтного плавления Ор, которая согласно эксперименту Татла и Боуэна (Tuttle and Bowen, 1958) имеет следующие термодинамические координаты: $P_{H_2O} = 2.5$ кбар, $T = 980$ °С.

Поскольку это одна из первых систем такого типа, то следует более подробно объяснить, как строились ее изобарические разрезы и P_{H_2O}–T проекция. Данную систему можно рассматривать еще и как сечение в системе Кв–Ан–Лц–H_2O (рис. 5.6,*б*). На рис. 5.6,*б* сечение Ор–Ан показано проекцией на концентрационных треугольниках, которые в свою очередь являются изобарическими сечениями, соответствующими изобарическим сечениям 5.6,*а*. И так как сечения по каноде Ор–Ан принадлежат трехкомпонентной системе (+H_2O), то на них показаны фазовые превращения не только двойной, но и тройной системы. То же самое относится и к P_{H_2O}–T проекции. Поэтому на моновариантных линиях, принадлежащих двойной системе, показано по три фазы, а на моновариантных линиях тройной системы – четыре фазы. Инвариантная точка двойной системы является сингулярной для тройной.

Система 3.10 – Ор–Фо–H_2O отдельно не рассматривается, поскольку является „псевдодвойным" сечением в системе Фо–Клф–Кв–H_2O, которая сравнительно детально изучена экспериментально Латом (Luth, 1987). P_{H_2O}–T проекция и изобарические разрезы фазовых превращений, происходящих на и около этого сечения, построенные автором с учетом данных Лата (Luth, 1967), приведены на рис. 5.7.

Образование при определенных P_{H_2O}–T параметрах, как в субсолидусе, так и в ликвидус-солидусной области этой системы, флогопита приводит к появлению избыточного кремнезема относительно стехиометрии Фо + Ор, и система из трехкомпонентной превращается в четырехкомпонентную Фо–Эн–Ор–H_2O. Поэтому изобарические сечения с Фл следует считать как условно двойные и при их построении учитывать

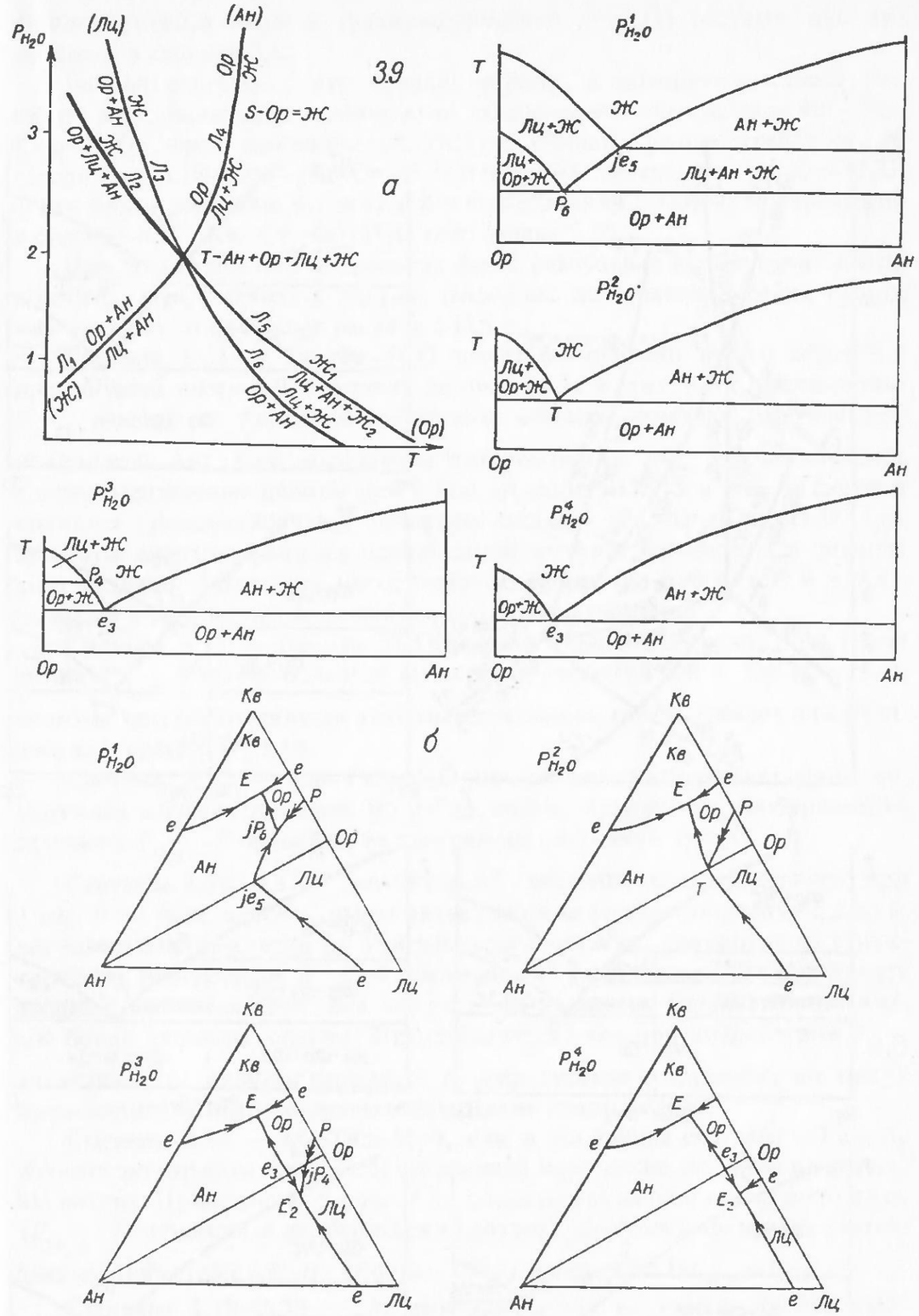


Рис. 5.6. Схематическая диаграмма состояния системы 3.9 – Ор–Ан–H_2O (*а*) и изобарические разрезы системы Ан–Кв–Лц–H_2O (*б*), соответствующие разрезам системы 3.9.

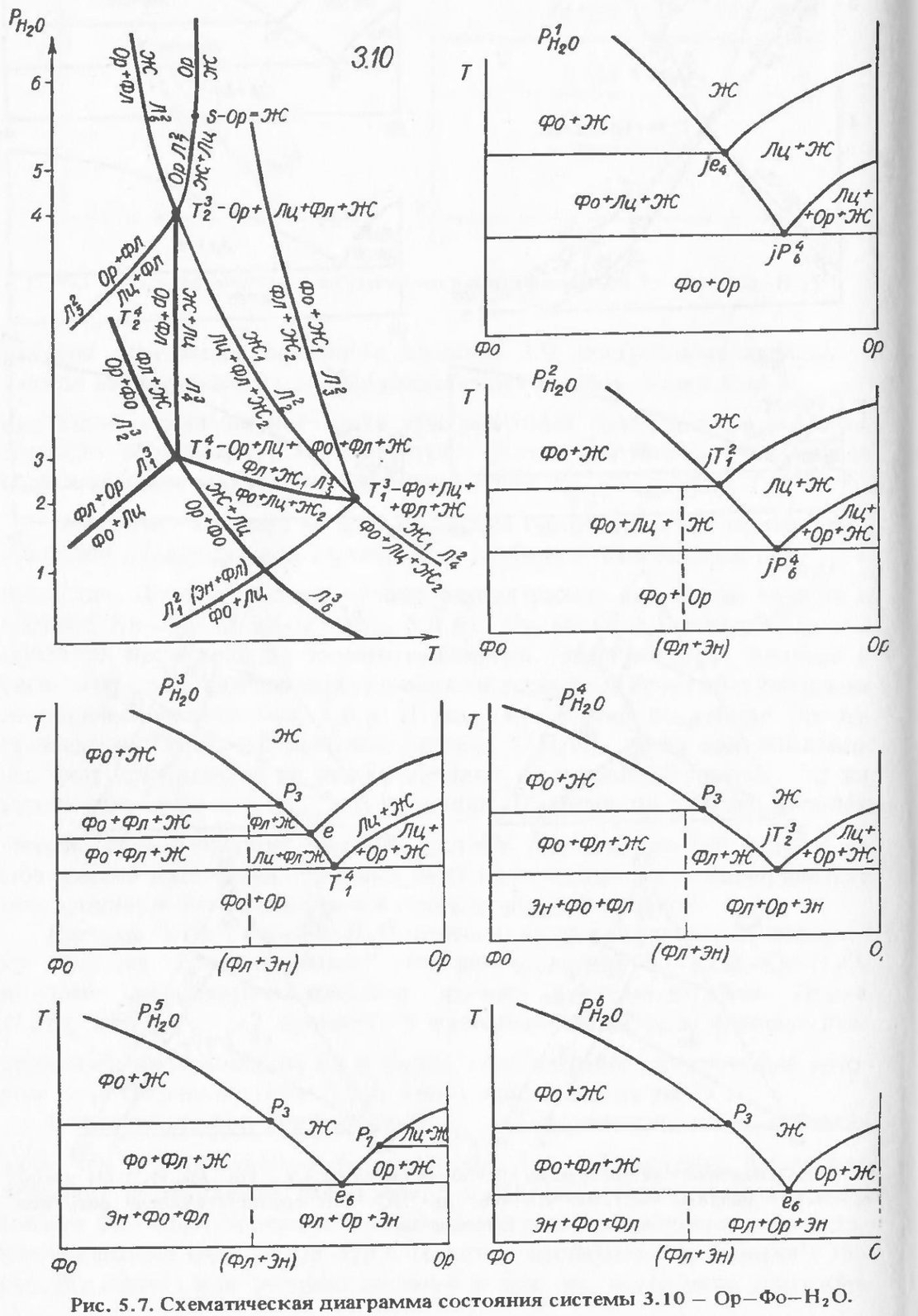


Рис. 5.7. Схематическая диаграмма состояния системы 3.10 – Ор–Фо–H_2O.

фазовые превращения в трехкомпонентной (+H_2O) системе, как это делалось в системе 3.9.

Данная система – это первый пример, в котором показано, как объем кристаллизации химического соединения – Фл-системы Фо–Лц–Клф–H_2O через ликвидус-солидусную область распространяется на соседнюю систему Фо–Лц–Ор–H_2O и далее на систему Фо–Эн–Ор–H_2O, о чем более подробно будет сказано при описании фазовых превращений в системе 4.3 – Кв–Ор–Фо–H_2O (см. раздел 5.2).

При сопоставлении модельных фаз с реальными необходимо всегда помнить, что в природе чистый флогопит встречается крайне редко, как правило, это твердый раствор с Ист.

Система 3.11 – Ор–Фа–H_2O имеет естественно много общего с предыдущей системой. Различия заключаются в том, что с увеличением P_{H_2O} раньше из ликвидус-солидусной области исчезает Лц, чем там появляется Ант. При построении диаграммы на рис. 5.8 учитывались экспериментальные данные при 1 атм (Roedder, 1951) и что эта система является „псевдодвойным" сечением системы Фа–Кв–Клф–H_2O, результаты анализа фазовых превращений которой приведены в следующем разделе. Замечания относительно состава Фл относятся и к Ант, который в природных ассоциациях содержит Сид минал.

Система 3.12 – Ор–Ди–H_2O изучена экспериментально при 1 атм и при P_{H_2O} и имеет большое сходство с системой 3.9 – Ор–Ан–H_2O, поэтому при построении их диаграмм состояния использовался аналогичный алгоритм (рис. 5.9).

Система 3.13 – Ор–Ged–H_2O не изучена экспериментально, но, учитывая взаимоотношения Во и Ged, можно предложить изобарические сечения и P_{H_2O}–T проекцию ее диаграммы состояния (рис. 5.10).

Системы 3.15–3.17 – „альбитовые", изучены экспериментально при 1 атм и во всех альбит . имеет эвтектические взаимоотношения с другими компонентами, если не учитывать усложнения, связанные со структурными инверсиями и „плагиоклазовым" эффектом с кальцийсодержащими компонентами. Все эти системы являются бинарными сечениями более сложных систем. Предполагается, что при воздействии P_{H_2O} эвтектические взаимоотношения в этих системах остаются, но могут происходить концентрационные изменения компонентов.

Система 3.18 – Аб–Ged–H_2O, как и остальные системы с Ged, не изучена экспериментально или по крайней мере такие сведения не известны автору. Приведенная на рис. 5.11 схематическая диаграмма состояния (P_{H_2O}–T проекция и изобарический разрез) построена автором с учетом данных по системе Аб–Во (Foster, 1942) и инверсии $Во_{тв.р}$ в Ged.

Системы 3.19–3.22 – „анортитовые", так же как и „альбитовые" изучены при 1 атм, за исключением системы 3.21 – Ан–Ди–H_2O, которая была изучена при различных значениях P_{H_2O}.

Системы 3.19 – Ан–Фо–H_2O и 3.21 – Ан–Ди–H_2O являются сечениями хорошо изученной при 1 атм системы CMAS – CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2,

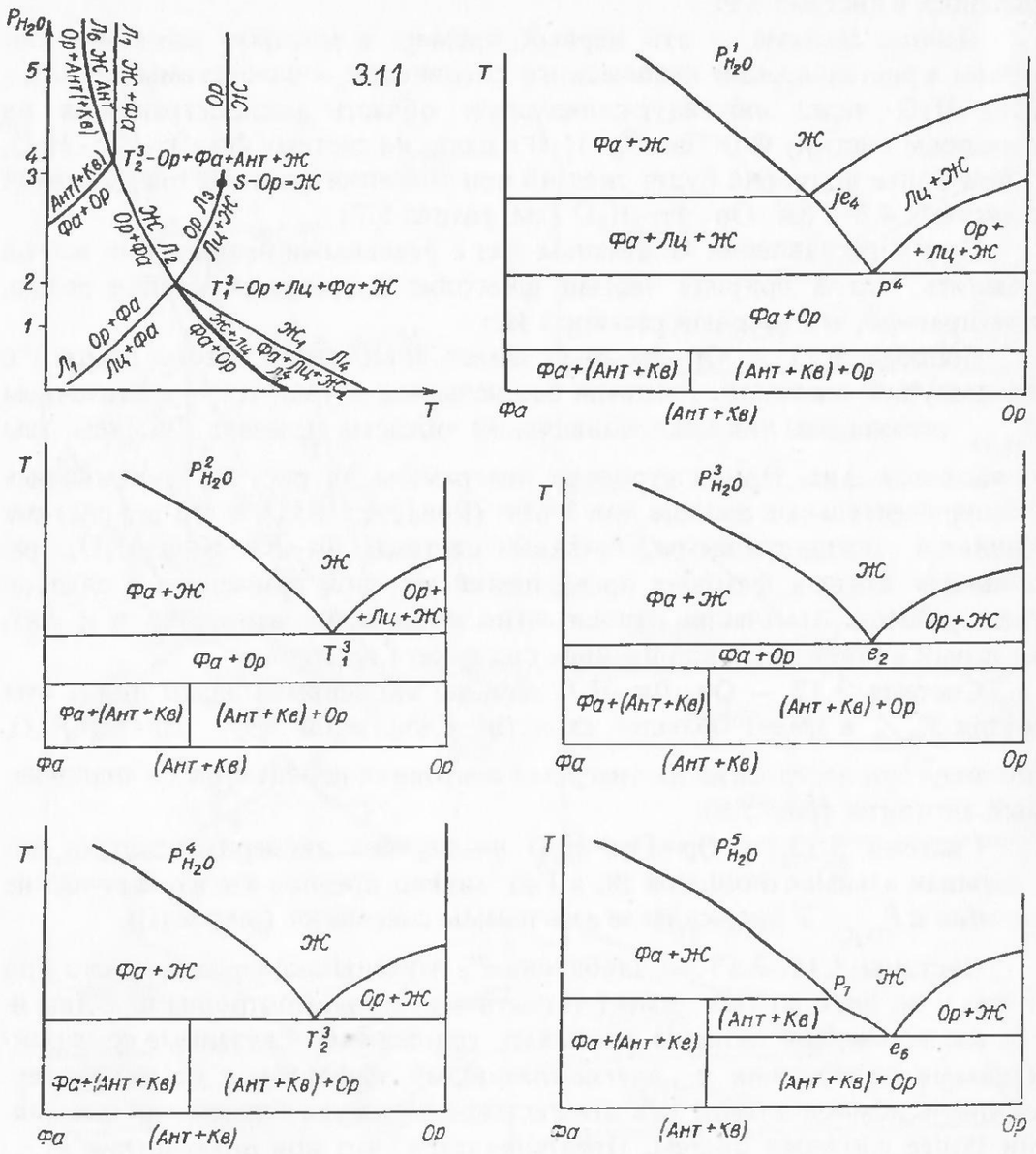


Рис. 5.8. Схематическая диаграмма состояния системы 3.11 – Ор–Фа–H_2O.

а системы 3.20 – Ан–Фа–H_2O – и 3.22 – Ан–Ged–H_2O – сечениями системы CFAS – CaO–FeO–Al_2O_3–SiO_2, также изученной при 1 атм и соответствующих буферах.

Из всех систем только система 3.21 – Ан–Ди–H_2O представляет двойное сечение и характеризуется эвтектическими взаимоотношениями компонентов, которые остаются таковыми и при воздействии P_{H_2O}, но при этом значительно изменяются концентрационные соотношения компонентов в эвтектике (Yoder, 1971) – она обогащается анортитом.

Остальные системы – „псевдодвойные" сечения, поскольку они усложняются появлением на ликвидусе „чужих" фаз: в системах 3.19 –

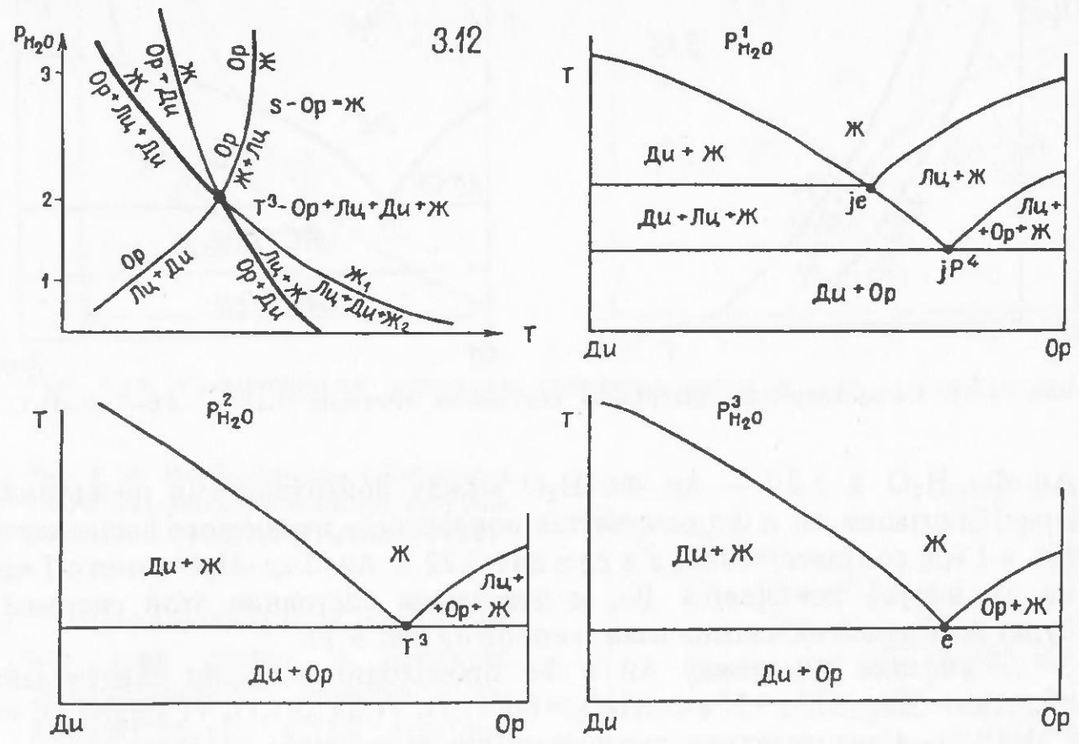


Рис. 5.9. Схематическая диаграмма состояния системы 3.12 – Ор–Ди–H_2O.

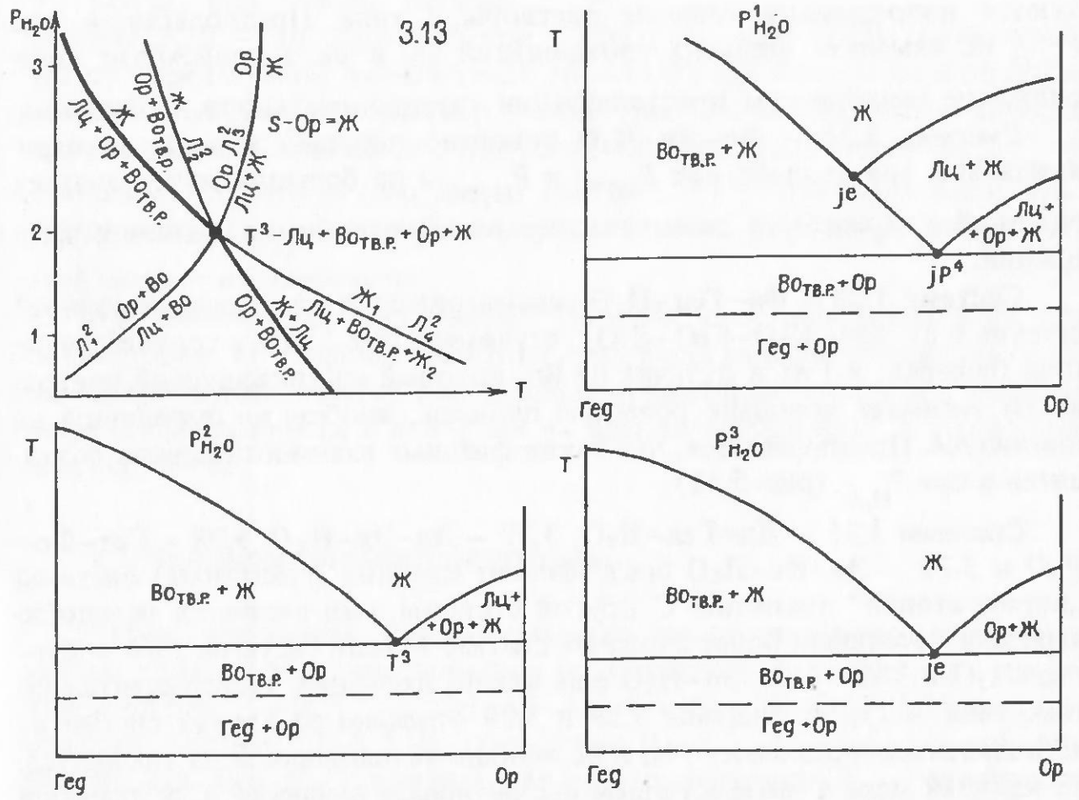


Рис. 5.10. Схематическая диаграмма состояния системы 3.13 – Ор–Ged–H_2O.

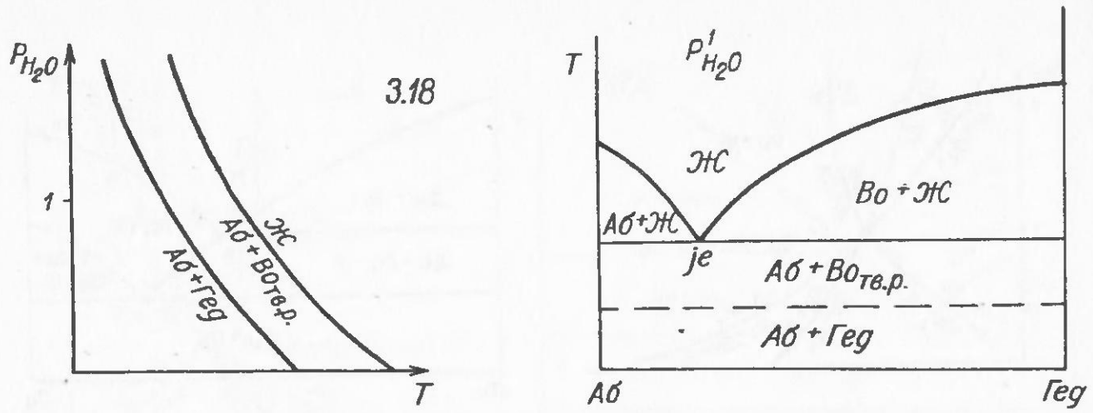


Рис. 5.11. Схематическая диаграмма состояния системы 3.18 – Аб–Ген–H_2O.

Ан–Фо–H_2O и 3.20 – Ан–Фа–H_2O между поверхностями первичной кристаллизации Ан и Фо появляется поверхность первичного выделения Шп и Герц соответственно, а в системе 3.22 – Ан–Ген–H_2O вместо Ген на ликвидусе появляется Во, и диаграмма состояния этой системы будет по топологии наналогична таковой на рис. 5.11.

Появление Шп между Ан и Фо происходит согласно следующей реакции: $2Mg_2SiO_4 + 2CaAl_2Si_2O_8 = MgAl_2O_4 + CaAl_2Si_2O_8 + CaMgSi_2O_6 + 2MgSiO_3$. Следовательно, при выделении из расплава, соответствующего состава, Шп и ее фракционирование приведет к обогащению расплава кремнеземом.

Система 3.23 – Фо–Фа–H_2O изучена только при 1 атм, когда образуются непрерывные твердые растворы I типа. Предполагается, что P_{H_2O} не изменяет фазовых соотношений Фо и Фа, а происходит лишь снижение температуры кристаллизации твердых растворов – оливинов.

Система 3.24 – Фо–Ди–H_2O довольно детально изучена экспериментально при воздействии $P_{„сух"}$ и P_{H_2O}, и на больших интервалах их значений сохраняются эвтектические взаимоотношения фазовых ассоциаций.

Система 3.25 – Фа–Ген–H_2O рассматривается как „псевдодвойное" сечение в системе CaO–FeO–SiO_2, изученной при 1 атм и соответствующих буферах, и Ген в отличие от Во, который на ликвидусной поверхности занимает довольно большую площадь, вообще не появляется на ликвидусе. Предполагается, что такие фазовые взаимоотношения сохранятся и при P_{H_2O} (рис. 5.12).

Системы 3.26 – Ди–Ген–H_2O, 3.27 – Ди–Эн–H_2O, 3.28 – Ген–Фс–H_2O и 3.29 – Эн–Фс–H_2O представляют крайние (граничные) системы „пироксеновой" трапеции. С другой стороны, они являются псевдобинарными сечениями более сложных систем. И если системы 3.26 – Ди–Ген–H_2O и 3.27 – Ди–Эн–H_2O еще как-то изучались экспериментально (см. табл. 4.1), то системы 3.28 и 3.29 отдельно от других систем не исследовались, поскольку Ген и Фс вообще не появляются на ликвидусе, по крайней мере в интересующем нас интервале давления, а Эн плавится инконгруэнтно, что также зутрудняет проведение эксперимента.

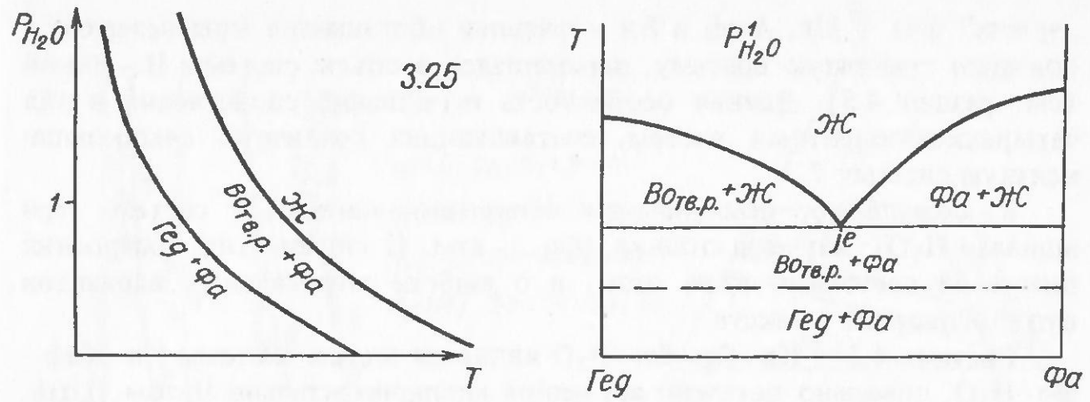
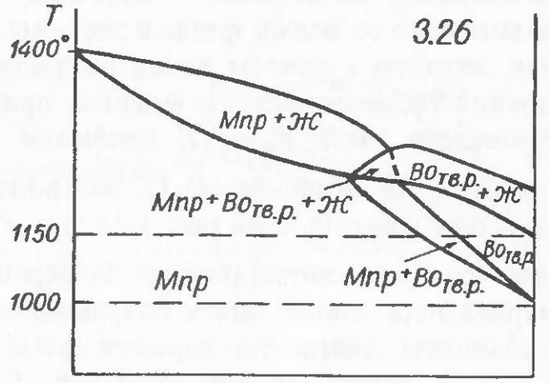


Рис. 5.12. Схематическая диаграмма состояния системы 3.25 – Фа–Ген–H_2O.

Рис. 5.13. Изобарическое сечение при 1 атм диаграммы состояния системы 3.26 – Ди–Ген–H_2O (Turnock, 1962).



Даже совместное рассмотрение этих систем в пределах „пироксеновой" трапеции в отрыве от других систем затруднительно из-за появления на ликвидусе „чужих" фаз (см. систему 4.46 – Эн–Ди–Фс–Ген–H_2O).

Более или менее изучена система 3.26 – Ди–Ген–H_2O при 1 атм (Turnock, 1962). Установлено, что до определенной железистости (65–70 % Ген) компоненты образуют непрерывный твердый раствор I типа (рис. 5.13). При более высокой железистости в ликвидус-солидусной области появляется $Во_{тв.р}$, что усложняет топологию диаграммы (см. рис. 5.13). Предполагается, что с увеличением P_{H_2O}, по крайней мере до 5 кбар, фазовые соотношения в этой системе не изменятся.

При дальнейших построениях (разработках) описанные и не описанные здесь, но широко известные в петрологической литературе системы будут использоваться как крайние (граничные) системы с соблюдением согласованности и контроля их диаграмм состояния в более сложных системах.

5.2. Четырехкомпонентные системы

Перед описанием намеченных для этого четырехкомпонентных систем следует обратить внимание на характерную особенность граничной системы II–В.7.7 – Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Ген–H_2O, которая отделяет систему II–В.1–8 от системы III–В.1–8 – Нф–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Ген–H_2O, являясь при низких значениях P_{H_2O} термальным барьером. Эта особенность заключается в том, что при кристаллизации

„чужих" фаз – Шп, Амф и Би – расплав обогащается кремнеземом и покидает граничную систему, перемещаясь в объем системы II.–В. 1–8 (см. раздел 4.5). Данная особенность естественно свойственна и для четырехкомпонентных систем, составляющих граничную семикомпонентную систему 7.7.

К сожалению, большинство четырехкомпонентных систем (три минала + H_2O) изучены только при 1 атм. О сложностях построения диаграмм состояния из-за этого и о выборе оптимальных вариантов будет оговорено в тексте.

Система 4.3 – Кв–Ор–Фо–H_2O является частью системы Кв–Клф–Фо–H_2O, довольно детально изученной экспериментально Латом (Luth, 1967). Отдельные равновесия системы изучены (Yoder, Eugster, 1954; Wones, Eugster, 1965; Modreski, Boettcher, 1972, 1973). В этой системе появляется химическое соединение Фл, которое может находиться в равновесии со всеми фазами системы. Диаграмма системы 4.3, построенная автором с учетом выше указанных экспериментов и соблюдением правил геометрического анализа, приведена на рис. 5.14. На рис. 5.15,*а* приведена часть P_{H_2O}–T проекции ликвидус-солидусных равновесий системы Кв–Клф–Фо–H_2O, построенной Латом по своим экспериментальным данным, а на рис. 5.15,*б* – P_{H_2O}–T проекция рис. 5.14, только для удобства сопоставления нумерация нонвариантных точек и моновариантных линий здесь сохранена такой же, как и на рис. 5.15,*а* и добавлены линии без паровой фазы (на рис. 5.14 они не показаны).

Как видно из рис. 5.15,*а*,*б*, P_{H_2O}–T проекции данной системы Лата и автора имеют существенные принципиальные различия: линии перитектических реакций 10, 17 и 21 (с участием Фл) имеют на рис. 5.15,*а* положительный наклон (о высокотемпературном окончании линии 10 см. ниже), а на рис. 5.15,*б* – отрицательный. Соответственно и фазовые реакции этих линий отличаются обратным расположением фазовых ассоциаций относительно линий и знака равенства. Поскольку остальные реакции написаны с соблюдением положения более высокотемпературных фазовых ассоциаций справа знака равенства в соответствии с P_{H_2O}–T проекцией, то, очевидно, что реакции указанных равновесий в работе Лата написаны в противоречии с принципом Ле-Шателье или правилом креста. Вероятно, Лат считает фазовую ассоциацию Фл + Ж низкотемпературной по сравнению с фазовыми ассоциациями Эн + Ор + + П, Кпш + Фо + П, Кпш + Эн + П. Скорее всего, это связано с установившимся мнением, что химические соединения какой-либо подсистемы раньше появляются на ликвидусе в более низкотемпературных равновесиях независимо от принадлежности их к подсистемам общей системы.

Если же мы вернемся к рис. 5.1 и 5.7, то увидим, что химическое соединение появляется вначале на ликвидусе своей подсистемы, а затем через ликвидусные фазовые превращения его поле (объем) кристаллизации распространяется и на другие подсистемы. Для флогопита (Фл) „своей" является подсистема Фо–Лц–Клф–H_2O в системе Фо–Клф–Кв–H_2O, и поэтому с увеличением P_{H_2O} он раньше всех должен появить-

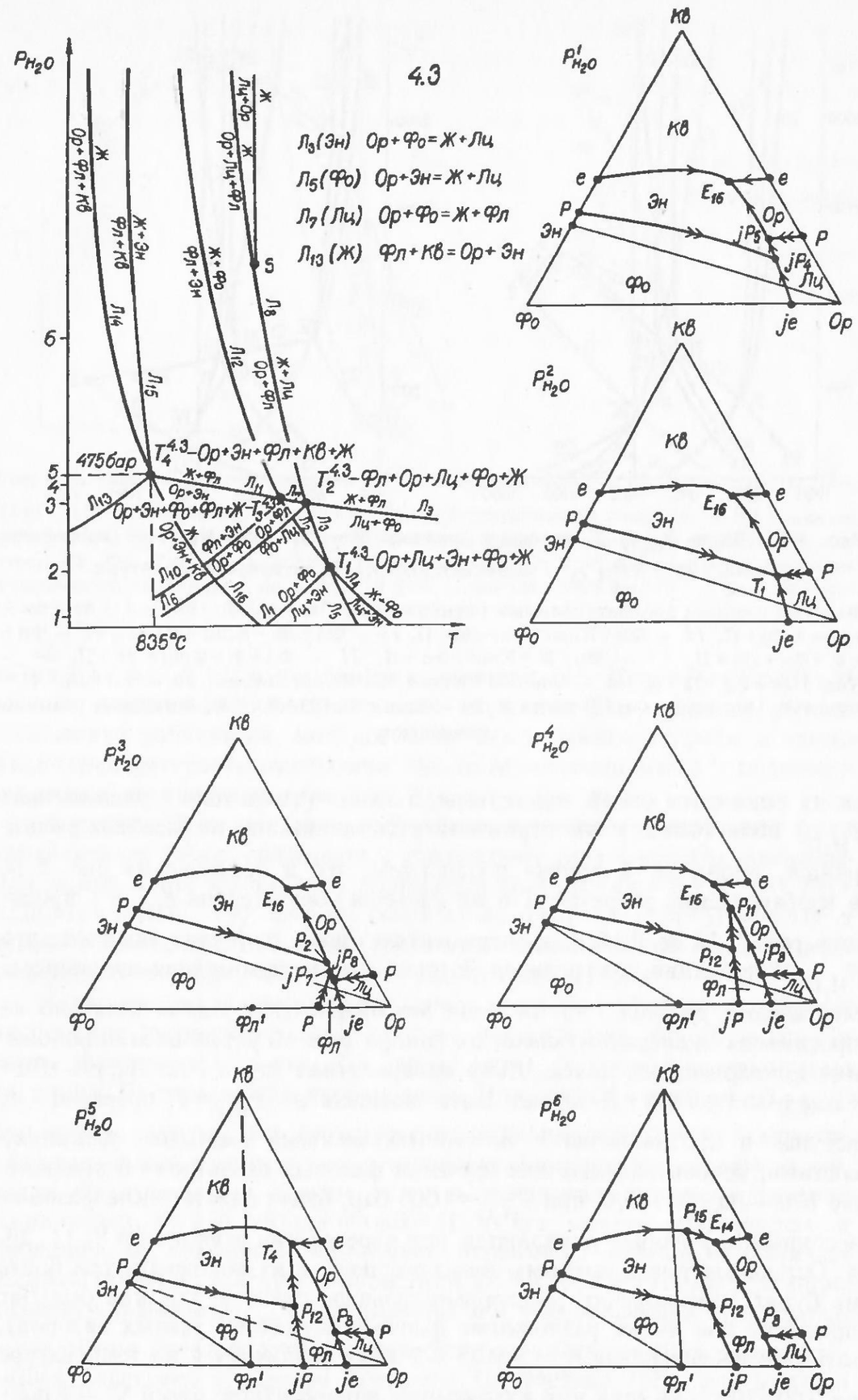


Рис. 5.14. Схематическая диаграмма состояния системы 4.3 – Кв–Ор–Фо–H_2O.

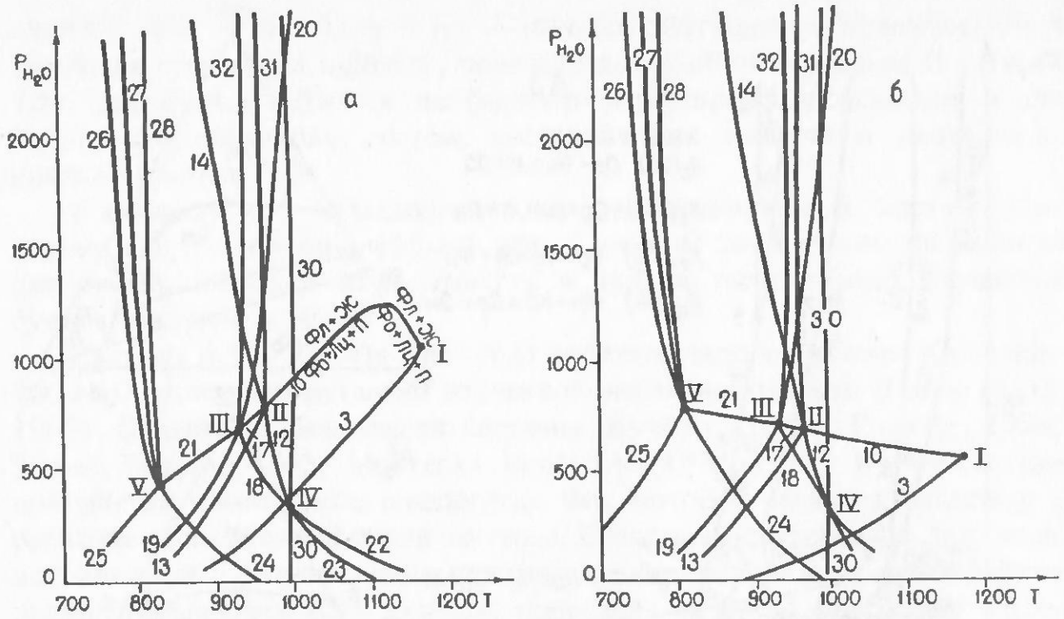


Рис. 5.15. Часть P_{H_2O}–T проекция системы Кв–Фо–Клф–H_2O (*а*) из работы (Luth, 1967) и P_{H_2O}–T проекция рис. 5.14 в интерпретации автора.

Фазовые реакции рассматриваемых равновесий по Лату (Luth, 1967): *3* – Фл = Фо + + Клс + Лц + П, *13* – Фл + Кпш = Фо + Лц + П, *19* – Фл + Эн = Кпш + Фо + П, *10* – Фл + + Ж = Фо + Лц + П, *17* – Фл + Ж = Кпш + Фо + П, *21* – Фл + Ж = Кпш + Эн + П, *24* – Кпш + Эн + Кв + П = Ж, *25* – Фл + Кв = Кпш + Эн + П; по автору: 10 – Фо + Лц + П = = Фл + Ж, 17 – Кпш + Фо + П = Фл + Ж, 21 – Кпш + Эн + П = Фл + Ж; остальные реакции совпадают.

ся на ликвидусе своей подсистемы, а затем (опять-таки с увеличением P_{H_2O}) поле (объем) его первичной кристаллизации из расплава расширяется, проникая в другие подсистемы, что и показано на рис. 5.14 в изобарических разрезах. Что же касается соответствия P_{H_2O}–T проекции рис. 5.14 и 5.15,*б* экспериментам Лата, то нужно помнить, что P_{H_2O}–T проекция, построенная Латом, – это интерпретация его экспериментальных данных; но ни одна моновариантная линия детально не прослежена экспериментально, не говоря уже об установлении положения нонвариантных точек. Даже инвариантная точка I по Лату – Лц + + Клс + Фо + Фл + Ж + П может быть смещена на P_{H_2O}–T проекции, не вступая в противоречия с экспериментальными данными, поскольку составы, использованные для изучения фазовых равновесий в подсистеме Клф–Лц–Фо–H_2O при P_{H_2O} = 1000 бар, будут давать такие фазовые ассоциации, которые появляются при пересечении равновесий 7, 11, 29, 4. Остальные точки смещены незначительно, и их положение тем более не будет противоречить экспериментальным данным, так как сам Лат приводит две линии разложения флогопита (данные разных авторов), которые на интервале P_{H_2O} = 0.25 – 1 кбар различаются по температуре на 100–200°. И если для нахождения инвариантной точки V – Кпш +

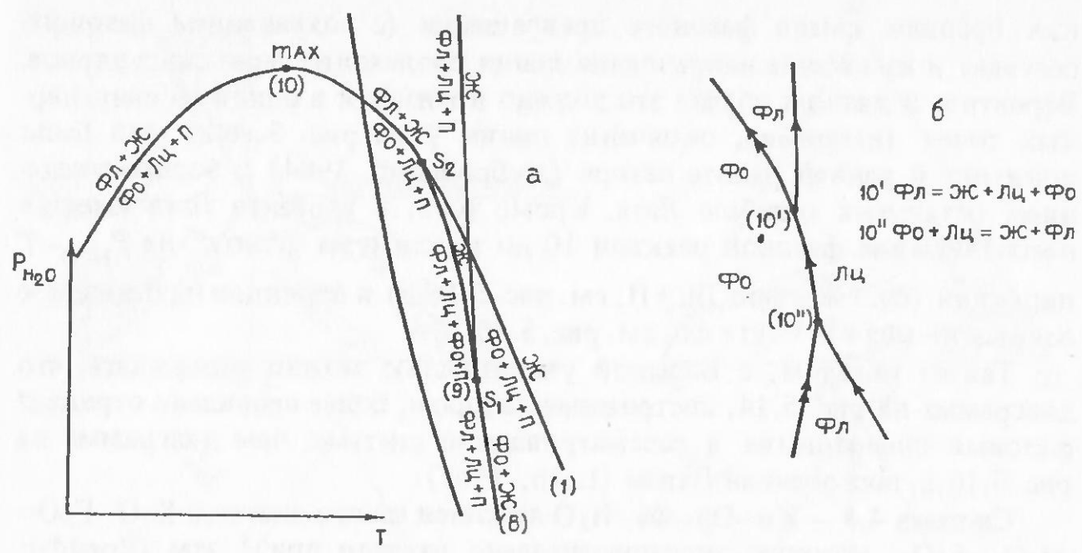


Рис. 5.16. Часть P_{H_2O}–T проекции системы Кв–Фо–Клф–H_2O (*а*) из работы Лата (Luth, 1967), показывающая появление двух сингулярных точек (S_1 и S_2) и максимума (Max) на линии 10, и часть проекции на концентрационный треугольник системы Кв–Фо–Клф–H_2O, построенная автором (*б*) и объясняющая образование возможного максимума на линии 10 (10' – Фл = Ж + Лц + Фо, 10'' – Фо + Лц = Ж + + Фл).

+ Эн + Кв + Фл + Ж + П взять линию равновесия 24 – Кпш + Эн + Кв + П = Ж не как „гранитный" ликвидус, как это делает Лат, а линию именно указанного равновесия, которое более высокотемпературное, и линию низкотемпературного разложения Фл, то естественно точка V поднимется „выше" по давлению (рис. 5.15,*б*).

В работе Лата детально разбирается возможность появления двух сингулярных точек, связанных с изменением типа фазового превращения одной и той же фазовой ассоциации Фо + Лц + Фл + Ж + П: (8) Фл + + Лц + П = Фо + Ж, (9) Фл + Лц + Фо + П = Ж, (10) Фо + Лц + П = Фл + Ж и затем – максимума на линии (10) с изменением наклона линии и перераспределением фаз – Фл + Ж = Фо + Лц + П (рис. 5.16,*а*).

Если появление сингулярных точек прекрасно объясняется пересечением (на проекции) конод (или их продолжения) Фл–Лц и Фо–Лц полем флогопита (см. рис. 7 в работе Лата), то появление максимума на линии 10 совершенно необъяснимо. Показанное на рис. 4 (P_{H_2O}–T проекция) работы Лата расположение инвариантных точек и моновариантных линий отражает такую топологию ликвидусных поверхностей, когда Фл появляется раньше всего в инвариантной точке с фазовой ассоциацией Кв + Эн + Кпш + Фл + Ж + П и его объем (поверхность в проекции на безводное основание) первичного выделения начинает распространяться в сторону эвтектики Фо + Клс + Лц + П = Ж. При определенном значении P_{H_2O} Фл появляется и в этой эвтектике (i, по Luth), и его объем (поверхность) первичного выделения начинает распространяться навстречу с первым объемом. По мнению Лата, они должны встретиться в точке максимума линии 10. Исключить такую возможность автор настоящей работы не решается, но следует напомнить, что,

как правило, смена фазового превращения (с сохранением фазового состава) и изменение направления линии происходит через сингулярное. Вероятно, в данном случае это должно произойти в одной из сингулярных точек (например, окончание линии 9 на рис. 5.16,*а*), что было показано в ранней работе автора (Дубровский, 1984) с воспроизведением остальных ошибок Лата. Кроме того, в варианте Лата имеется несоответствие фазовой реакции 10 до максимума „снизу" на P_{H_2O}–T проекции (Фл + Ж = Фо + Лц + П, см. рис. 5.16,*а*) и проекции на безводное основание (Фл = Ж + Лц + Фо, см. рис. 5.16,*б*).

Таким образом, с большой уверенностью можно утверждать, что диаграмма на рис. 5.14, построенная автором, более правильно отражает фазовые превращения в рассматриваемой системе, чем диаграмма на рис. 5.16,*а*, построенная Латом (Luth, 1967).

Система 4.4 – Кв–Ор–Фа–H_2O является частью системы K_2O–FeO–Al_2O_3–SiO_2, которую экспериментально изучали при 1 атм (Roedder, 1951; Biggar, 1983a; Freestone, Powell, 1983) и водном давлении (Wones, Dodge, 1977). По данным (Wones, Dodge, 1977), в этой системе в инвариантной точек с координатами P_{H_2O} = 4 кбар и T = 735 °С при кварц-фаялит-магнетитовом буфере появляется Ант.

С учетом этих экспериментальных данных и высказанных замечаний относительно положения перитектических линий с участием Фл построена диаграмма состояния системы 4.4 (рис. 5.17).

Система 4.8 – Кв–Аб–Фо–H_2O частично изучена Эрнстом (Ernst, 1961) в связи с устойчивостью ассоциации Глф + Кв. К сожалению, как и в случае с системой 4.3, в работе Эрнста обнаружены несоответствия с принципом Ле-Шателье (или правилом креста). Моновариантная линия перитектического равновесия с участием Глф (Кв) имеет положительный наклон на P–T проекции, в результате чего фазовая ассоциация Глф + + Ж располагается со стороны низких значений температуры, а ассоциация Эн + Аб + П – со стороны высоких (рис. 5.18). Здесь мы имеем тот же случай, когда химическое соединение Глф должно появиться на ликвидусе „своей" подсистемы – Фо–Эн–Аб–H_2O (рис. 5.19) раньше, чем в соседней – Кв–Эн–Аб–H_2O, и затем расширять свое поле (объем) кристаллизации с увеличением P_{H_2O}. Поэтому моновариантная линия указанного равновесия должна иметь отрицательный наклон с расположением фазовой ассоциации Глф + Ж со стороны более высоких значений температуры (рис. 5.19).

В работе автора (Дубровский, 1984) при рассмотрении данной системы повторена ошибка Эрнста.

Система 4.9 – Кв–Аб–Фа–H_2O является частью системы $NaAlSiO_4$–FeO–SiO_2, изученной экспериментально при 1 атм Боуэном (Bowen, 1937). Информация по фазовым превращениям с увеличением P_{H_2O} в системе 4.9 отсутствует. На рис. 5.20 представлена диаграмма состояния этой системы, построенная с предположением, что при увеличении P_{H_2O} на ликвидусе должно появиться химическое соединение Fe-Глф.

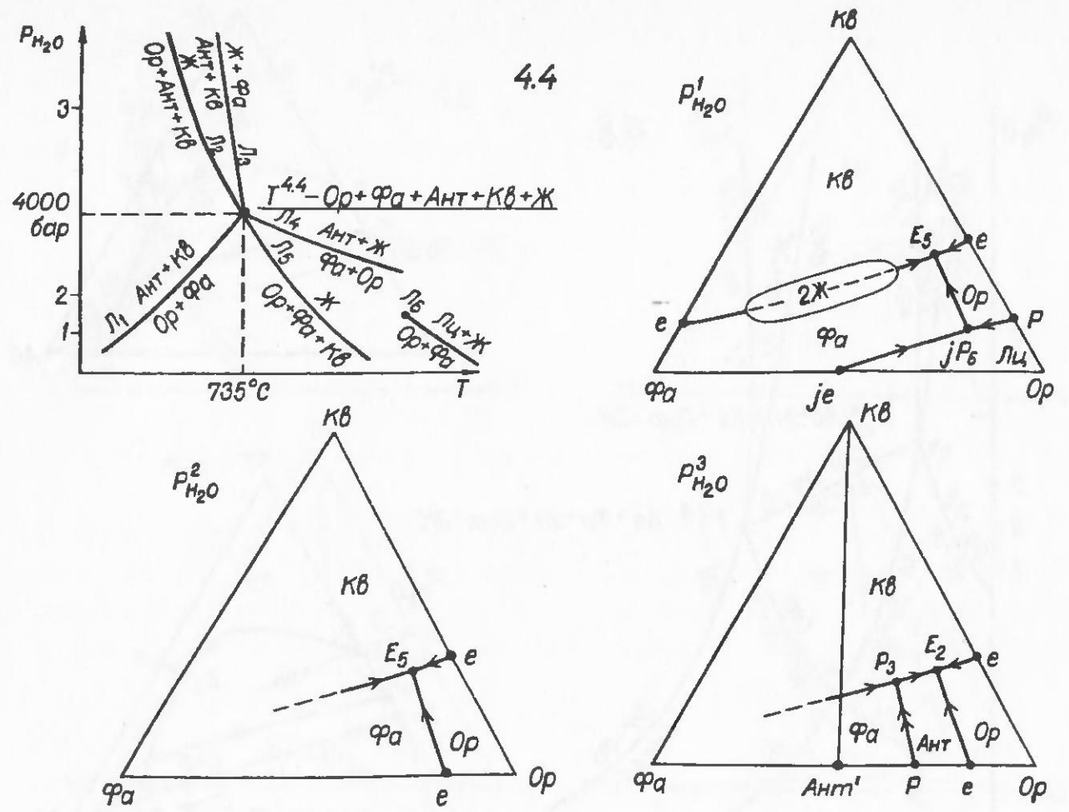


Рис. 5.17. Схематическая диаграмма состояния системы 4.4 – Кв–Ор–Фа–H_2O.

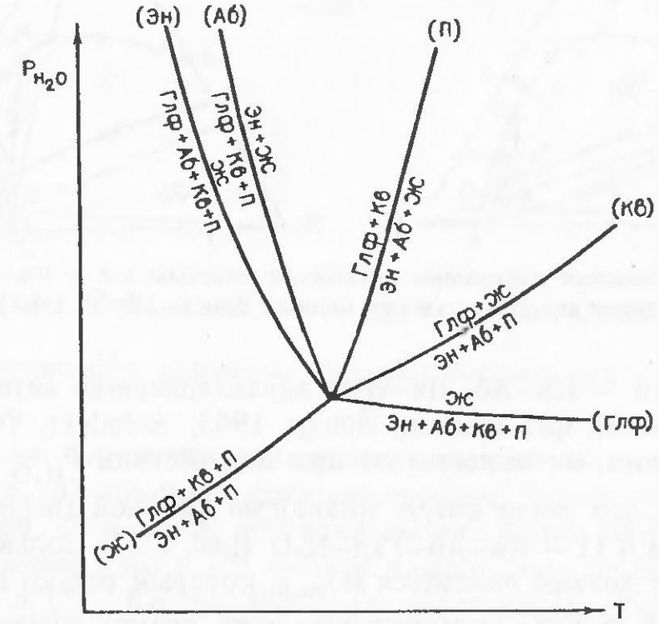
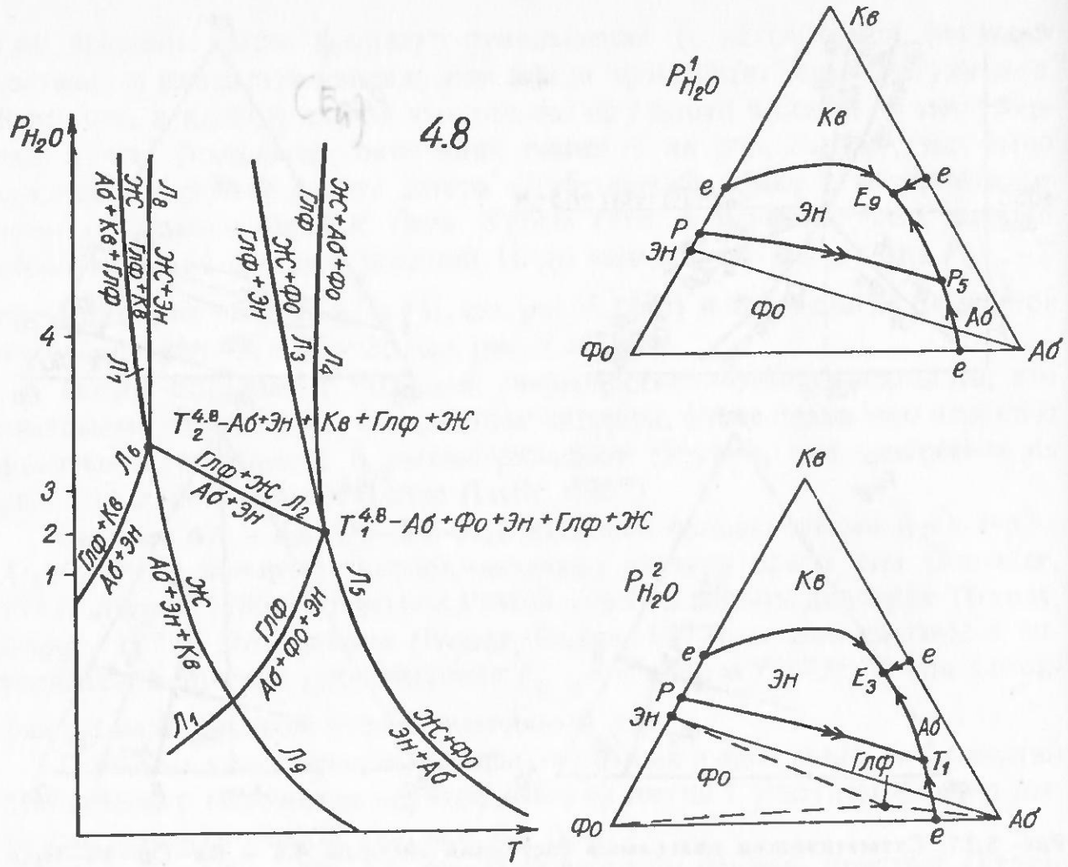


Рис. 5.18. P–T проекция системы Кв–Аб–Эн–H_2O, по данным Эрнста (Ernst, 1961).



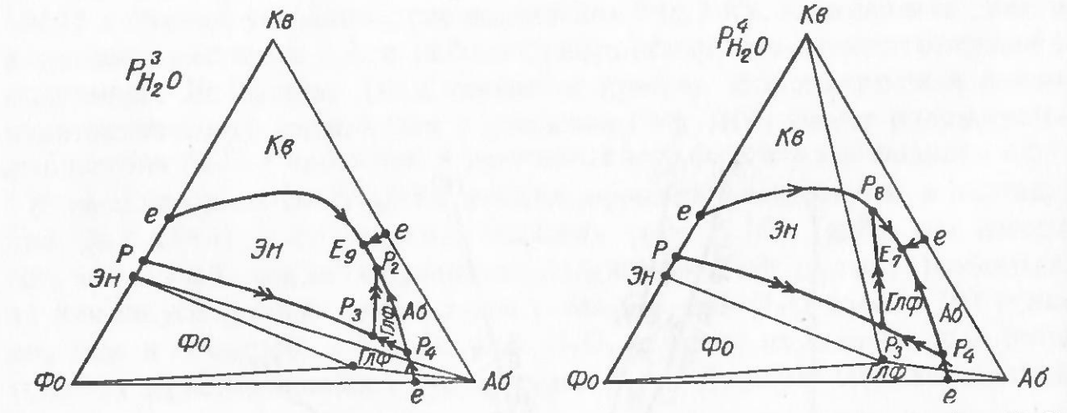


Рис. 5.19. Схематическая диаграмма состояния системы 4.8 – Кв–Аб–Фо–H_2O, построенная автором с учетом данных Эрнста (Ernst, 1961).

Система 4.10 – Кв–Аб–Ди–H_2O характеризуется эвтектическими взаимоотношениями фаз (Шерер, Йодер, 1963; Schairer, Yoder, 1960), которые, вероятно, не изменяются при воздействии P_{H_2O} (рис. 5.21). Предполагается, что аналогичную топологию фазовой диаграммы будет иметь и **система 4.11 – Кв–Аб–Гед–H_2O** (рис. 5.22), только на ликвидусе вместо Гед должен появиться $Во_{тв.р}$, который только в субсолидусе превращается в Гед. Особенностью этих систем является то, что вместо Аб в них выделяется плагиоклаз, что доказано экспериментально (Шерер, Йодер, 1963) в сечении Аб–Ди. К сожалению, определить состав

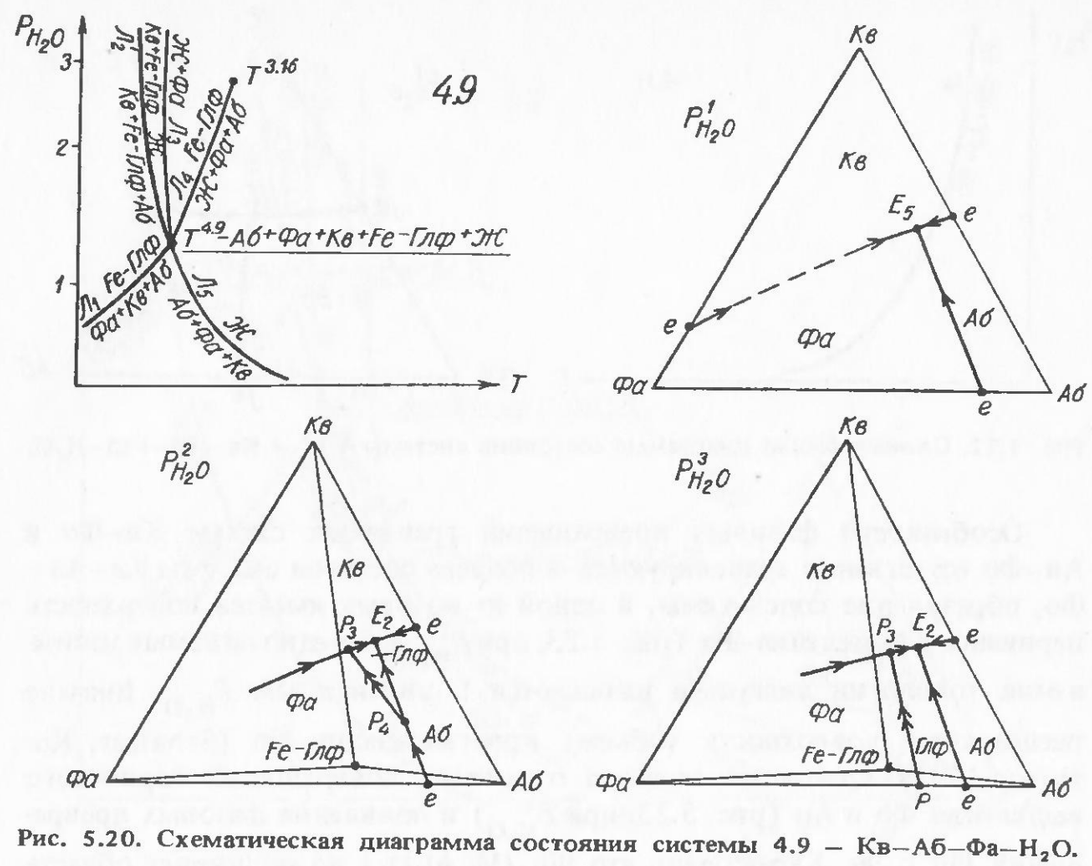


Рис. 5.20. Схематическая диаграмма состояния системы 4.9 – Кв–Аб–Фа–H_2O.

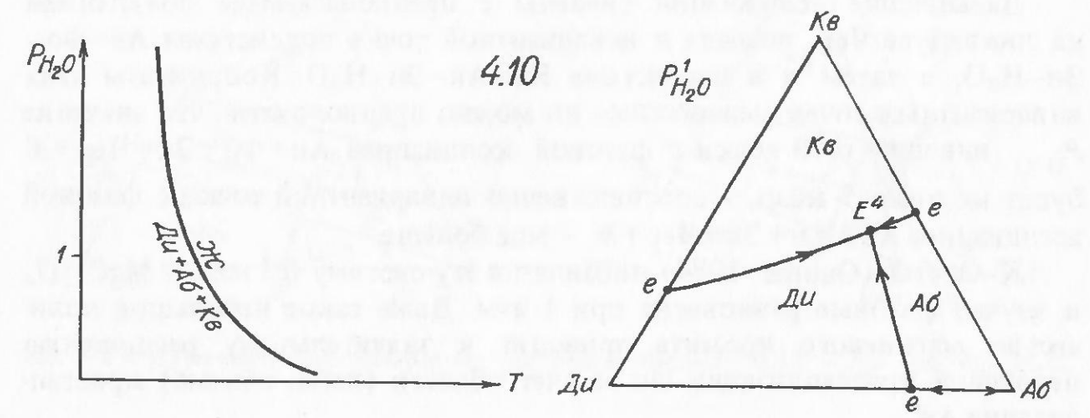


Рис. 5.21. Схематическая диаграмма состояния системы 4.10 – Кв–Аб–Ди–H_2O.

плагиоклаза им не удалось из-за малых размеров его кристаллов, но они называют его плагиоклазом, богатым натрием. Вероятно, не будет большой ошибкой, если такие плагиоклазы мы будем обозначать знаком Аб, подразумевая, что в его составе присутствует не больше 10% Ан.

Система 4.12 – Кв–Ан–Фо–H_2O представляет собой определенное сечение системы CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–CMAS, наиболее полно изученной экспериментально, но при 1 атм (Минералы..., 1974).

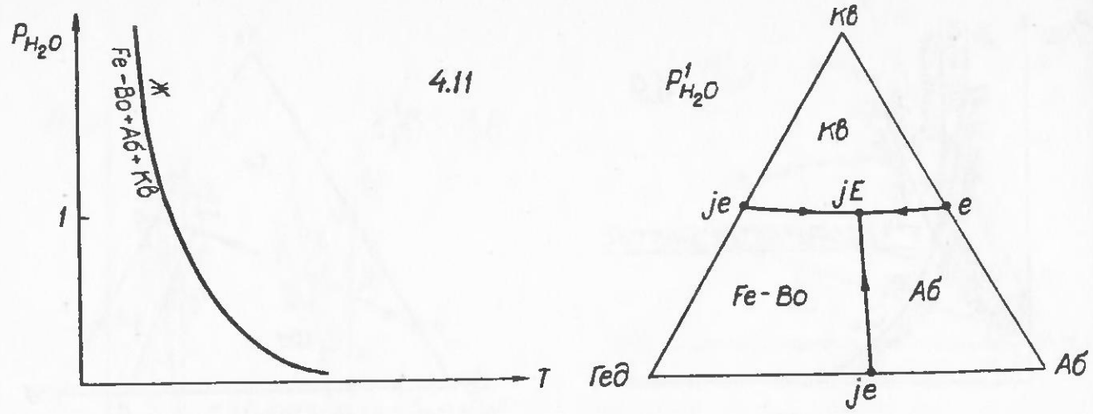


Рис. 5.22. Схематическая диаграмма состояния системы 4.11 – Кв–Аб–Гед–H_2O.

Особенности фазовых превращений граничных систем Кв–Фо и Ан–Фо естественно транслируются в область составов системы Кв–Ан–Фо, образуя две подсистемы, в одной из которых имеется поверхность первичного выделения Шп (рис. 5.23, при $P^1_{H_2O}$). Предполагаемые усложнения топологии диаграмм начинаются с увеличением P_{H_2O}. Вначале расширяется поверхность (объем) кристаллизации Шп (Schairer, Kushiro, 1971) вплоть до полного отделения поверхностей первичного выделения Фо и Ан (рис. 5.23, при $P^2_{H_2O}$) и появления фазовых превращений Шп с Эн. Характерно, что Шп ($MgAl_2O_4$) не расширяет область кристаллизации в составы с более высоким содержанием SiO_2 и не встречается в ассоциации с кварцем.

Дальнейшие усложнения связаны с предполагаемым появлением на ликвидусе Чер, вначале в инвариантной точке подсистемы Ан–Фо–Эн–H_2O, а затем и в подсистеме Кв–Ан–Эн–H_2O. Координаты этих инвариантных точек неизвестны, но можно предположить, что значение P_{H_2O} инвариантной точки с фазовой ассоциацией Ан + Фо + Эн + Чер + Ж будет не ниже 5 кбар, а соответственно инвариантной точки с фазовой ассоциацией Кв + Ан + Эн + Чер + Ж – еще больше.

К. Онума (Onuma, 1984) добавлял в эту систему 0.3 мас. % $MgCr_2O_4$ и изучал фазовые равновесия при 1 атм. Даже такое небольшое количество магниевого хромита приводит к значительному расширению первичной кристаллизации Шп за счет области (поля, объема) кристаллизации Ан.

Система 4.13 – Кв–Ан–Фа–H_2O является частью одного из пяти сечений системы CaO–FeO–Al_2O_3–SiO_2, изученных Шерером (Schairer, 1942) при 1 атм. Фазовая диаграмма системы 4.13 несколько проще системы 4.12, поскольку здесь на ликвидусе нет Фс и при увеличении P_{H_2O}, по крайней мере до 10 кбар, на ликвидусе вряд ли появится Fe-Чер (рис. 5.24). Но предполагается, что с увеличением P_{H_2O} расширяется поле (объем) кристаллизации Герц вплоть до поверхности первичного

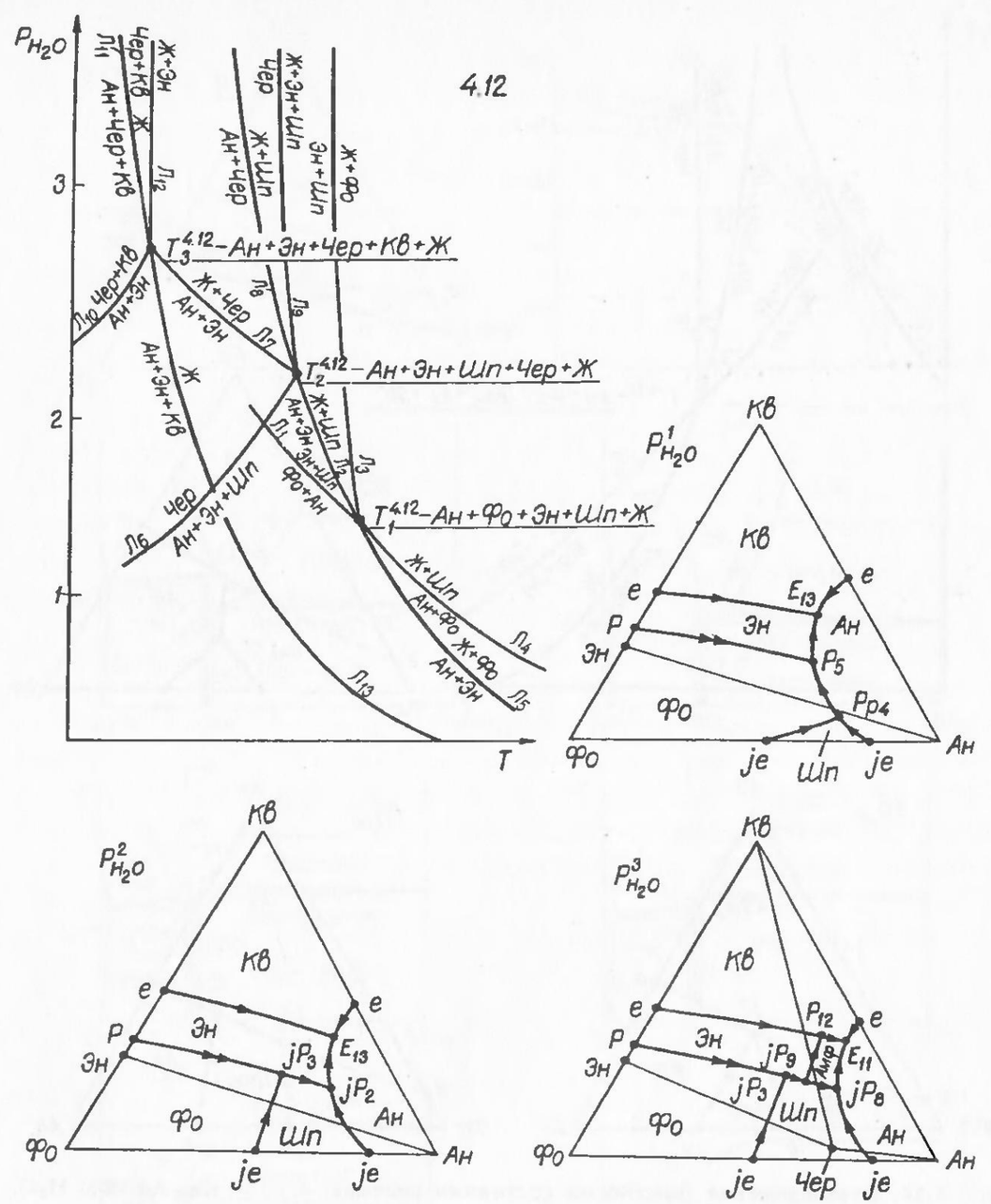
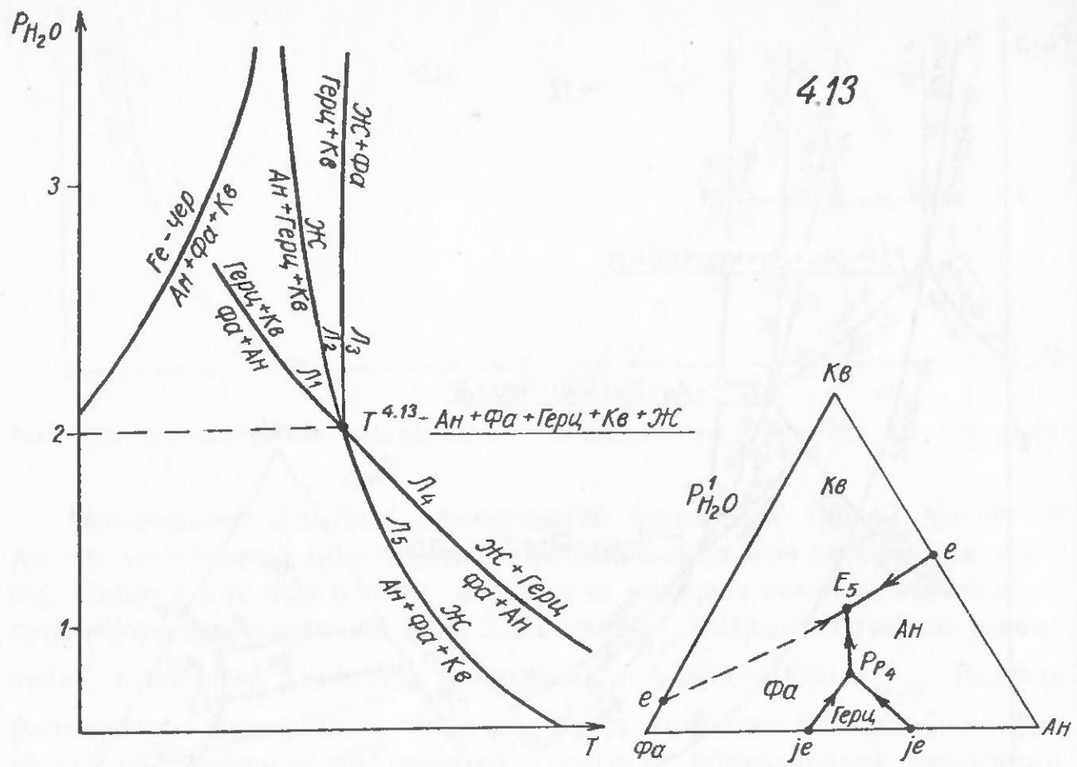


Рис. 5.23. Схематическая диаграмма состояния системы 4.12 – Кв–Ан–Фо–H_2O.

выделения Кв, ассоциация с которым известна в природе (Дир и др., 1966).

Система 4.14 – Кв–Ан–Ди–H_2O, согласно экспериментальным данным (Clark et al., 1962), а также и учитывая данные по тройным граничным системам, характеризуется эвтектическими соотношениями фаз по крайней мере до P_{H_2O} = 10 кбар.

Аналогичную диаграмму состояния должна иметь и **система 4.15 – Кв–Ан–Гед–H_2O,** только на ее ликвидусе вместо Гед будет присутствовать $Bo_{тв.р}$.



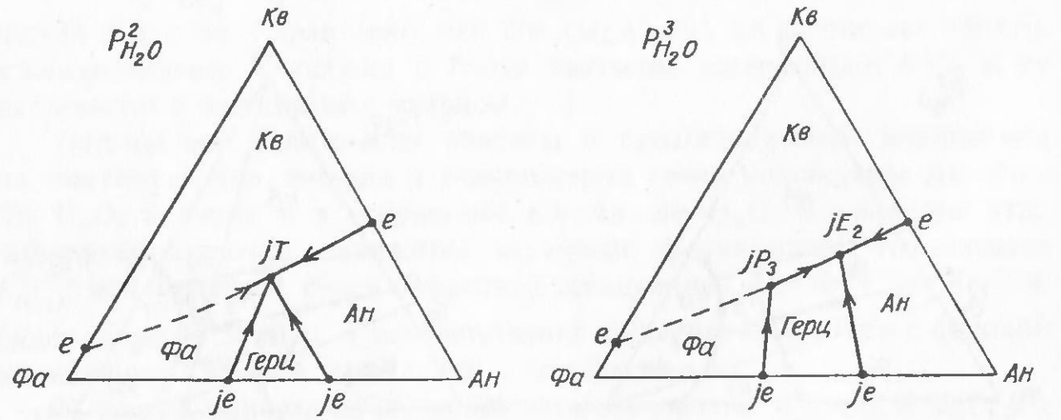


Рис. 5.24. Схематическая диаграмма состояния системы 4.13 – Кв–Ан–Фа–H_2O.

Система 4.16 – Кв–Фо–Фа–H_2O отражает взаимоотношения ортопироксенов, оливинов и кварца и широко известна в физико-химической петрологии. Но, к сожалению, экспериментально не выявлено влияние P_{H_2O} на фазовые равновесия в ней. Кроме того, не всегда учитываются ее характернейшие особенности, когда речь заходит о так называемом „пироксеновом" барьере.

Физико-химические особенности этой системы заключаются в том, что в зависимости от соотношения Фо и Фа (или железистости оливина – $f^{Ол}$ изменяются взаимоотношения фаз, что схематически изображено на изоплетических сечениях рис. 5.25. Из рис. 5.25 видно, что на интер-

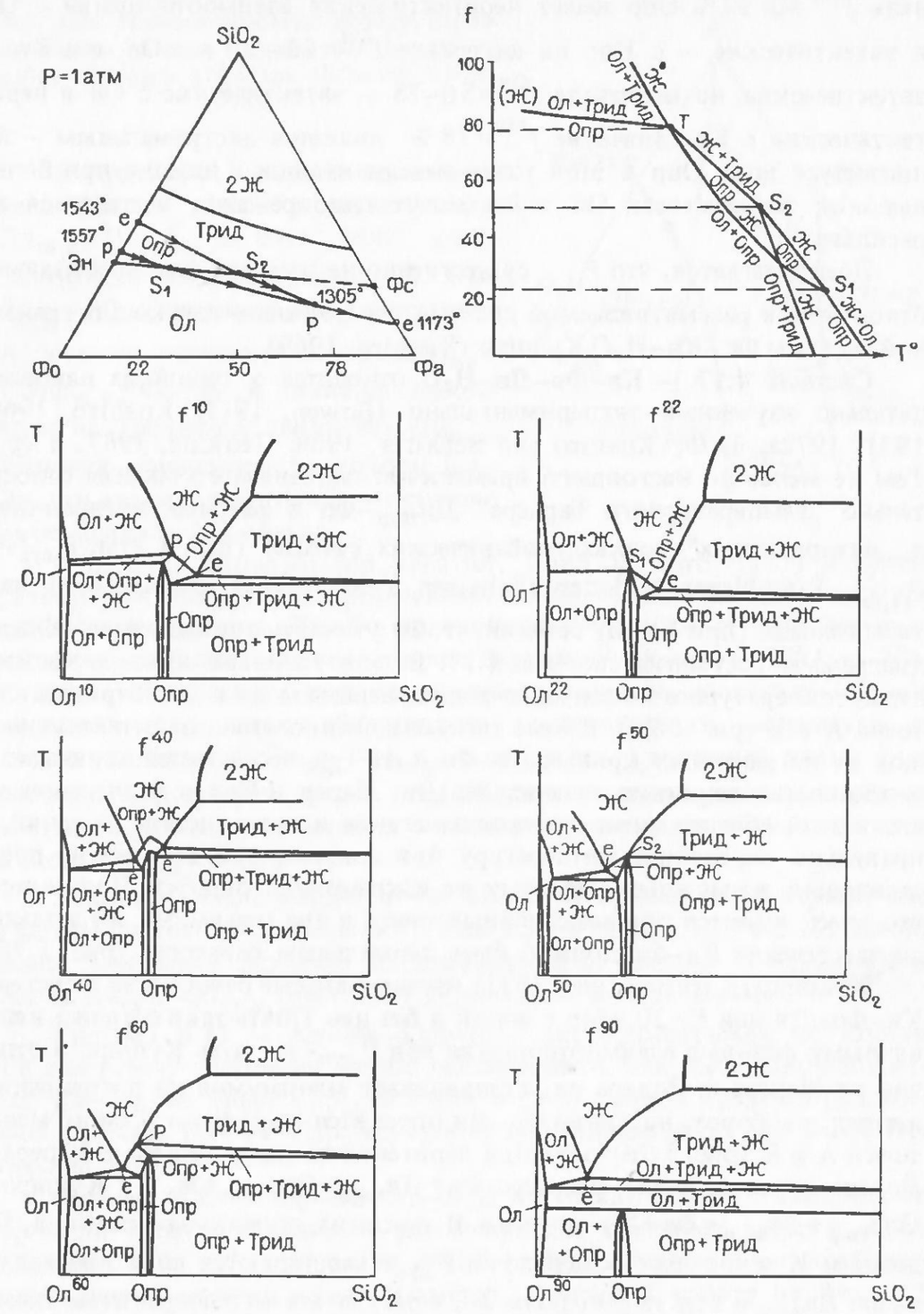


Рис. 5.25. T–$f^{Ол}$ проекция изобарического разреза системы Кв–Фо–Фа (Справочник, 1969, фиг. 13–12) и изоплетические сечения к ней.

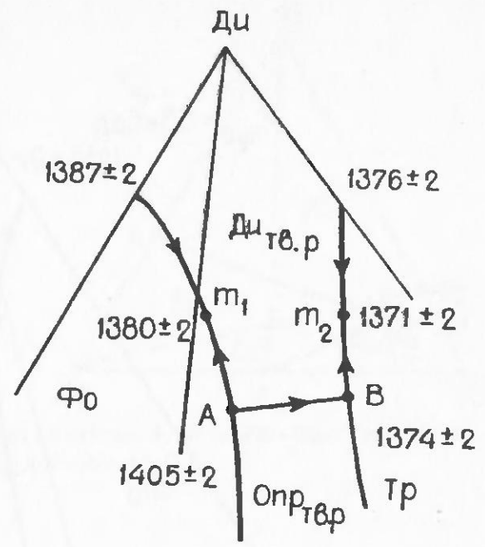
вале $f^{Ол}$=0–22 % Опр имеет перитектические взаимоотношения с Ол и эвтектические – с Кв; на интервале $f^{Ол}$=22–50 и с Ол, и с Кв – эвтектические, на интервале $f^{Ол}$=50–78 – эвтектические с Ол и перитектические с Кв. Значение $f^{Ол}$=78 % является экстремальным – на ликвидусе поле Опр в этой точке выклинивается и дальше при более высокой железистости Ол и Кв могут одновременно выделяться из расплава.

Предполагается, что P_{H_2O} существенно не изменит фазовых взаимоотношений в рассматриваемой системе, что доказано только для граничной системы Фо–Кв–H_2O Куширо (Kushiro, 1969).

Система 4.17 – Кв–Фо–Ди–H_2O относится к одной из наиболее детально изученных экспериментально (Bowen, 1915; Kushiro, 1969, 1971, 1972a, 1975; Kushiro and Schairer, 1969; Jenkins, 1987, и др.). Тем не менее до настоящего времени нет однозначного мнения относительно „температурного барьера" $Ди_{тв.р}$–Фо и фазовых превращений в „инвариантных" точках изобарических сечений (при 1 атм, $P_{„сух"}$ и P_{H_2O}). Так, Шерер и Йодер (Schairer, Yoder, 1962) изучили семь изотермических (при 1 атм) сечений, чтобы уточнить ликвидусную область диаграммы состояния системы 4.17. Вопрос главным образом касался низкотемпературного окончания вблизи вершины Ди и „нонвариантных" точек А и В (рис. 5.26). Кроме того, они предполагают наличие минимумов на пограничных кривых Ди–Фо и Ди-Трд, что, очевидно, связано с особенностью строения сечения Эн–Ди. Шерер и Йодер подчеркивают, что в этой области очень пологое залегание и поверхностей, и линий, и правильно определить температуру при современной технике не представляется возможным. Поэтому не исключаются ошибки. Получается, что здесь имеются две реакционные точки и два минимума, но в таком случае сечение Ди–Фо должно быть термальным барьером (рис. 5.26).

Куширо (Kushiro, 1969, 1971) изучал фазовые равновесия в системе Кв–Фо–Ди при P=20 кбар с водой и без нее. Опять-таки остались непонятными фазовые взаимоотношения при $P_{„сух"}$ и 1 атм. Куширо в отличие от Шерера и Йодера не устанавливает минимумов на пограничных линиях, наоборот, на линии Фо–Ди определен максимум. Тем не менее точки А и В (рис. 5.26) остаются перитектическими, только у Шерера и Йодера точка А имеет реакцию $Фо + Ди_{тв.р} = Опр_{тв.р} + Ж$, а у Куширо – $Опр_{тв.р} + Ди_{тв.р} = Фо + Ж$; в точке В показана одинаковая реакция. По данным Куширо, при воздействии $P_{„сух"}$ расширяются поля кристаллизации $Ди_{тв.р}$ и Трд за счет поля Фо, в результате чего пограничная линия $Ди_{тв.р}$–$Опр_{тв.р}$ перемещается в треугольник Ди–Фо–Эн и, по логике, точка А должна бы превратиться в эвтектику $Фо + Ди_{тв.р} + Опр_{тв.р} = Ж$, а у Куширо она остается перитектической. Правда, он отмечает, что у него нет уверенности в том, является ли точка А реакционной либо эвтектической.

Рис. 5.26. Низкотемпературная часть изобарического разреза системы Кв–Фо–Ди из работы Шерера и Йодера (Schairer, Yoder, 1962).



В условиях водного давления расширяются „поля" кристаллизации $Ди_{тв.р} + Опр_{тв.р}$ за счет „поля" кристаллизации кварца (рис. 5.27). При P_{H_2O}=20 кбар, как и при 1 атм, точка А остается перитектической: $Ди_{тв.р} + Опр_{тв.р} = Фо + Ж$ и остается максимум на граничной линии $Фо–Ди_{тв.р}$, который приходится на коноду Ди–Эн, что весьма сомнительно и противоречит правилу Алькемаде.

В работах (Kushiro and Schairer, 1969; Kushiro, 1971) подробно разбирается вопрос, что представляет собой сечение Фо–Ди и делается заключение: „разрез Ди–Фо не является бинарным и, следовательно, не может служить термпературным барьером" (Kushiro, 1971, с. 206). С таким заключением вряд ли можно согласиться, поскольку оно обусловлено сложностью обнаружения температурного максимума на пограничной линии $Ди_{тв.р}$–$Фо_{тв.р}$ из-за пологого залегания линии (максимум плохо выражен) и с образованием твердых растворов разного состава в разных подсистемах и в связи с этим изменением положения коноды $Ди_{тв.р}$–$Фо_{тв.р}$.

Учитывая вышесказанное, на рис. 5.28 предлагается вариант диаграммы состояния системы 4.17. Как видно из рис. 5.27 и 5.28, имеется лишь небольшое различие их изобарических сечений – максимум на линии $Ди_{тв.р}$–$Фо_{тв.р}$ (рис. 5.28) перенесен на коноду Ди–Фо.

Система 4.18 – Кв–Фа–Гед–H_2O экспериментально не изучена. Ее диаграмму состояния можно рассматривать как часть таковой системы Кв–Во–Фа (рис. 5.29), которая в свою очередь является подсистемой системы Кв–Фа–Лар, изученной экспериментально при 1 атм (Минералы..., 1974).

Система 4.20 – Ор–Аб–Ан–H_2O настолько широко известна, что вряд ли требует детального рассмотрения, которому автор в работе (Дубровский, 1987) посвятил целый раздел, связанный с разработкой двуполевошпатового термобарометра. В данной работе на рис. 5.30 приведены P_{H_2O}–T проекция и изобарические разрезы ликвидус-солидусной области этой системы, которые нигде еще не приводились. К этой системе исследователи обращаются постоянно в связи с использованием двуполевошпатового равновесия для определения условий кристаллизации. Так, Хендерсон (Henderson, 1984) возвращается к теоретическому рассмотрению ликвидус-солидусных взаимоотношений в системе Аб–Ан–Ор при низких значениях P_{H_2O}. Он приходит к выводу, что

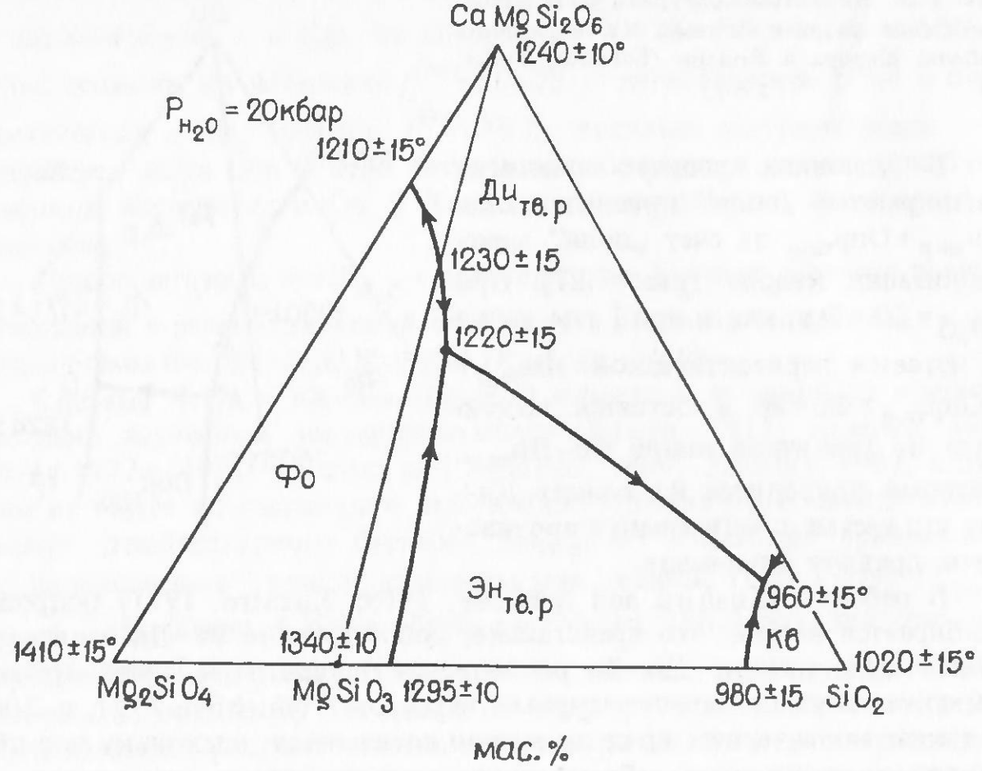


Рис. 5.27. Изобарический (P_{H_2O} = 20 кбар) разрез диаграммы состояния системы Кв–Фо–Ди) (Kushiro, 1969).

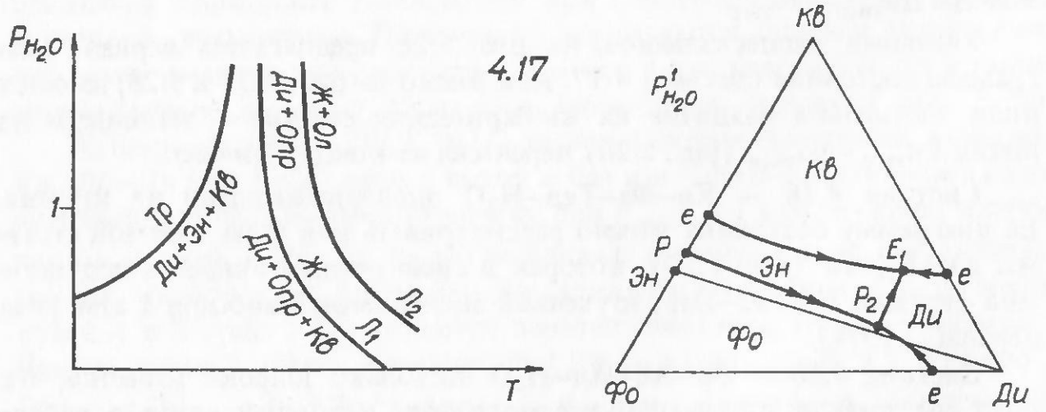


Рис. 5.28. Схематическая диаграмма состояния системы 4.17 – Кв–Фо–Ди–H_2O.

построения Стюарта и Розебума (Stewart, Roseboom, 1962) остаются, в принципе, правильными, за исключением некоторых частностей, с чем нельзя согласиться, так как в построениях Стюарта и Розебума были допущены определенные ошибки, которые подробно разобраны в работах автора (Дубровский, 1978, 1987а; Dubrovskiy, 1979).

Хотелось бы обратить внимание на интересную экспериментальную работу, относящуюся к этой системе, которая вышла в свет еще в 1977 г.,

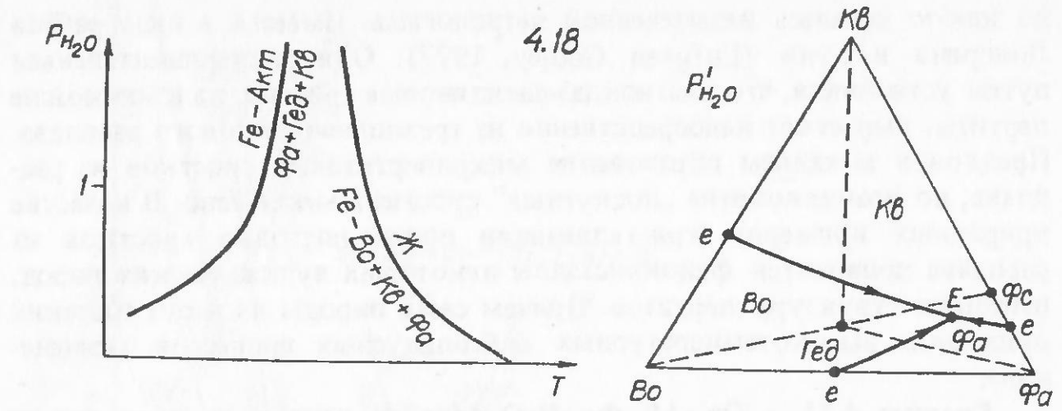


Рис. 5.29. Схематическая диаграмма состояния системы 4.18 – Кв–Фа–Гед–H_2O – как часть системы Кв–Фа–Во–H_2O.

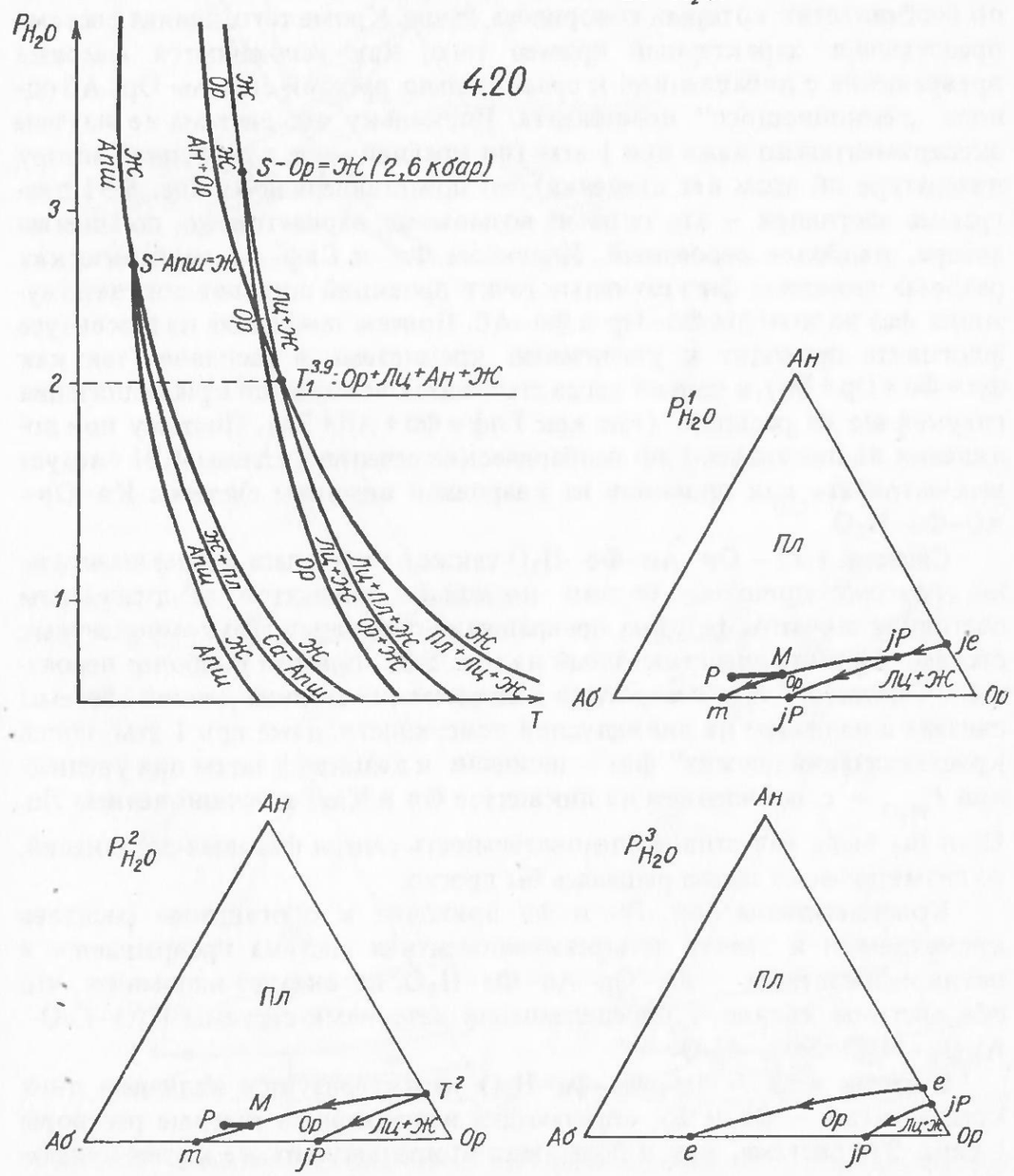


Рис. 5.30. Схематическая диаграмма состояния системы 4.20 – Ор–Аб–Ан–H_2O.

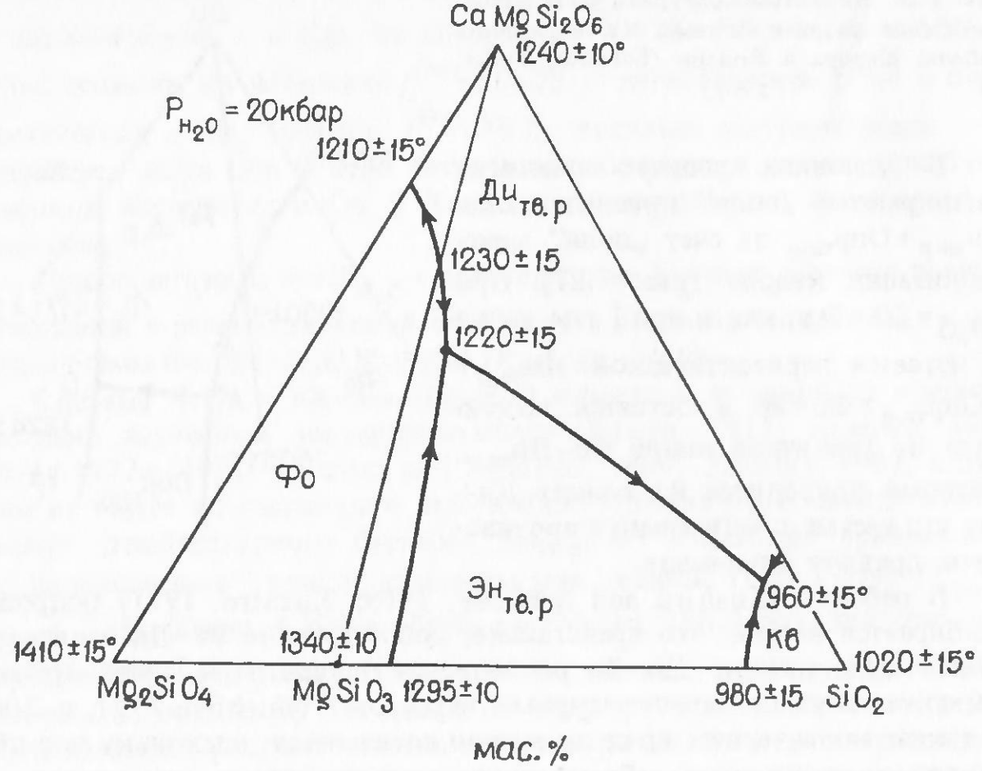


Рис. 5.27. Изобарический (P_{H_2O} = 20 кбар) разрез диаграммы состояния системы Кв–Фо–Ди) (Kushiro, 1969).

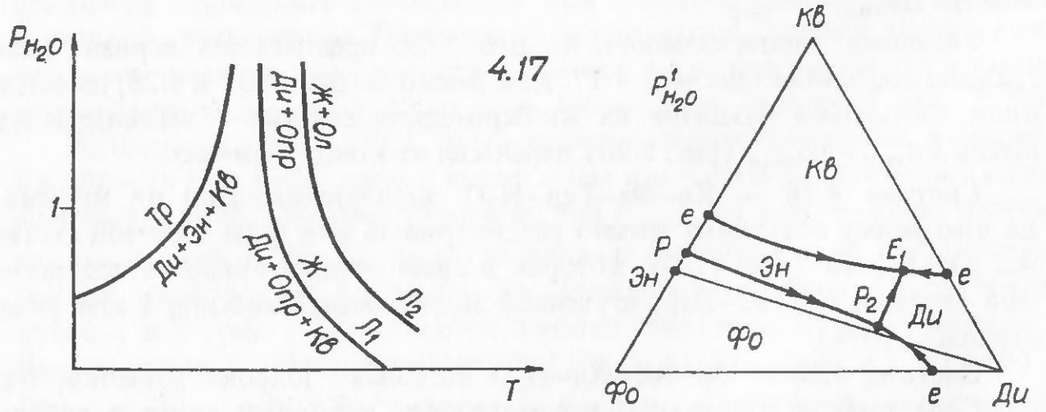


Рис. 5.28. Схематическая диаграмма состояния системы 4.17 – Кв–Фо–Ди–H_2O.

построения Стюарта и Розебума (Stewart, Roseboom, 1962) остаются, в принципе, правильными, за исключением некоторых частностей, с чем нельзя согласиться, так как в построениях Стюарта и Розебума были допущены определенные ошибки, которые подробно разобраны в работах автора (Дубровский, 1978, 1987а; Dubrovskiy, 1979).

Хотелось бы обратить внимание на интересную экспериментальную работу, относящуюся к этой системе, которая вышла в свет еще в 1977 г.,

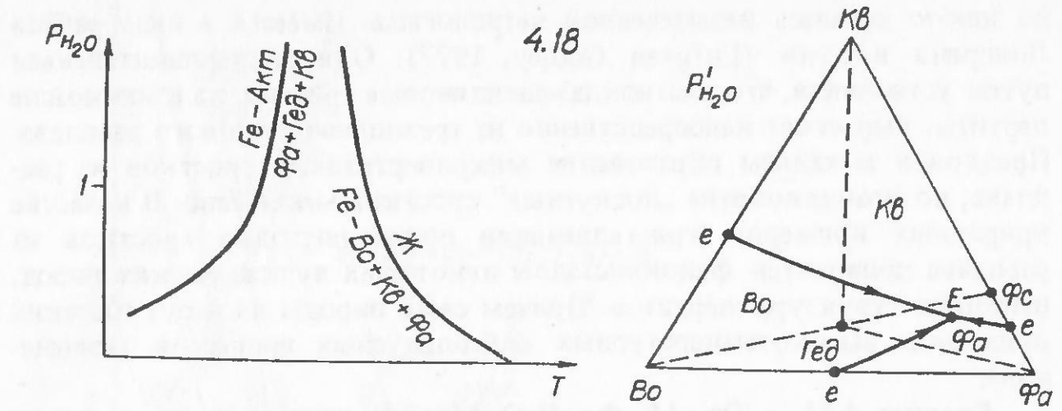


Рис. 5.29. Схематическая диаграмма состояния системы 4.18 – Кв–Фа–Гед–H_2O – как часть системы Кв–Фа–Во–H_2O.

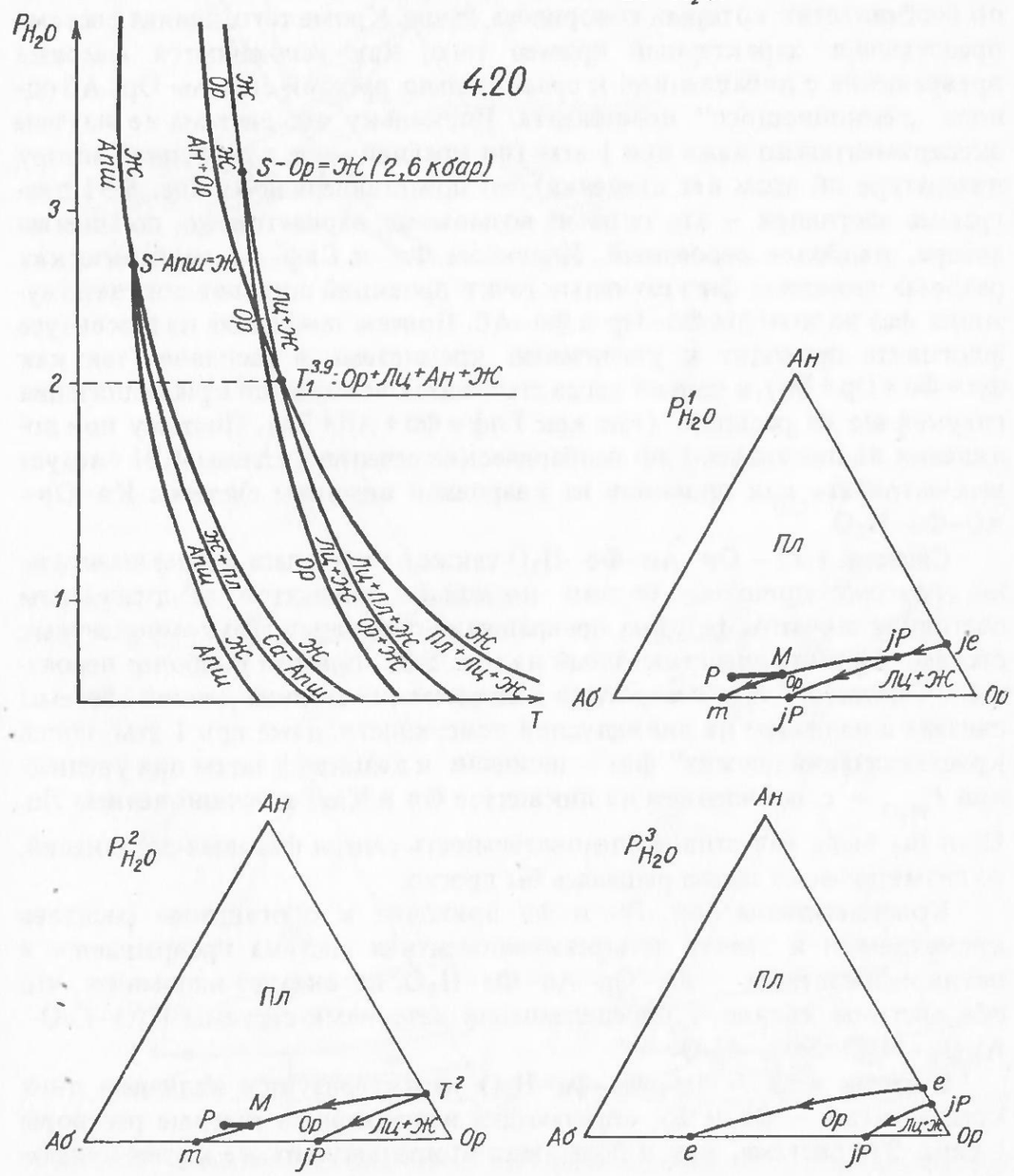


Рис. 5.30. Схематическая диаграмма состояния системы 4.20 – Ор–Аб–Ан–H_2O.

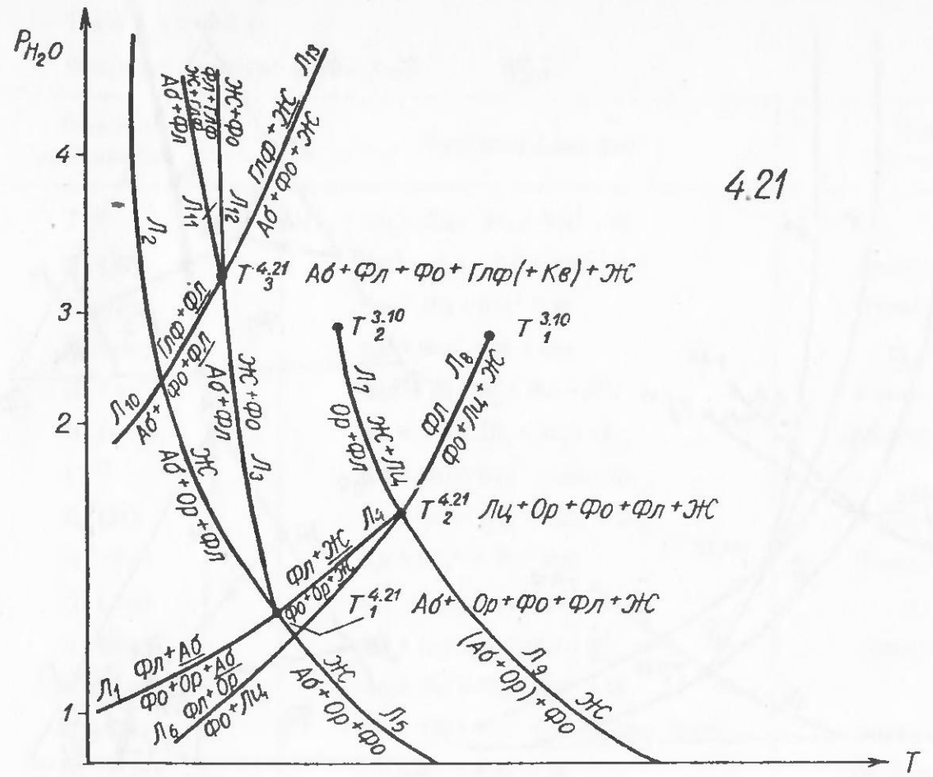
но как-то осталась незамеченной петрологами. Имеется в виду работа Ловгрина и Гули (Lofgren, Gooley, 1977). Они экспериментальным путем установили, что плагиоклаз-санидиновые сростки, напоминающие пертиты, вырастают непосредственно из трехполевошпатового расплава. Предложен механизм образования микропертитовых сростков из расплава, но возникновение „лоскутных" сростков менее ясно. В качестве природных примеров кристаллизации полевошпатовых сростков из расплава приводятся фенокристаллы некоторых вулканических пород, имеюших структуру пертитов. Причем сами породы не несут никаких признаков высокотемпературных субсолидусных процессов (изменений).

Система 4.21 – Ор–Аб–Фо–H_2O одна из первых частных систем граничной системы 7.7, отделяюшей систему II–В. 8–1 от III–В. 8–1, об особенностях которых говорилось выше. Кроме того, данная система представляет характерный пример того, как усложняются фазовые превращения с добавлением к сравнительно простой системе Ор–Аб одного „темноцветного" компонента. Поскольку эта система не изучена экспериментально даже при 1 атм (по крайней мере в доступной автору литературе об этом нет сведений), то представленная на рис. 5.31 диаграмма состояния – это один из возможных вариантов, но, по мнению автора, наиболее вероятный. Индексом Фл′ и Глф′ на изобарических разрезах показаны фигуративные точки проекций составов соответствуюших фаз на коноды Фо–Ор и Фо–Аб. Причем появление на ликвидусе флогопита приводит к увеличению кремнезема в расплаве (так как Фл = Фо + Ор + Эн), и только тогда становится возможной кристаллизация глаукофана из расплава (так как Глф = Фо + Аб + Эн). Поэтому при появлении на ликвидусе Глф изобарические сечения системы 4.21 следует рассматривать как проекции из кварцевой вершины системы Кв–Ор–Аб–Фо–H_2O.

Система 4.25 – Ор–Ан–Фо–H_2O также не изучалась экспериментально, поэтому пришлось строить несколько вариантов ее диаграммы состояния с учетом фазовых превращений граничных трехкомпонентных систем. Вариант, представленный на рис. 5.32, признан наиболее вероятным. Сложность при построении диаграммы состояния данной системы связана с наличием на ликвидусной поверхности, даже при 1 атм, полей кристаллизации „чужих" фаз – шпинели и лейцита, а затем при увеличении P_{H_2O} – с появлением на ликвидусе Фл и Кпш и исчезновением Лц. Если бы была известна последовательность смены фазовых ассоциаций, то геометрически задача решалась бы просто.

Кристаллизация Шп, Лц и Фл приводит к обогашению расплава кремнеземом и данная четырехкомпонентная система превращается в пятикомпонентную – Кв–Ор–Ан–Фо–H_2O, но следует напомнить, что обе системы являются определенными сечениями системы K_2O–CaO–Al_2O_3–MgO–SiO_2–H_2O.

Система 4.29 – Ор–Фо–Фа–H_2O характеризуется наличием двух компонентов – Фо и Фа, образующих непрерывные твердые растворы I типа. Эта система, как и большинство предыдущих, не изучена экспе-



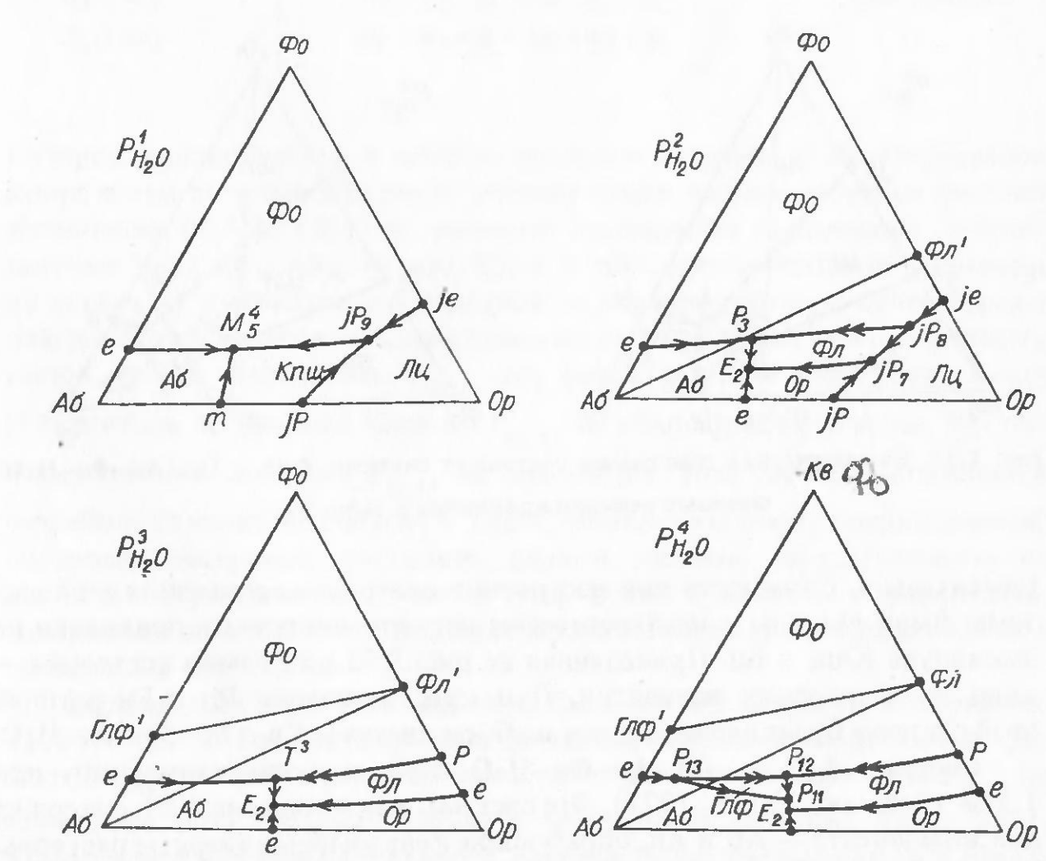


Рис. 5.31. Схематическая диаграмма состояния системы 4.21 – Ор–Аб–Фо–H_2O.

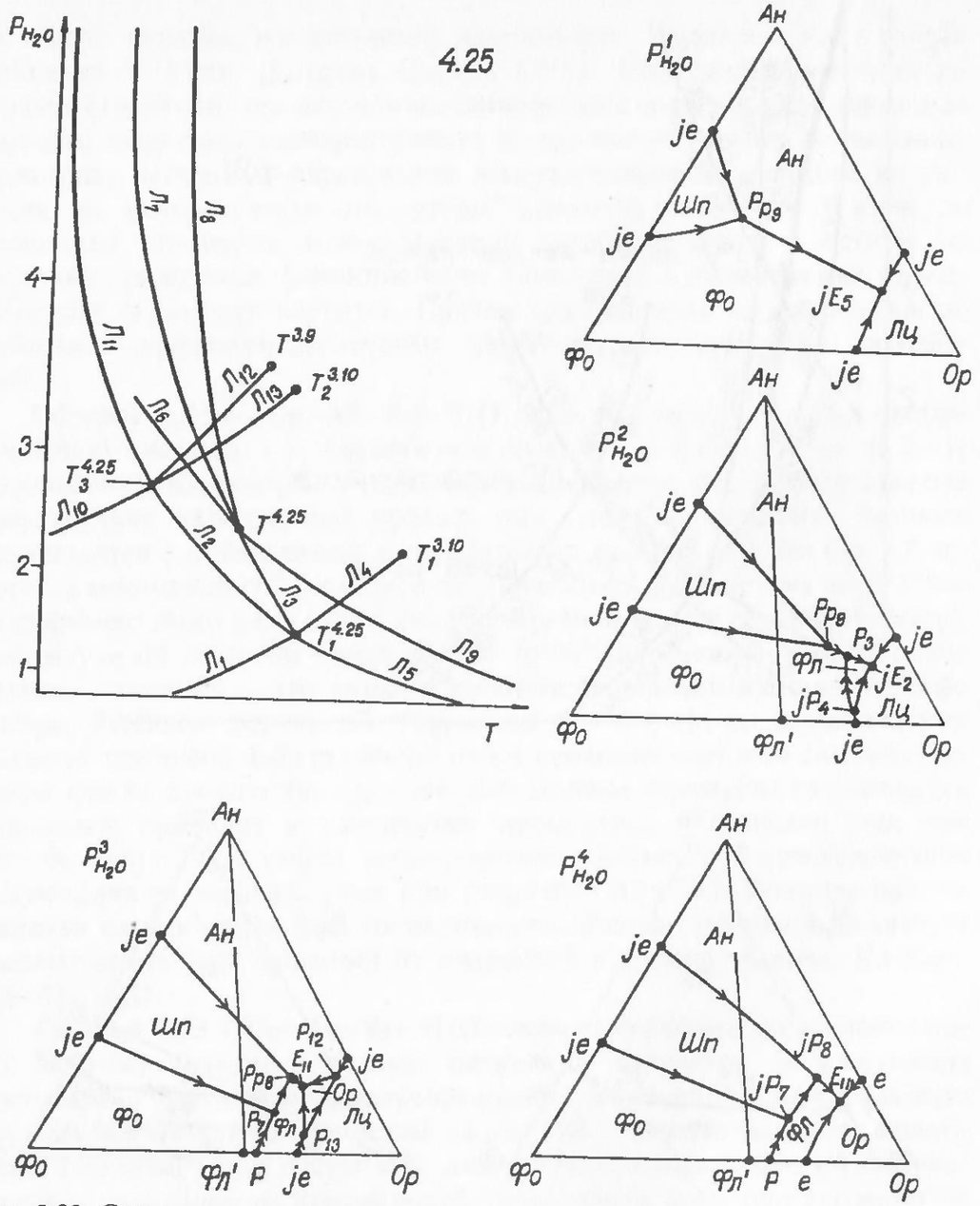


Рис. 5.32. Схематическая диаграмма состояния системы 4.25 — Ор–Ан–Фо–H_2O. Фазовые реакции приведены в табл. 5.6.

риментально. Сложности при построении диаграммы состояния этой системы были связаны с неизвестностью последовательности появления на ликвидусе Кпш и Би. Приведенная на рис. 5.33 диаграмма состояния — один из возможных вариантов. При кристаллизации Лц и Би расплав этой системы будет перемещаться в объем системы Кв–Ор–Фо–Фа–H_2O.

Система 4.33 — Аб–Ан–Фо–H_2O изучена экспериментально при 1 атм (Schairer, Yoder, 1971). Эта система, как и система 4.29, содержит два компонента — Аб и Ан, образующие непрерывные твердые растворы I типа. Усложнения топологии изобарических сечений данной системы связаны с наличием на ликвидусе сечений Ан–Фо шпинели, поверхность

Таблица 5.6

Фазовые реакции к рис. 5.32

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{4.25}$	Ан + Лц + Фо + $Фл^1$ + Ж	
$Л_1$ (Ж)	$Фл^1$ + Ан = Фо + Лц + Ан	Сингулярное
$Л_2$ (Фо)	Ан + Лц + $Фл^1$ = Ж	Полное
$Л_3$ (Лц)	Ан + $Фл^1$ = Ж + Фо	,,
$Л_4$ (Ан)	$Фл^1$ + Ж = Ж + Фо + Лц	Сингулярное
$Л_5$ (Фл)	Ан + Фо + Лц + $Ж_2$ = $Ж_1$	Полное
$T_2^{4.25}$	Ан + Фо + $Фл^1$ + Шп + Ж	
$Л_6$ (Ж)	Ан + Фо + $Фл^1$ = Шп + $Фл^1$	Сингулярное
$Л_7$ (Фо)	Ан + $Фл^1$ = Ж + Шп	Полное
$Л_8$ (Ан)	$Фл^1$ + Шп = Ж + Фо	,,
$Л_9$ (Фл)	Фо + Ан + Ж = Шп + Ж	Сингулярное
$T_3^{4.25}$	Ан + Лц + Ор + $Фл^1$ + Ж	
$Л_{10}$ (Ж)	Ор + Ан + $Фл^1$ = Лц + Ан + $Фл^1$	Сингулярное
$Л_{11}$ (Лц)	Ан + Ор + $Фл^1$ = Ж	Полное
$Л_{12}$ (Фл)	Ор + Ан + Ж = Лц + Ж + Ан	Сингулярное
$Л_{13}$ (Ан)	Ор + Фл + Ж = Лц + Фл + Ж	,,

которой протягивается в область составов системы 4.33. Определены координаты по компонентному составу точки сосуществования фазовой ассоциации Фо + Пл + Шп + Ж, которые выражаются следующим соотношением: $Фо_{22}$ $Аб_{32}$ $Ан_{46}$ (в мас. %), т. е. плагиоклаз основнее 60 номера не может на ликвидусе сосуществовать с форстеритом, а более кислый плагиоклаз находится в котектических соотношениях с Фо. Предполагается, что с увеличением P_{H_2O} эти фазовые взаимоотношения будут сохраняться по крайней мере до P_{H_2O} = 5 кбар. Предполагается, что при определенном значении P_{H_2O} на ликвидусе этой системы появляется амфибол, близкий по составу к Тар. С учетом указанных предположений построена диаграмма состояния данной системы, представленная на рис. 5.34. Кристаллизация Шп и Амф будет приводить к увеличению содержания кремнезема в расплаве и перемещению его в объем составов системы Кв–Аб–Ан–Фо–H_2O.

Система 4.38 — Аб–Фо–Ди–H_2O была изучена Шерером и Моримото (1963) при 1 атм, установлены эвтектические взаимоотношения фаз Фо + $Ди_{тв.р}$ + Пл + Ж. Предполагается, что с увеличением значения P_{H_2O} на ликвидусе этой системы появится эденитовый амфибол (рис. 5.35), в результате выделения которого расплав будет перемещаться в объем системы Кв–Аб–Фо–Ди–H_2O. Кроме того, в данной системе из-за

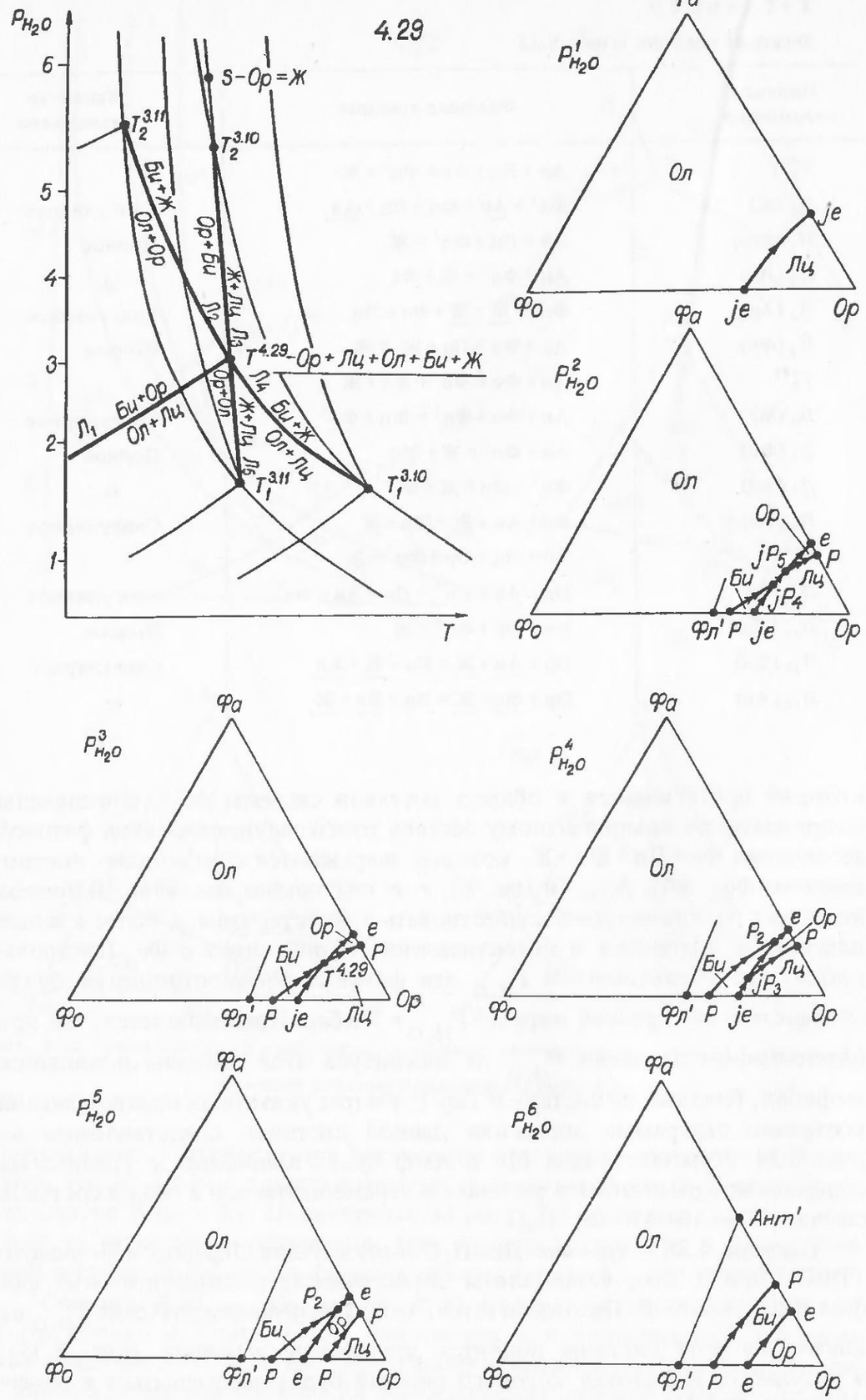


Рис. 5.33. Схематическая диаграмма состояния системы 4.29 — Ор–Фо–Фа–H_2O.

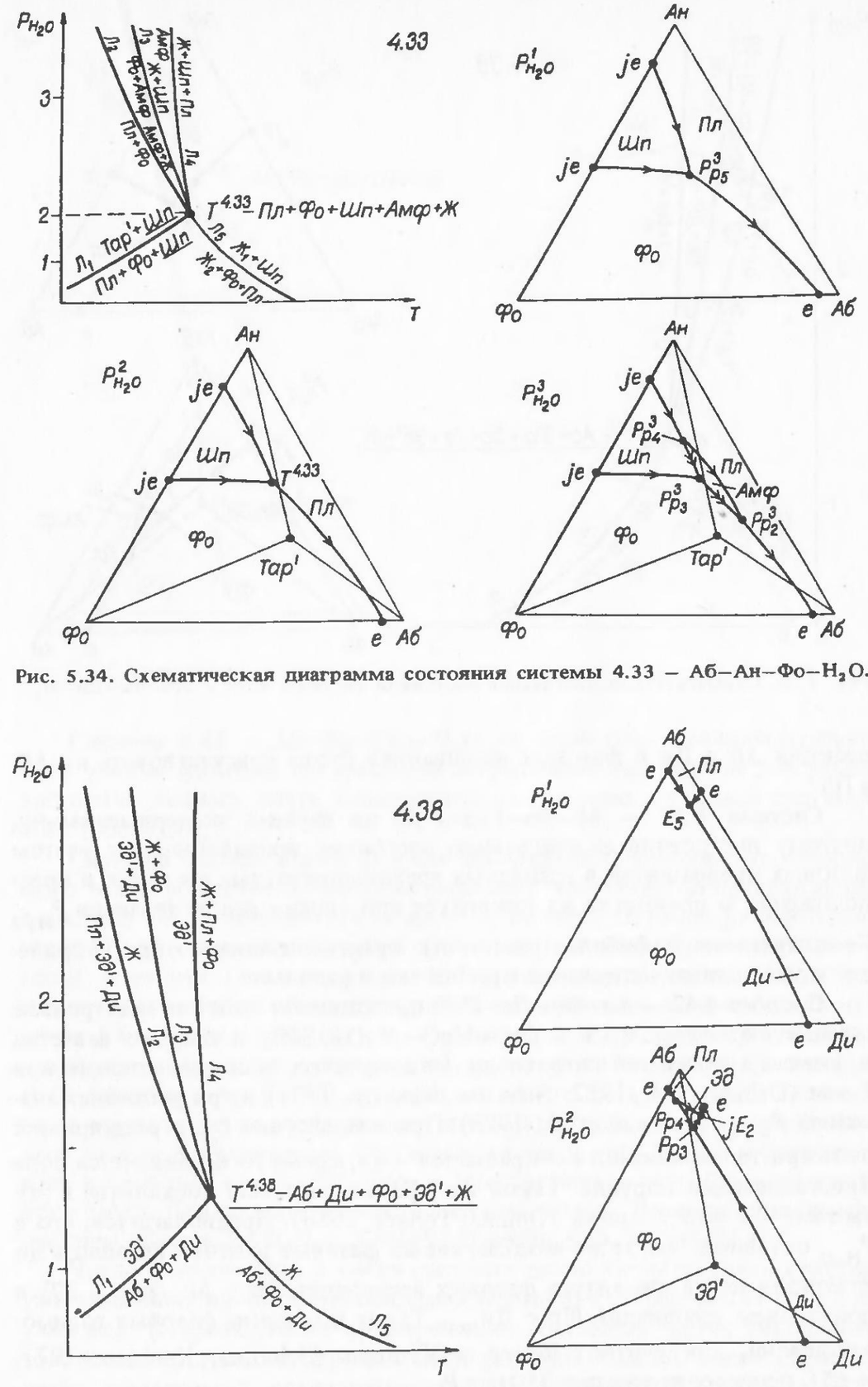


Рис. 5.34. Схематическая диаграмма состояния системы 4.33 — Аб–Ан–Фо–H_2O.

Рис. 5.35. Схематическая диаграмма состояния системы 4.38 — Аб–Фо–Ди–H_2O.

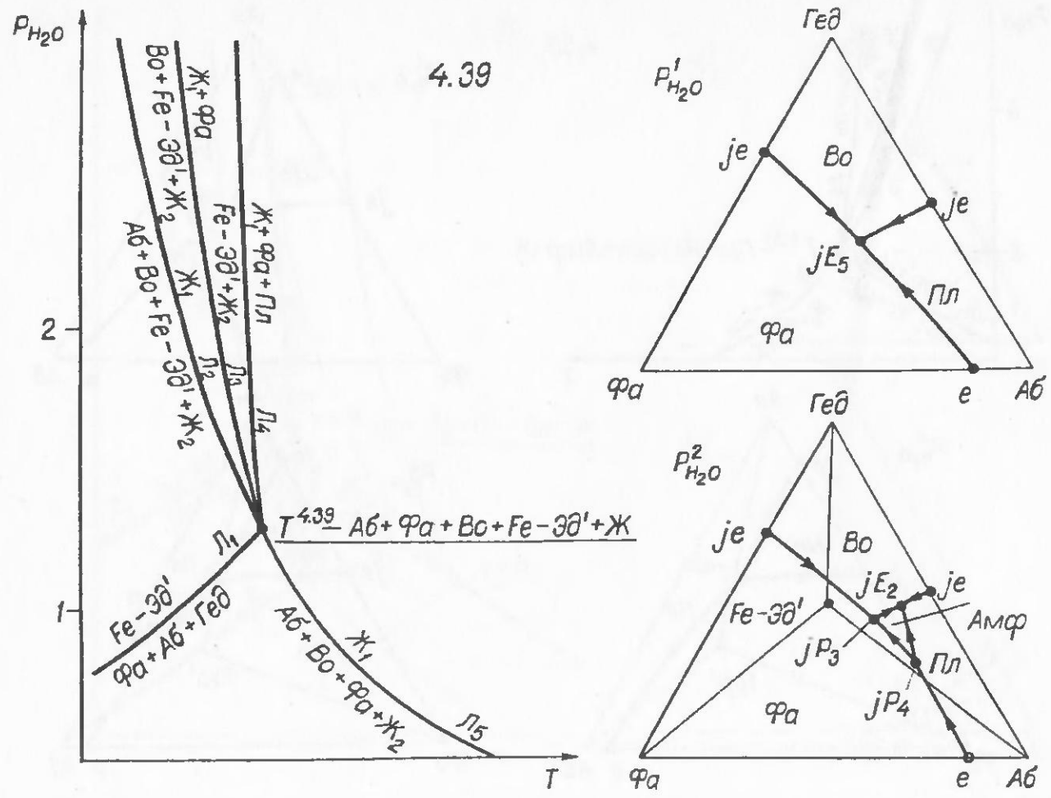


Рис. 5.36. Схематическая диаграмма состояния системы 4.39 — Аб–Фа–Ди–H_2O.

реакции Аб с Ди в фазовых ассоциациях будет присутствовать не Аб, а Пл.

Система 4.39 — Аб–Фа–Гед–H_2O не изучена экспериментально, поэтому построение ее диаграммы состояния производилось с учетом фазовых превращений в граничных трехкомпонентных системах и предположения о появлении на ликвидусе при определенном значении P_{H_2O} Fe-эденитового амфибола (рис. 5.36), кристаллизация которого приведет к увеличению содержания кремнезема в расплаве.

Система 4.42 — Ан–Фо–Ди–H_2O представляет собой псевдотройное сечение системы CMAS — CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2 и широко известна в физико-химической петрологии. Она изучалась экспериментально при 1 атм (Osborn, Tait, 1952; Schairer, Kushiro, 1971) и при различных значениях $P_{„сух"}$ (Presnall et al., 1978). При воздействии $P_{„сух"}$ расширяется поле кристаллизации Шп и сокращается — Ан, кроме того, появляется поле кристаллизации корунда. Такой же эффект вызывает добавление в эту систему 0.5 мас. % хрома (Onuma, Tohara, 1983). Предполагается, что и P_{H_2O} оказывает такое же воздействие на фазовые равновесия вплоть до исчезновения на ликвидусе фазовых ассоциаций Фо с Ан (рис. 5.37) и появлением ассоциации Шп с $Ди_{тв.р}$. Такое изменение фазовых взаимоотношений, как считают Шерер и Куширо (Schairer, Kushiro, 1971, p. 65), происходит уже при 350 бар P_{H_2O}.

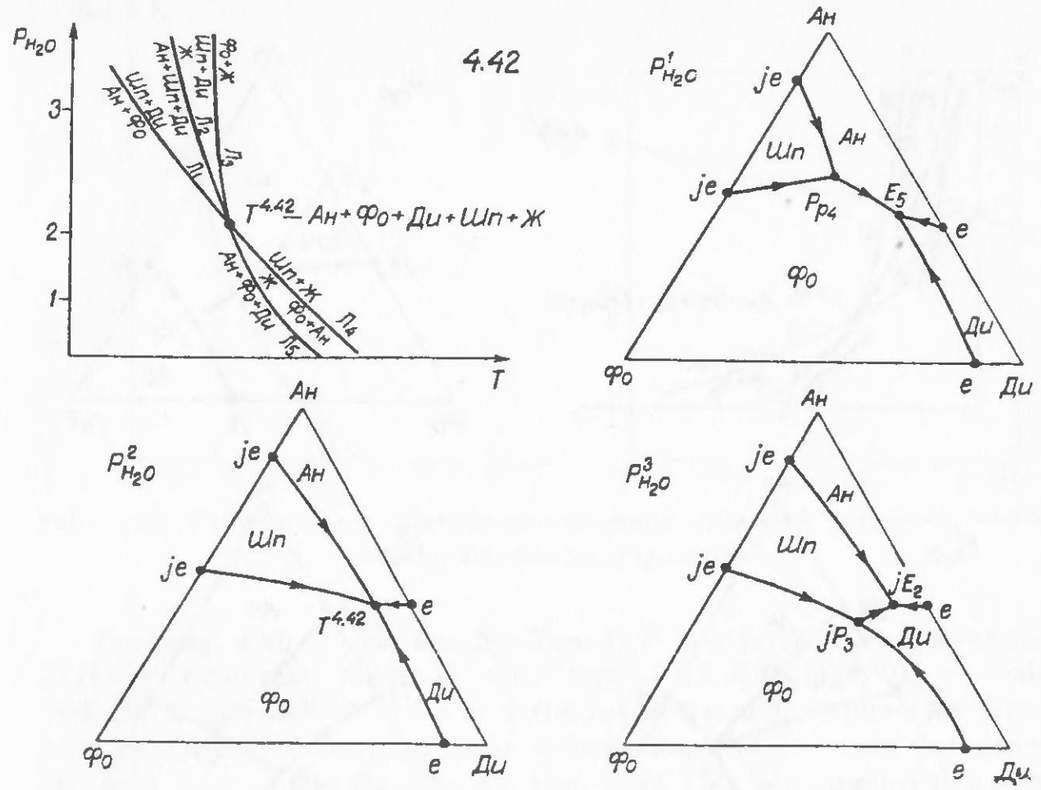


Рис. 5.37. Схематическая диаграмма состояния системы 4.42 — Ан–Фо–Ди–H_2O.

Система 4.43 — Ан–Фа–Гед–H_2O не изучалась экспериментально, но с учетом фазовых превращений в граничных системах ее диаграмма состояния должна иметь топологическое сходство с таковой системой 4.42 (рис. 5.38).

Системы Фо–Фа–Ди–H_2O и Фо–Фа–Гед–H_2O в результате химического взаимодействия (обменные реакции) компонентов превращаются в систему 4.45 — Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, которая по своей физико-химической сути остается четверной взаимной системой. Взаимными системами в работе (Аносов и др., 1976) называют системы, в которых может идти реакция обмена, например между двумя солями без общего иона: $AX + BY \rightleftarrows AY + BX$ (A и B — катионы, X и Y — анионы) или вытеснение, например между солью и металлом: $AX + B = BX + A$. По мнению В. Я. Аносова и др. (1976), взаимными могут быть не только солевые, но и металлические, содержащие интерметаллиды, и полупроводниковые, окисные, **силикатные** (подчеркнуто нами — *Д. М. И.*) и органические, если в них есть части одно- и многоатомные, способные замещать друг друга. Для рассматриваемой системы можно написать следующую реакцию обмена: $Fe_2SiO_4 + 2CaMgSi_2O_6 \rightleftarrows Mg_2SiO_4 + 2CaFeSi_2O_6$.

Число компонентов в таких системах равно числу составных частей, уменьшенному на число независимых реакций, которые могут идти с их участием. В приведенном примере число составных частей (компонентов, миналов) равно четырем, а число реакций — одной. Таким образом, число независимых компонентов данной системы равно трем ($+H_2O$), т. е. эта система четырехкомпонентная. Тем не менее для изображения

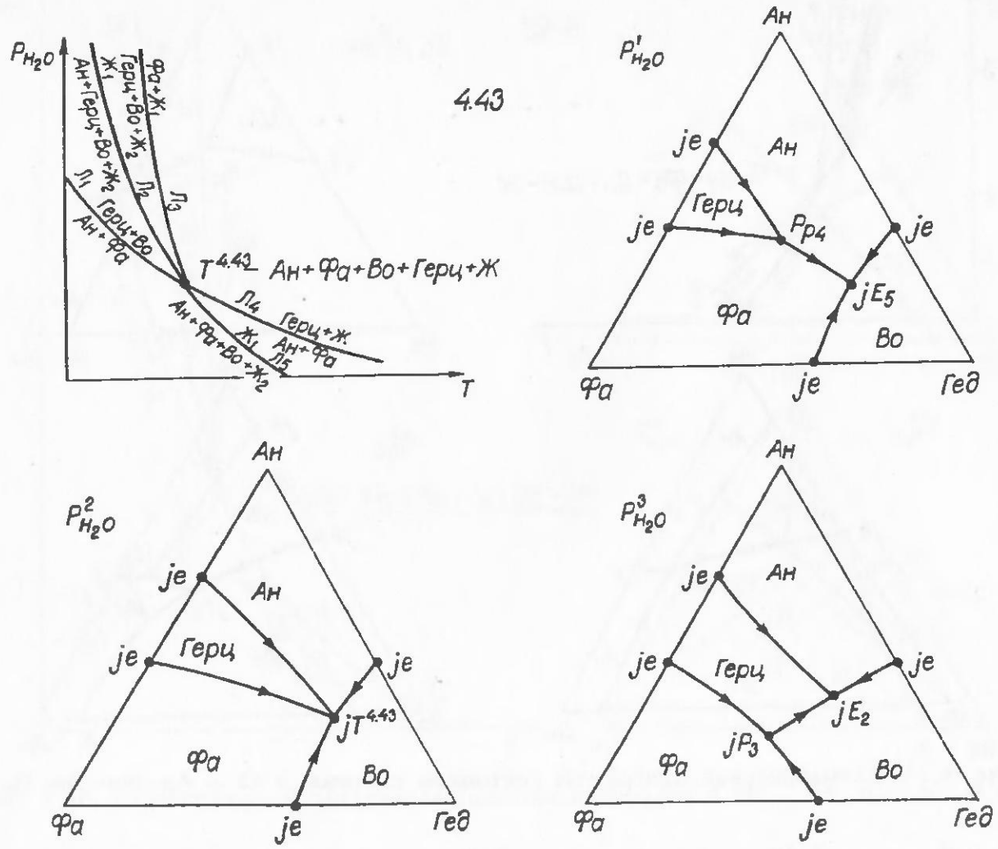


Рис. 5.38. Схематическая диаграмма состояния системы 4.43 – Ан–Фа–Гед–H_2O.

концентрационных соотношений необходимо использовать плоский четырехвершинник – квадрат или трапецию, по аналогии с „пироксеновой" трапецией.

Фазовые превращения системы 4.45 можно представить как изменение фазовых равновесий в системе Ди–Фо–H_2O с одновременным добавлением в нее Фа и Гед с соответствующим соотношением. Сложности здесь начинаются при высокой железистости системы, когда на ликвидусе вместо Мпр появляется $Во_{тв.р}$. Этот переход, очевидно, следует рассматривать как перитектическую реакцию растворения Мпр и образование $Во_{тв.р}$ (см. рис. 5.13, система Ди–Гед–H_2O).

С учетом вышесказанного и предположения, что P_{H_2O} незначительно изменит фазовые превращения, построена диаграмма состояния системы 4.45 (рис. 5.39). Положение фигуративной точки составов в квадрате Ди–Гед–Фо–Фа предлагается определять по молекулярному соотношению магнезиальных и железистых миналов и соотношению Мпр и Ол. Первое соотношение откладывается по горизонтали, а второе – по вертикали (рис. 5.39).

Описанные особенности системы 4.45, естественно, транслируются в объем более сложной системы (см. ниже).

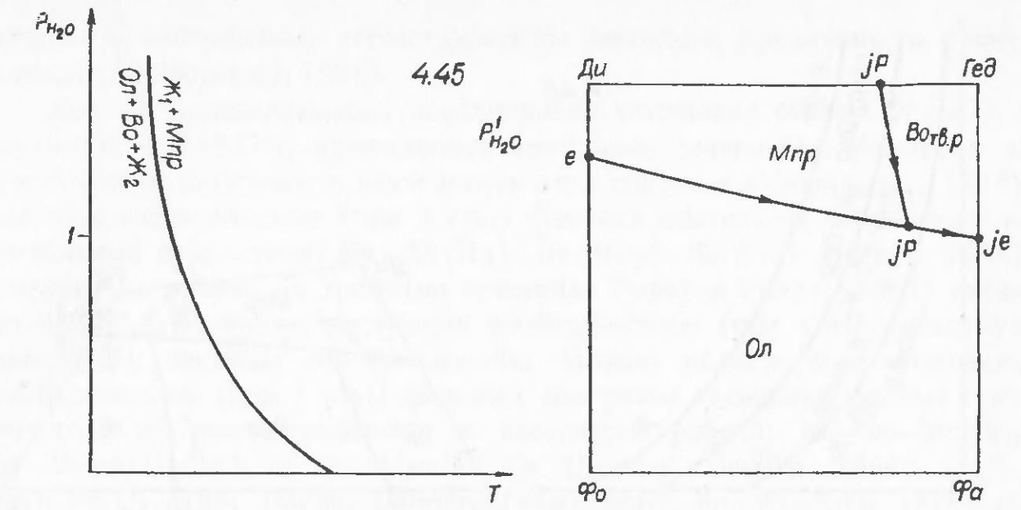


Рис. 5.39. Схематическая диаграмма состояния взаимной четверной системы 4.45 – Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O.

Система 4.46 – Эн–Фс–Ди–Гед–H_2O является псевдочетверным ($+H_2O$) сечением системы CaO–MgO–FeO–SiO_2 ($+H_2O$) – CMFS ($+H_2O$) и широко известна в физико-химической петрологии. Кроме того, ее можно рассматривать как четверное ($+H_2O$) сечение (взаимной) системы 5.26 – Кв–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O. Она характеризуется сложными фазовыми превращениями из-за появления на ее ликвидусе „чужих" фаз: Ол, Трид (Кв), Фа, $Во_{тв.р}$ и при сравнительно детальном ее изучении еще не до конца понятыми. Сложные фазовые превращения происходят и в субсолидусе этой системы. Экспериментально изучались как отдельные компоненты и граничные системы, так и вся система при 1 атм и различных значениях $P_{„сух"}$ (Ferguson, Merwin, 1919; Bowen et al., 1933; Bowen, Schairer, 1935; Osborn, 1942; Turnook, 1962, 1970; Бойд, Шерер, 1963; Huckenhalz et al., 1966; Boyd, England, 1971; Lindsley, 1971a, 1971б, 1971в; Smith, 1971a, 1971б; Yoder et al., 1969, 1971; Yang, Foster, 1972; Huebner, Turnock, 1980; Benna et al., 1981; Carlson, 1988; Nielsen et al., 1988).

Ф. Р. Бойд и Дж. Ф. Шерер (1963) изучили экспериментально влияние P_{H_2O} на положение „пироксенового" солвуса. Влияние давления как „сухого", так и водного на ликвидус-солидусные фазовые превращения в этой системе не изучены. Предполагается, что по крайней мере на интервале P_{H_2O} = 0–5 кбар они существенно не изменятся по сравнению с 1 атм (рис. 5.40).

Поскольку эта система является сечением более сложной системы 5.26, то при рассмотрении последней будет показано положение „пироксенового" сечения в ее объеме и связь фазовых превращений общей системы с „пироксеновой".

Температурная зависимость „пироксенового" равновесия привлекает исследователей с целью использования его для определения (оценки)

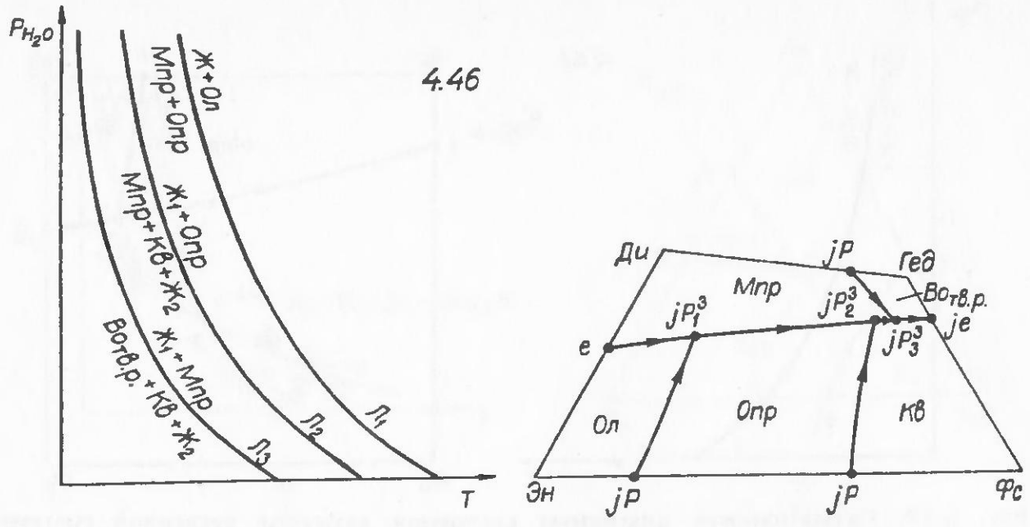


Рис. 5.40. Схематическая диаграмма состояния системы 4.46 – Эн–Фс–Ди–Гед–H_2O.

температуры кристаллизации пород. В настоящее время имеется порядка восьми вариантов двупироксеновых термометров (Перчук, 1970; Herzberg, 1978; Kretz, 1982; Fonarev, Graphchikov, 1982; Saxena, 1983; Lindsley, 1983; Gasparik, 1984). Сопоставление их значений по опорным парам пироксенов было произведено В. И. Фонаревым и А. А. Графчиковым (1987), отмечены большие расхождения значений температуры по различным термометрам. Причина этих расхождений, по мнению автора, связана с отсутствием экспериментально обоснованной количественной диаграммы состояния „пироксеновой" системы при $P_{\text{„сух"}}$ и P_{H_2O}.

В заключение описания четырехкомпонентных систем хотелось бы еще раз обратить внимание на слабую экспериментальную изученность этих систем, что, естественно, снижает достоверность построенных физико-химических моделей кристаллизации различных фаз и особенно при воздействии водного давления. В связи с этим возникает настоятельная необходимость дальнейшего изучения хотя бы тройных ($+H_2O$) систем, что вполне выполнимо при современной экспериментальной базе.

5.3. Пятикомпонентные системы

Перед описанием систем следует несколько слов сказать об их изученности. Ни для одной системы, приведенной в табл. 5.3, нет диаграммы состояния (имеются в виду P_{H_2O}–T проекции и T–X сечения), построенной по экспериментальным данным, по крайней мере они не известны автору из всей доступной ему литературы. Диаграммы состояния систем 5.1, 5.4, 5.5, 5.8, 5.9, 5.13, 5.16, 5.17, 5.21 и 5.25 (точнее P_{H_2O}–T проекции и проекции из кварцевой вершины изобарических

сечений), построенные геометрическим методом, приведены в работе автора (Дубровский, 1984).

Все экспериментальные исследования четверных систем ($+H_2O$), в частности CMAS(H), проводились тройными сечениями. Несмотря на достаточную детальность изученности этой системы (Минералы..., 1974), имеется изобарическая (при 1 атм) фазовая диаграмма лишь одной ее минальной подсистемы Кв–Ан(Пл)–Ди(Мпр)–Фо(Ол) (Ирвин, 1983), которая построена по тройным сечениям. Йодер и Тилли (1965) также по тройным сечениям построили изобарическую (при 1 атм) фазовую диаграмму системы Аб–Ан–Ди–Фо. Можно назвать еще несколько изобарических (при 1 атм) фазовых диаграмм четверных систем с Мт, которые не рассматриваются в настоящей работе: Ан–Фо–Мт–Кв, Фо–Во–FeO–SiO_2 и Фо–Мт–Во–Кв (Roeder, Osborn, 1966), MgO–FeO–Fe_2O_3–SiO_2 (Muan, Osborn, 1956), MgO–Во–Мт–SiO_2 (Presnall, 1966), также построенные по тройным сечениям.

Приводимые ниже диаграммы состояния (P_{H_2O}–T проекции и изобарические разрезы) ликвидус-солидусной области четырехкомпонентных ($+H_2O$) систем построены автором геометрическим методом, трансляцией фазовых превращений граничных тройных ($+H_2O$) систем в объем составов четверных ($+H_2O$). Чтобы понять насколько это не простая задача, уместно привести в качестве примера работу А. Муана (1983), в которой он описывает кристаллизацию в силикатных системах различной компонентности. И когда он переходит к четверным системам, то ограничивается изобарической фазовой диаграммой системы MgO–FeO–Fe_2O_3–SiO_2 и не потому, что эта система отражает процесс кристаллизации многих горных пород, а, очевидно, у него не нашлось лучшего примера.

Как уже отмечалось, из-за ограниченного объема монографии здесь будут описаны для примера только восемь пятикомпонентных систем из 45 (см. табл. 5.3).

Системы 5.19 – Кв–Аб–Фо–Ди–H_2O („альбитовая") и **5.23 – Кв–Ан–Фо–Ди–H_2O** („анортитовая") отражают фазовые превращения с участием оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов и плагиоклазов, поэтому представляют большой интерес для физико-химической петрологии. Экспериментально изучены практически все граничные тройные ($+H_2O$) системы (см. ссылки в предыдущем разделе), но тем не менее построено только изобарическое (при 1 атм) сечение системы 5.23 (Presnall et al., 1978).

Дж. Шерер и Н. Моримото (1963) подробно рассматривают фазовые равновесия в граничных системах системы 5.19, но не представляют даже изобарическую диаграмму этой системы. В. Марич и др. (Maresch et al., 1982) изучили винчит (Вин), который является промежуточным миналом между Тр и Глф (Дубровский, 1981) и образуется в системе Аб–Эн–Ди–H_2O – граничной между субсистемами Кв–Аб–Эн–Ди–H_2O и Аб–Фо–Ди–H_2O системы 5.19.

Т. Мори и Дж. Биггар (Mori, Biggar, 1981) при 1 атм определили состав расплава в фазовой ассоциации Ж + Фо + $Ди_{тв.р}$ + $Эн_{тв.р}$ + Пл в

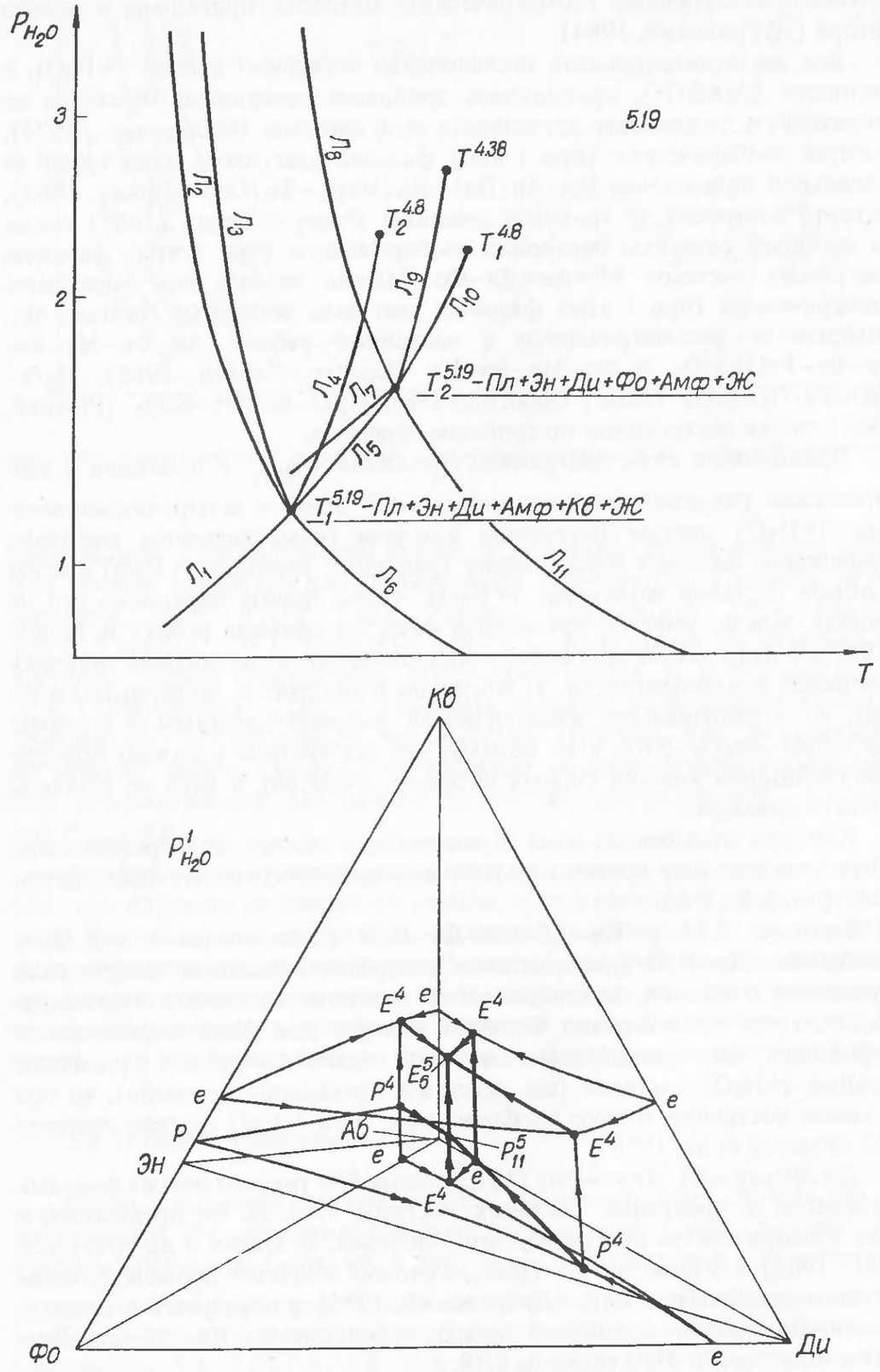


Рис. 5.41. Схематическая диаграмма состояния системы 5.19 – Кв–Аб–Фо–Ди–H_2O.

Фазовые реакции приведены в табл. 5.7.

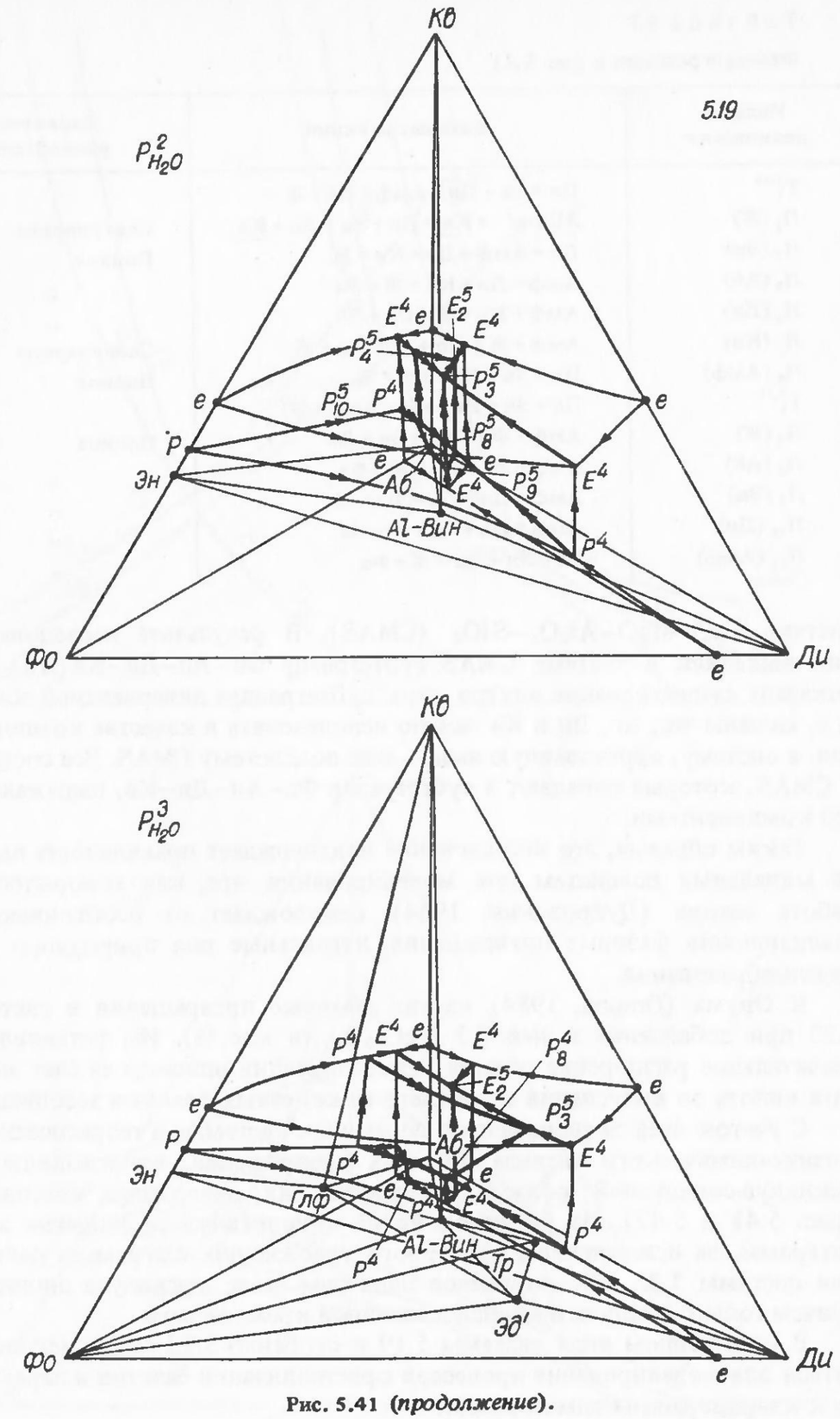


Рис. 5.41 (*продолжение*).

Таблица 5.7

Фазовые реакции к рис. 5.41

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{5\text{-}19}$	Пл + Эн + Ди + Амф + Кв + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Al-Вин + Кв = Пл + Эн + Ди + Кв	Сингулярное
$Л_2$ (Эн)	Пл + Амф + Ди + Кв = Ж	Полное
$Л_3$ (Аб)	Амф + Ди + Кв = Ж + Эн	„
$Л_4$ (Ди)	Амф + Кв = Ж + Пл + Эн	„
$Л_5$ (Кв)	Амф + Ж = Пл + Ди + Эн + Ж	Сингулярное
$Л_6$ (Амф)	Пл + Эн + Ди + Кв = Ж	Полное
$T_2^{5\text{-}19}$	Пл + Эн + Ди + Фо + Амф + Ж	
$Л_7$ (Ж)	Амф + Фо = Пл + Эн + Ди	Полное
$Л_8$ (Аб)	Амф + Эн + Ди = Ж + Фо	„
$Л_9$ (Эн)	Амф + Ди = Пл + Фо + Ж	„
$Л_{10}$ (Ди)	Амф = Пл + Эн + Фо + Ж	„
$Л_{11}$ (Амф)	Пл + Эн + Ди = Ж + Фо	„

системе $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ (CMAS). В результате исследования они выделили в системе CMAS субтетраэдр Фо–Ан–Ди–Кв (SiO_2) и доказали существование внутри этого субтетраэдра инвариантной точки, т. е. миналы Фо, Ан, Ди и Кв можно использовать в качестве компонентов, а систему, образованную ими, – как подсистему CMAS. Все составы в CMAS, которые попадают в субтетраэдр Фо–Ан–Ди–Кв, выражаются его компонентами.

Таким образом, это исследование подтверждает правильность выбора минальных подсистем для моделирования, что, как говорилось в работе автора (Дубровский, 1984), освобождает от необходимости анализировать фазовые превращения, нереальные для природного минералообразования.

К. Онума (Onuma, 1984) изучил фазовые превращения в системе 5.23 при добавлении к ней 0.3 $MgCr_2O_4$ (в мас. %). Им установлено значительное расширение объема кристаллизации шпинели за счет анортита вплоть до вытеснения последнего из конечных фазовых ассоциаций.

С учетом всех экспериментов по данным системам и теоретического физико-химического анализа фазовых превращений, происходящих в ликвидус-солидусной области, построены их диаграммы состояния (рис. 5.41 и 5.42). Из рисунков видно топологическое сходство этих диаграмм, за исключением некоторого усложнения диаграммы состояния системы 5.23, обусловленное наличием на ее ликвидусе шпинели, причем только в подсистеме, недосыщенной кремнеземом.

В упрощенном виде системы 5.19 и особенно 5.23 могут использоваться для моделирования процессов кристаллизации базитов и перехода их к кварцнормативным породам.

Системы 5.20 – Кв–Аб–Фа–Ged–H_2O и 5.24 – Кв–Ан–Фа–Ged–H_2O – „железистые" разновидности предыдущих систем. Судя по фазо-

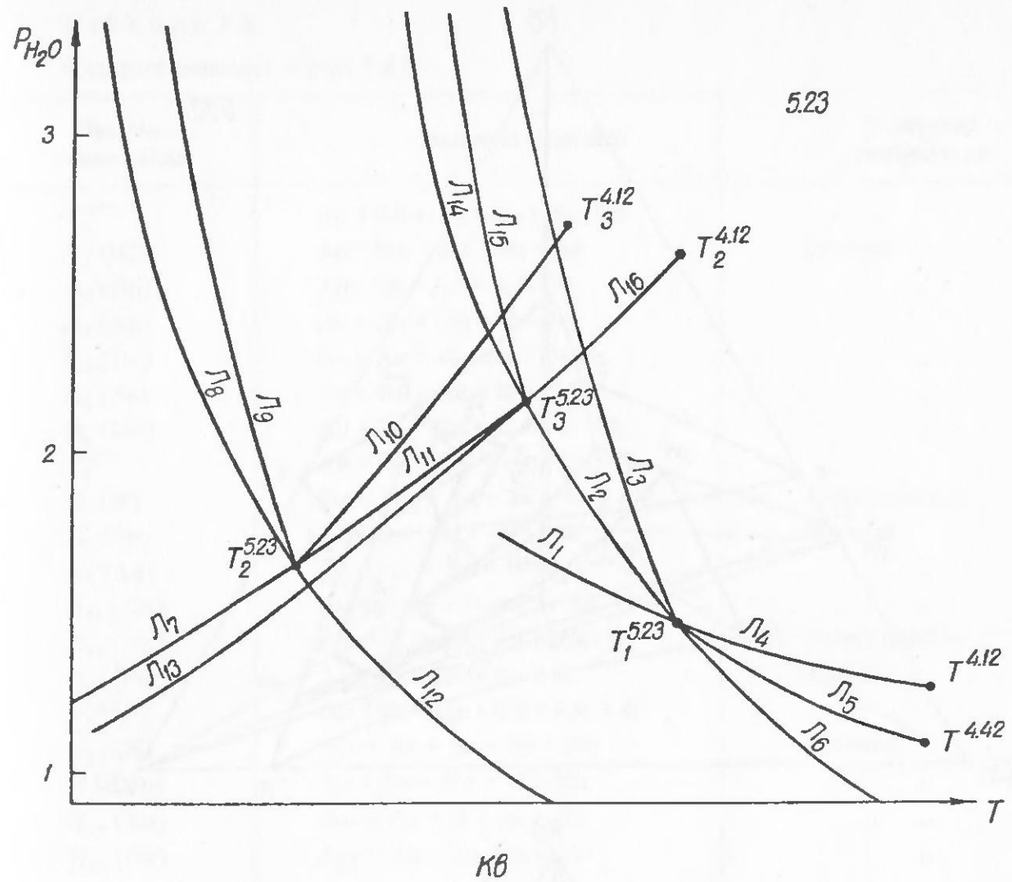
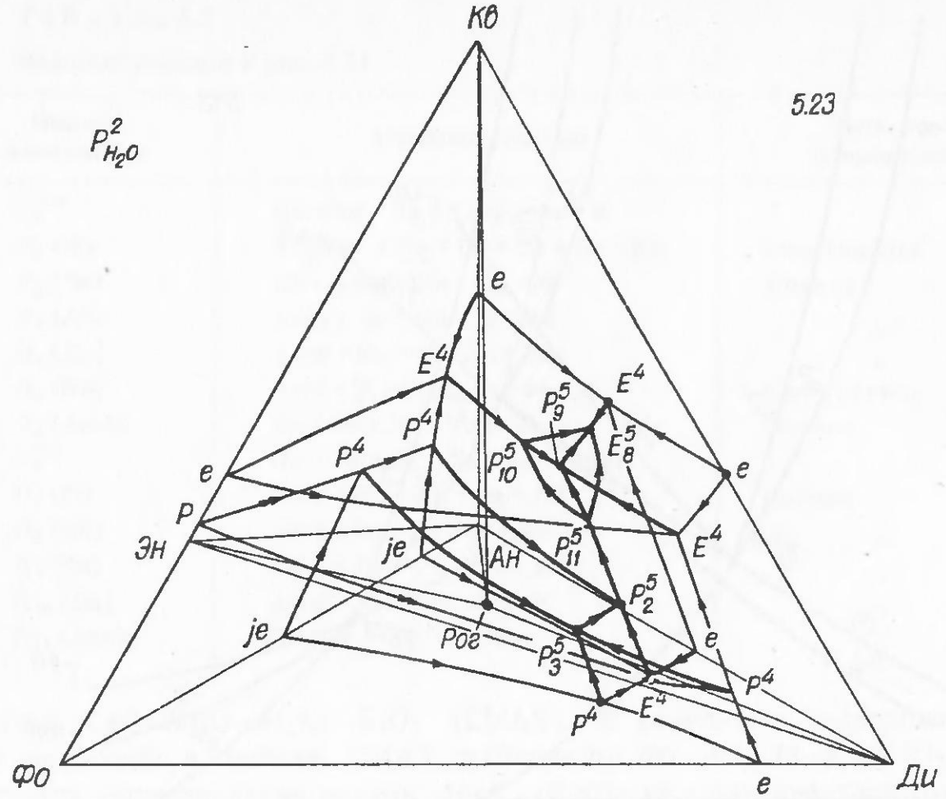


Рис. 5.42. Схематическая диаграмма состояния системы 5.23 – Кв–Ан–Фо–Ди–H_2O.

Фазовые реакции приведены в табл. 5.8.



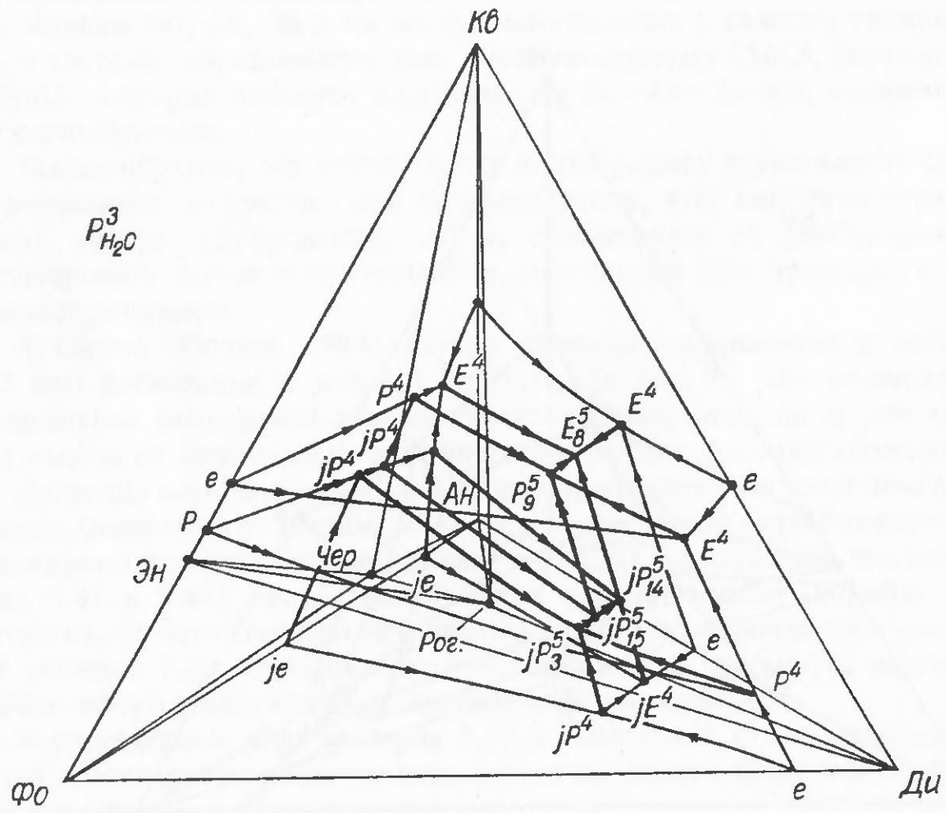


Рис. 5.42 (*продолжение*).

Таблица 5.8

Фазовые реакции к рис. 5.42

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{5,23}$	Ан + Фо + Эн + Ди + Шп + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Ан + Фо = Шп + Эн + Ди	Полное
$Л_2$ (Фо)	Ан + Эн + Ди = Ж + Шп	„
$Л_3$ (Ан)	Ан + Ди + Шп = Ж + Фо	„
$Л_4$ (Ди)	Фо + Ан = Ж + Эн + Шп	„
$Л_5$ (Эн)	Ан + Фо + Ди = Ж + Шп	„
$Л_6$ (Шп)	Ан + Эн + Ди = Ж + Фо	„
$T_2^{5,23}$	Ан + Эн + Ди + Рог + Кв + Ж	
$Л_7$ (Ж)	Рог + Кв = Ан + Эн + Ди + Кв	Сингулярное
$Л_8$ (Эн)	Ан + Ди + Рог + Кв = Ж	Полное
$Л_9$ (Ан)	Ди + Рог + Кв = Ж + Эн	„
$Л_{10}$ (Ди)	Амф + Кв = Ж + Ан + Эн	„
$Л_{11}$ (Кв)	Рог + Ж = Ан + Эн + Ди + Ж	Сингулярное
$Л_{12}$ (Рог)	Ан + Эн + Ди + Кв = Ж	Полное
$T_3^{5,23}$	Ан + Эн + Ди + Шп + Рог + Ж	
$Л_{13}$ (Ж)	Рог = Ан + Эн + Ди + Шп	Полное
$Л_{14}$ (Эн)	Ан + Ди + Рог = Ж + Шп	„
$Л_{15}$ (Ан)	Рог + Ди = Ж + Эн + Шп	„
$Л_{16}$ (Ди)	Рог = Ан + Эн + Шп + Ж	„

вым превращениям в граничных четверных системах, их диаграммы состояния должны иметь топологическое сходство (рис. 5.43 и 5.44). Поскольку двойное химическое соединение Фс не появляется на ликвидусе в этих системах, то они не „разбиваются" на субсистемы, что происходит с магнезиальными системами.

При определенных значениях P_{H_2O} на их ликвидусе появляются Fe-Al – Вин и Fe-Рог соответственно. К сожалению, положение на P_{H_2O}–T проекции линий образования–разложения амфиболов не определено экспериментально, как и положение линий субсолидусного образования Герц в системе 5.24. Поэтому не исключается вариант появления на ликвидусе Герц после Fe-Рог.

Системы 5.26 – Кв–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, 5.39 – Ор–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, 5.44 – Аб–Фо–Ди–Гед–H_2O и 5.45 – Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O можно рассматривать как системы, образованные добавлением в четверную взаимную систему 4.45 – Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O поочередно „лейкократовых" компонентов – Кв, Ор, Аб и Ан, которые по своей сути остаются пятикомпонентными системами: в их нонвариантных точках число фаз шесть (+H_2O), на моновариантных линиях – пять (+H_2O) и т. д. Тем не менее, поскольку системы составлены из пяти (+H_2O) компонентов, для представления их концентрационных взаимоотношений необходим пятивершинник. Таким пятивершинником может

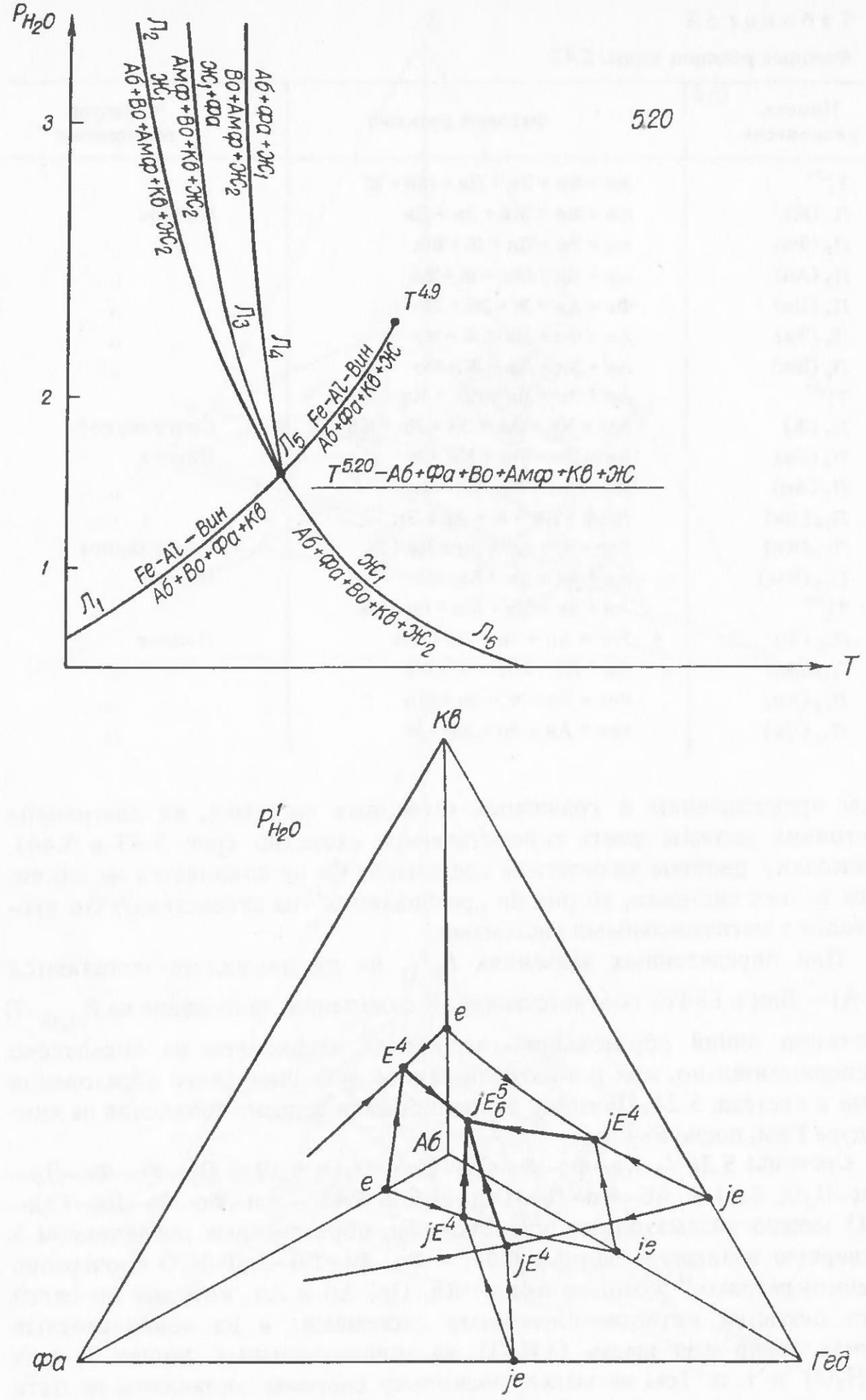


Рис. 5.43. Схематическая диаграмма состояния системы 5.20 – Кв–Аб–Фа–Гед–H_2O.

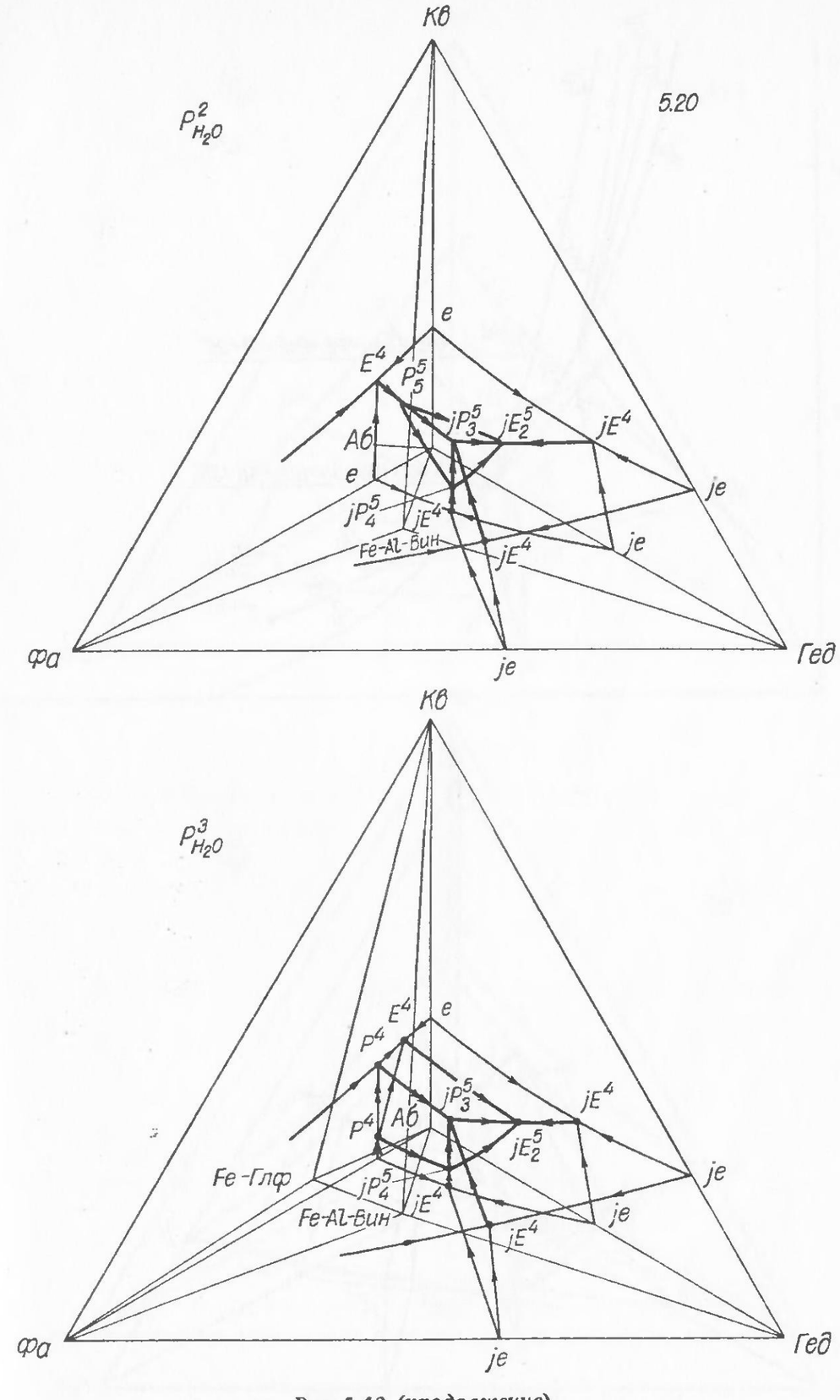


Рис. 5.43 (*продолжение*).

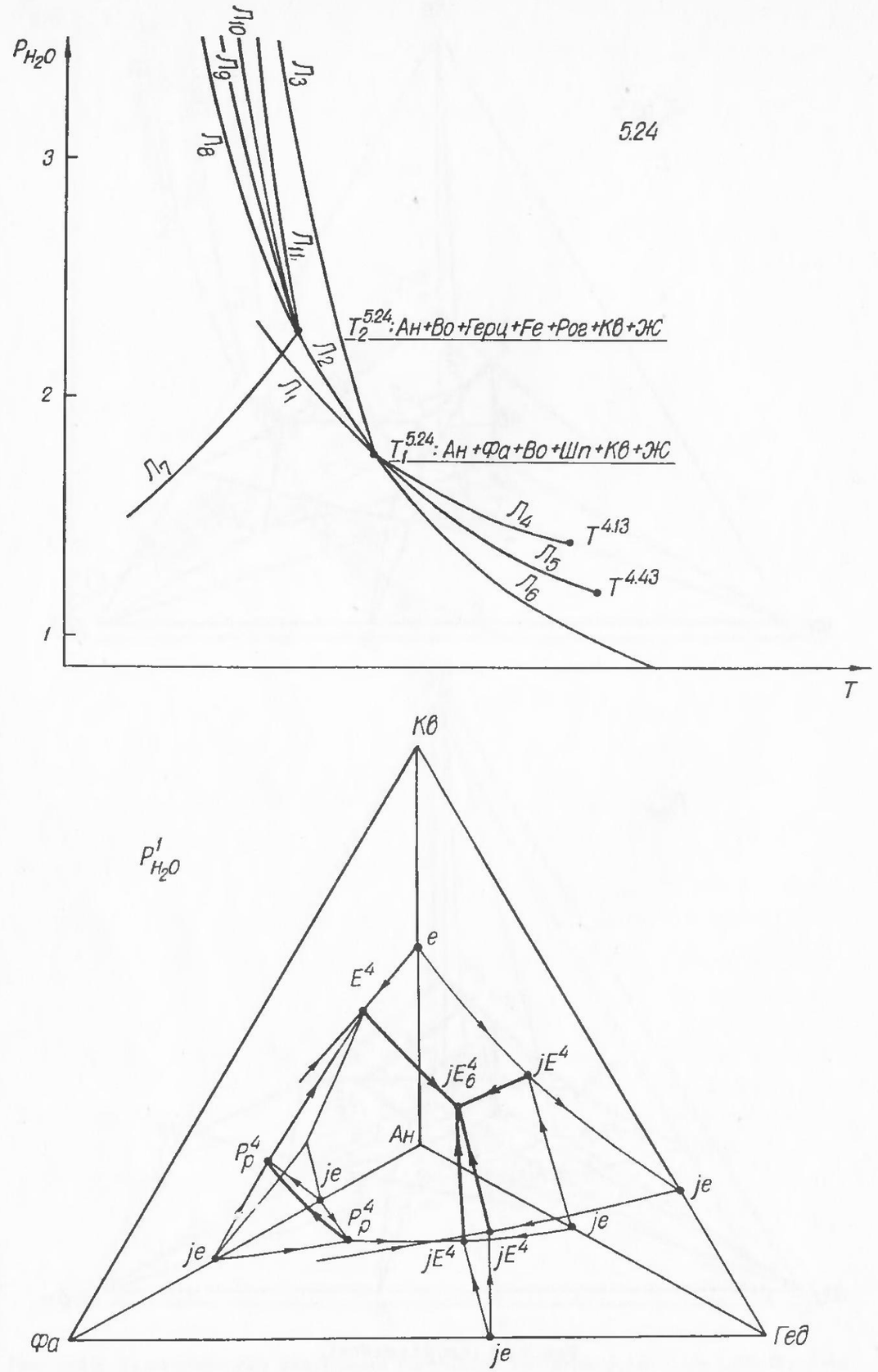


Рис. 5.44. Схематическая диаграмма состояния системы 5.24 – Кв–Ан–Фа–Гед–H_2O. Фазовые реакции приведены в табл. 5.9.

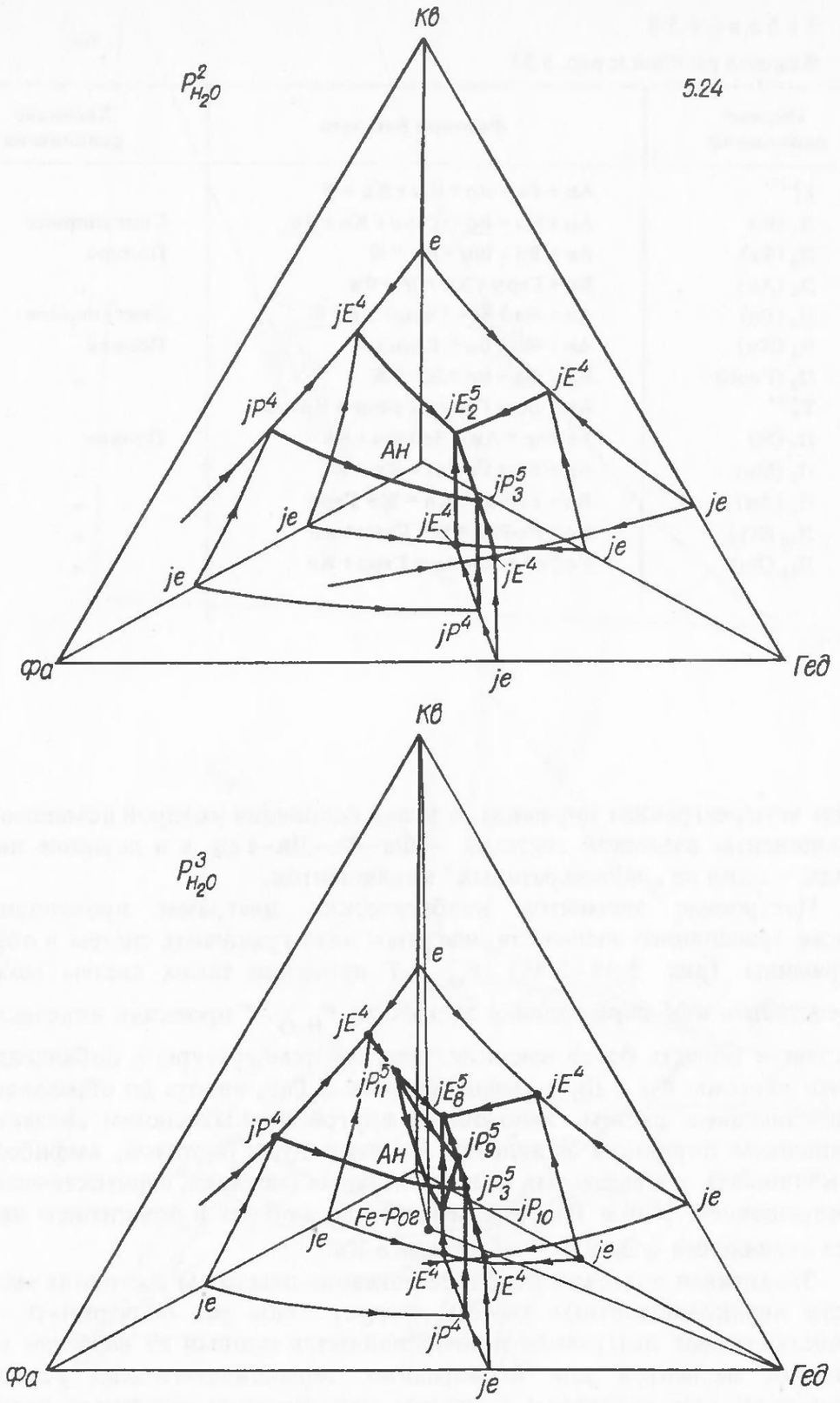


Рис. 5.44 (*продолжение*).

Таблица 5.9

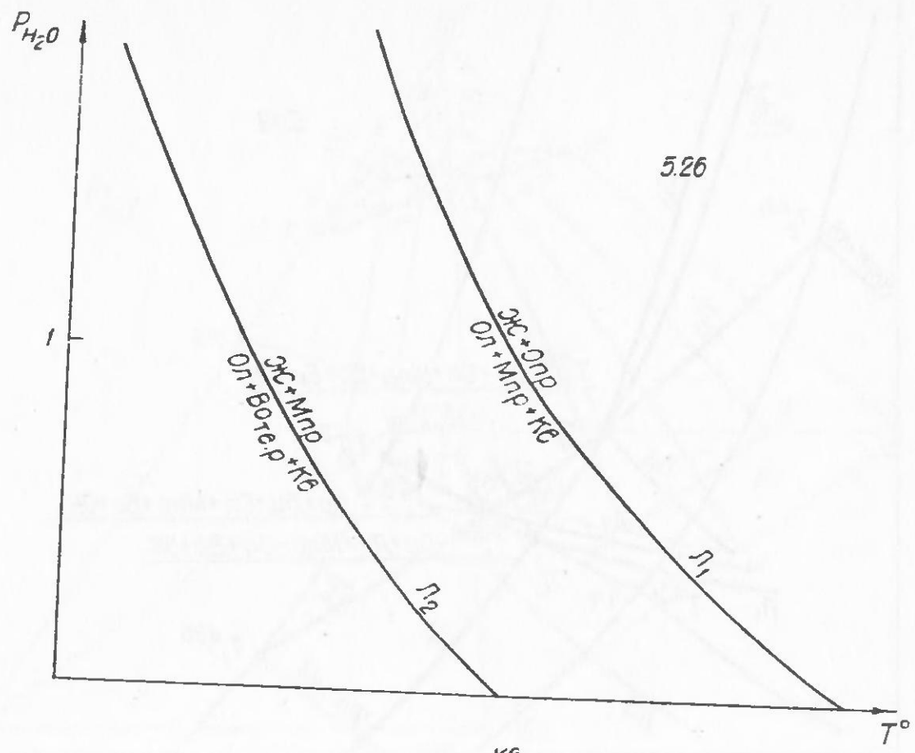
Фазовые реакции к рис. 5.44

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{5,24}$	Ан + Фа + Во + Шп + Кв + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Ан + Фа + <u>Во</u> = Герц + Кв + <u>Во</u>	Сингулярное
$Л_2$ (Фа)	Ан + Во + Шп + Кв = Ж	Полное
$Л_3$ (Ан)	Во + Герц + Кв = Ж + Фа	„
$Л_4$ (Во)	Ан + Фа + <u>Ж</u> = Герц + Кв + <u>Ж</u>	Сингулярное
$Л_5$ (Кв)	Ан + Фа + Во = Герц + Ж	Полное
$Л_6$ (Герц)	Ан + Фа + Во + Кв = Ж	„
$T_2^{5,24}$	Ан + Во + Герц + Fe-Рог + Кв + Ж	
$Л_7$ (Ж)	Fe-Рог = Ан + Во + Фа + Кв	Полное
$Л_8$ (Шп)	Ан + Во + Fe-Рог + Кв = Ж	„
$Л_9$ (Ан)	Во + Fe-Рог + Кв = Ж + Герц	„
$Л_{10}$ (Кв)	Во + Fe-Рог = Ж + Герц + Ан	„
$Л_{11}$ (Во)	Fe-Рог = Ж + Ан + Герц + Кв	„

быть четырехгранная пирамида, в углах основания которой помещаются компоненты взаимной системы – Фо–Фа–Ди–Ged, а в вершине пирамиды – один из „лейкократовых" компонентов.

Построение элементов изобарических диаграмм производится также трансляцией элементов диаграмм пяти граничных систем в объем пирамиды (рис. 5.45–5.48). P_{H_2O}–T проекции таких систем можно представить как перемещение элементов P_{H_2O}–T проекции железистых систем в область более высоких значений температуры с добавлением в эти системы Фо и Ди и уменьшении Фа и Ged, вплоть до образования магнезиальных систем. Усложнения внутри полных систем связаны с различным порядком появления на ликвидусе биотитов, амфиболов и калишпата в железистых и магнезиальных системах, перитектическим превращением Мпр в $Во_{тв.р}$ в железистых составах и появлением двойных соединений – Эн и Фс – в системе с Кв.

Заканчивая довольно неполное описание диаграмм состояния малой части пятикомпонентных систем, следует еще раз подчеркнуть, что представленные диаграммы-модели являются одними из наиболее возможных вариантов для оговоренных термодинамических условий, поскольку они построены с учетом как экспериментальных данных по граничным системам, так и природных минеральных ассоциаций рассматриваемой группы пород.



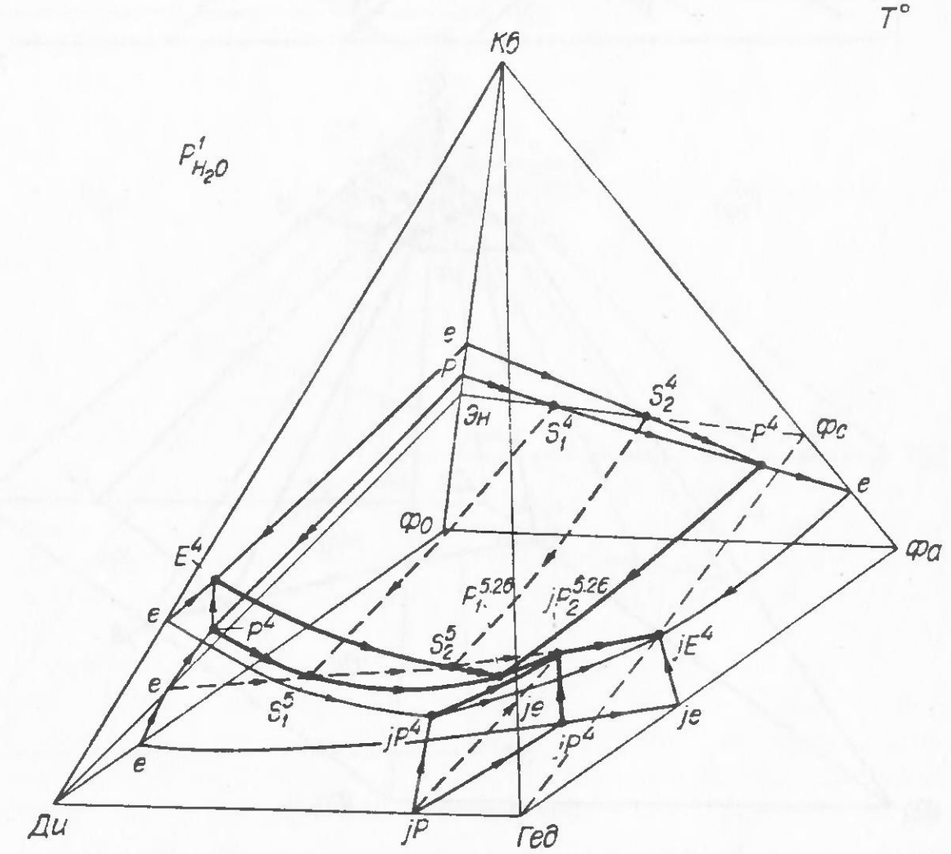


Рис. 5.45. Схематическая диаграмма состояния системы 5.26 – Кв–Фо–Фа–Ди–Ged–H_2O.

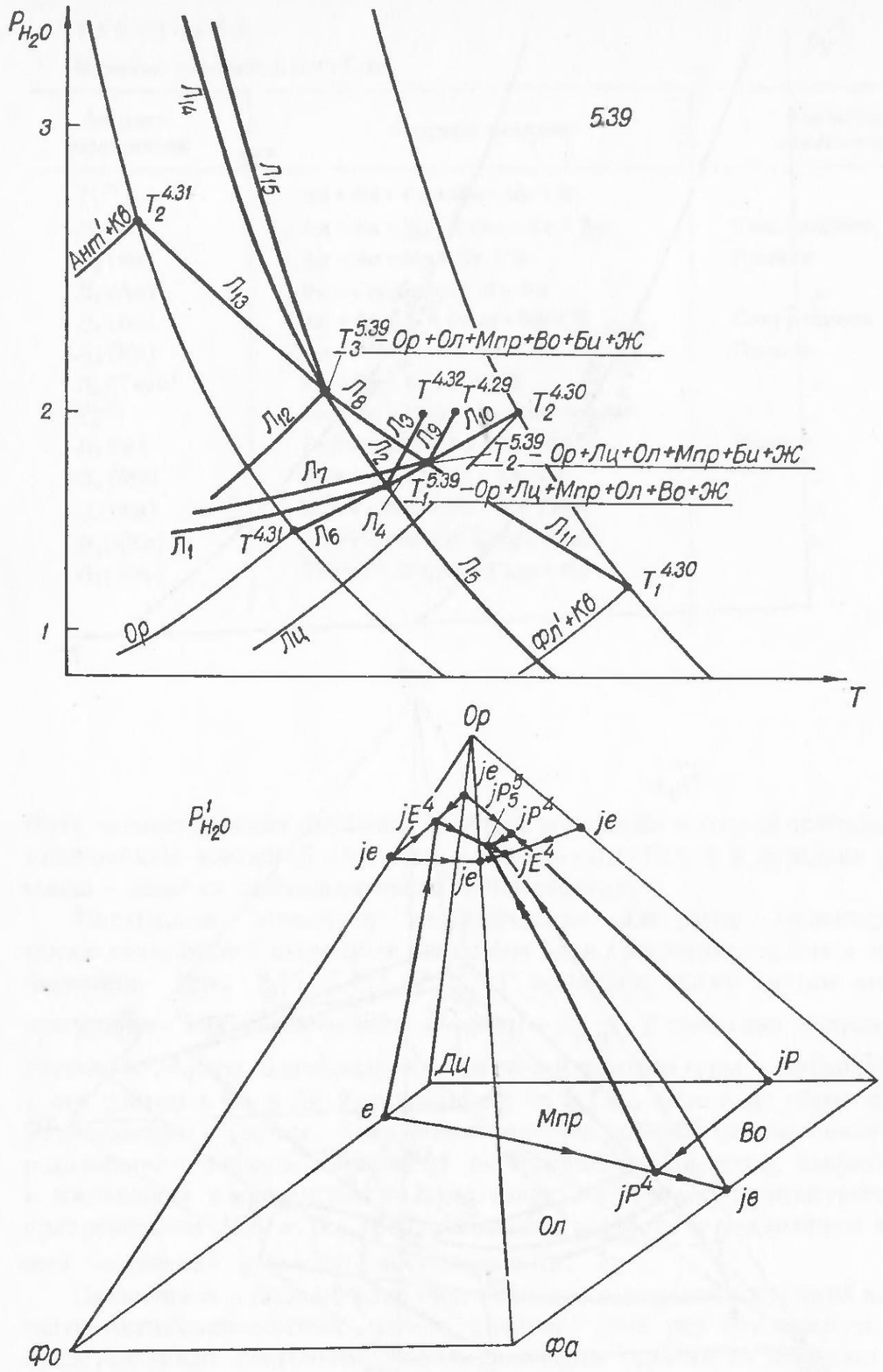


Рис. 5.46. Схематическая диаграмма состояния системы 5.39 — Ор–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O.

Фазовые реакции приведены в табл. 5.10.

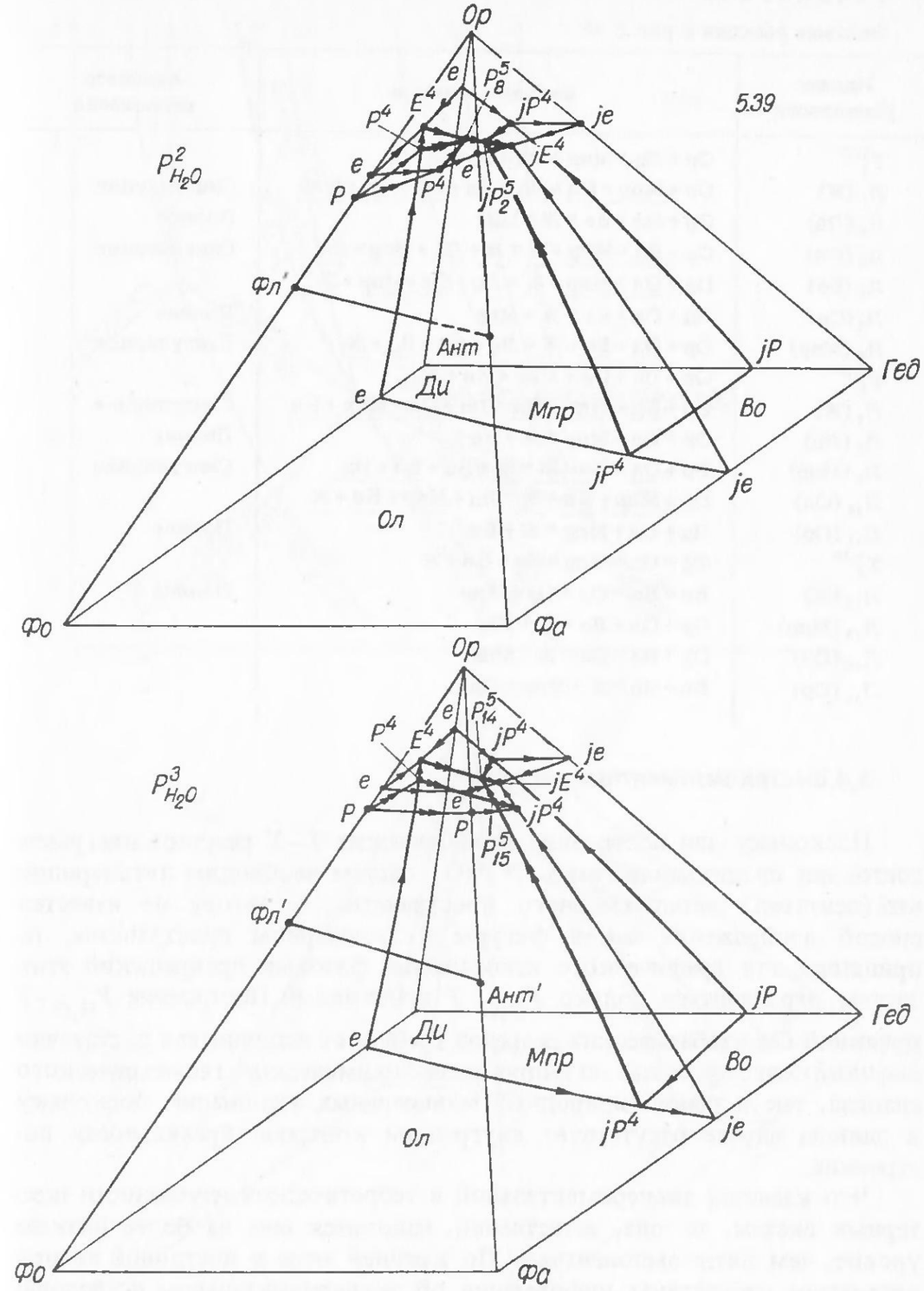


Рис. 5.46 (*продолжение*).

Таблица 5.10

Фазовые реакции к рис. 5.46

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{5.39}$	Ор + Лц + Мпр + Ол + Во + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Ор + **Мпр** + **Ол** + **Во** = Лц + **Ол** + **Во** + **Мпр**	Сингулярное
$Л_2$ (Лц)	Ор + Ол + Во = Ж + Мпр	Полное
$Л_3$ (Ол)	Ор + **Во** + **Мпр** + **Ж** = **Ж** + Лц + **Мпр** + **Во**	Сингулярное
$Л_4$ (Во)	Ор + **Ол** + **Мпр** + **Ж** = Лц + **Ол** + **Мпр** + **Ж**	„
$Л_5$ (Ор)	Лц + Ол + Во = Ж + Мпр	Полное
$Л_6$ (Мпр)	Ор + **Ол** + **Во** + **Ж** = Лц + **Ол** + **Во** + **Ж**	Сингулярное
$T_2^{5.39}$	Ор + Лц + Ол + Мпр + Би + Ж	
$Л_7$ (Ж)	Ор + **Би** + **Мпр** + **Ол** = Лц + **Ол** + **Мпр** + **Би**	Сингулярное
$Л_8$ (Лц)	Ор + Ол + Мпр = Ж + Би	Полное
$Л_9$ (Мпр)	Ор + **Ол** + **Би** + **Ж** = **Ж** + Лц + **Би** + **Ол**	Сингулярное
$Л_{10}$ (Ол)	Ор + **Мпр** + **Би** + **Ж** = Лц + **Мпр** + **Би** + **Ж**	„
$Л_{11}$ (Ор)	Лц + Ол + Мпр = Ж + Би	Полное
$T_3^{5.39}$	Ор + Ол + Мпр + Во + Би + Ж	
$Л_{12}$ (Ж)	Би + Во = Ол + Ор + Мпр	Полное
$Л_{13}$ (Мпр)	Ор + Ол + Во = Ж + Би	„
$Л_{14}$ (Ол)	Ор + Во + Би = Ж + Мпр	„
$Л_{15}$ (Ор)	Би + Во = Ж + Мпр + Ол	„

5.4. Шестикомпонентные системы

Поскольку для построения изобарических $T–X$ разрезов диаграмм состояния пятикомпонентных ($+H_2O$) систем необходим пятивершинник (пентатоп) четырехмерного пространства, а автору не известен способ изображения такой фигуры в трехмерном пространстве, то пришлось для графического изображения фазовых превращений этих систем ограничиться только $P_{H_2O}–T$ проекциями. Построение $P_{H_2O}–T$ проекций без изобарических разрезов требует от исполнителя достаточно высокой подготовки как по теории физико-химического геометрического анализа, так и знаний природных минеральных ассоциаций, поскольку в данном случае отсутствует внутренний контроль правильности построения.

Что касается экспериментальной и теоретической изученности шестерных систем, то она, естественно, находится еще на более низком уровне, чем пятикомпонентные. По крайней мере в доступной автору литературе отсутствует информация об экспериментальном исследовании таких систем. Имеются сведения только по отдельным частям диаграмм состояния шести- и более компонентных систем, которые относятся к вопросам плавления–кристаллизации базальтоидных пород и устойчивости гидроксилсодержащих минералов (биотитов и амфиболов), изменения порядка и объема кристаллизации того или иного

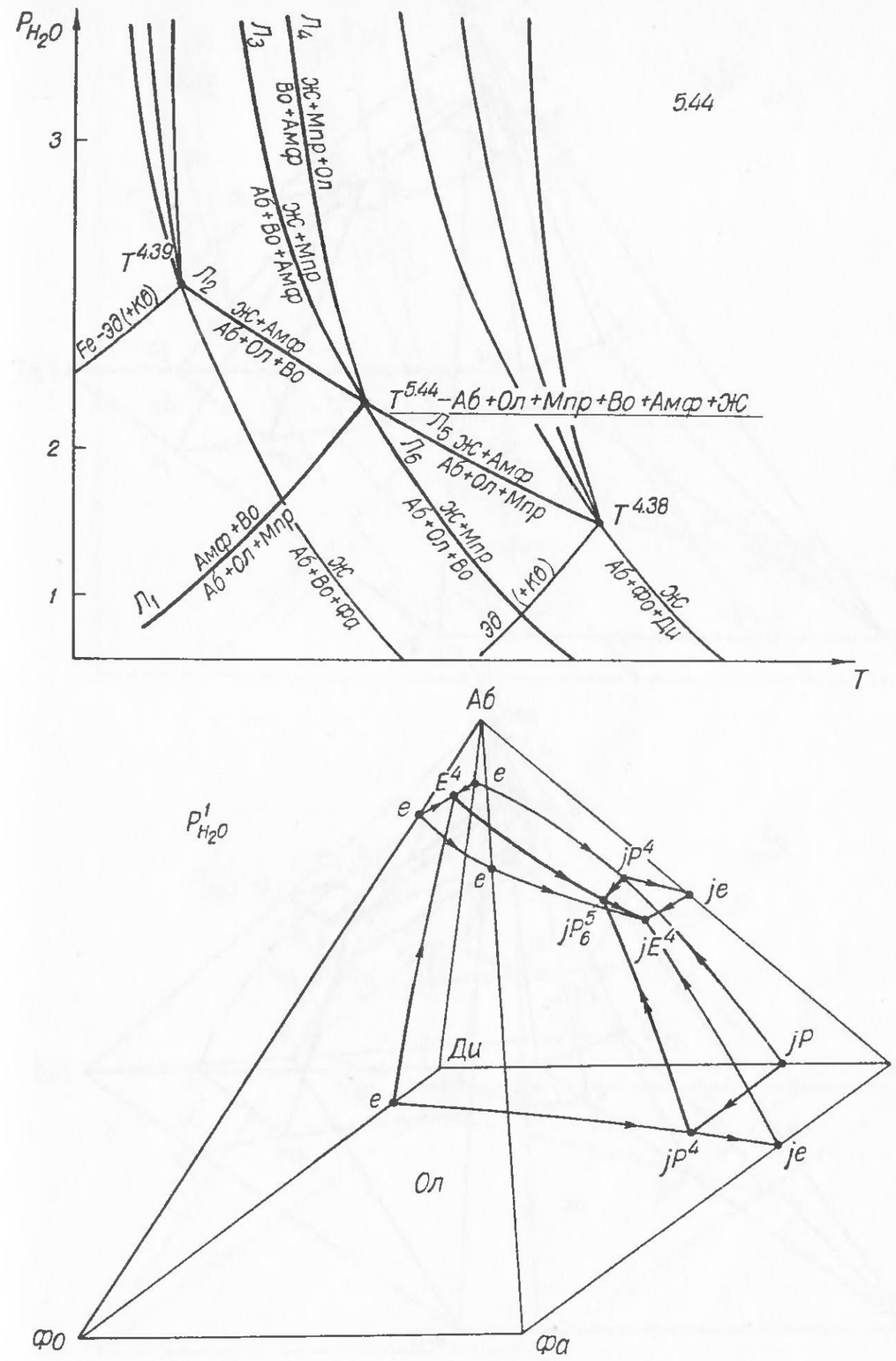


Рис. 5.47. Схематическая диаграмма состояния системы 5.44 – Аб–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O.

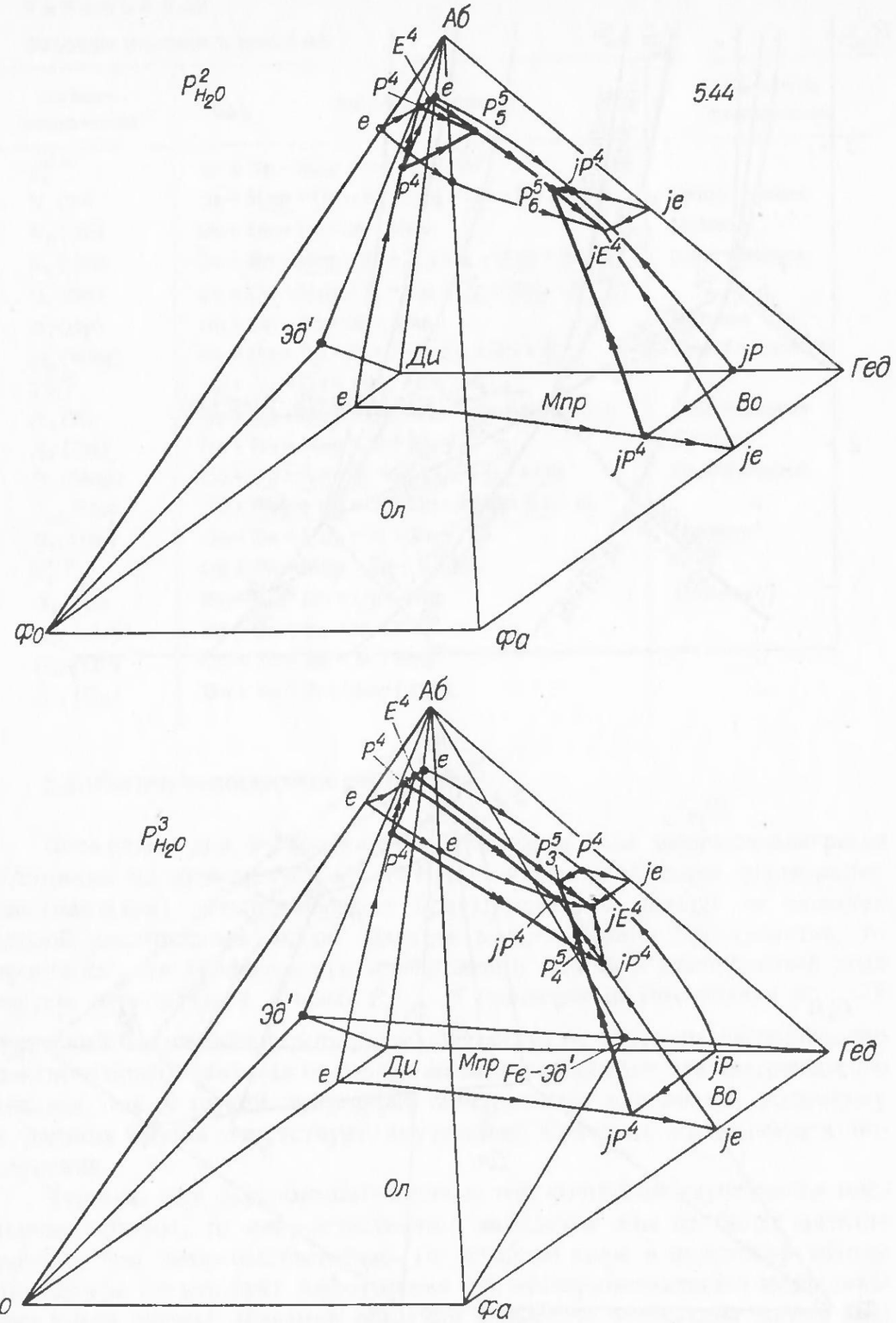


Рис. 5.47 (*продолжение*).

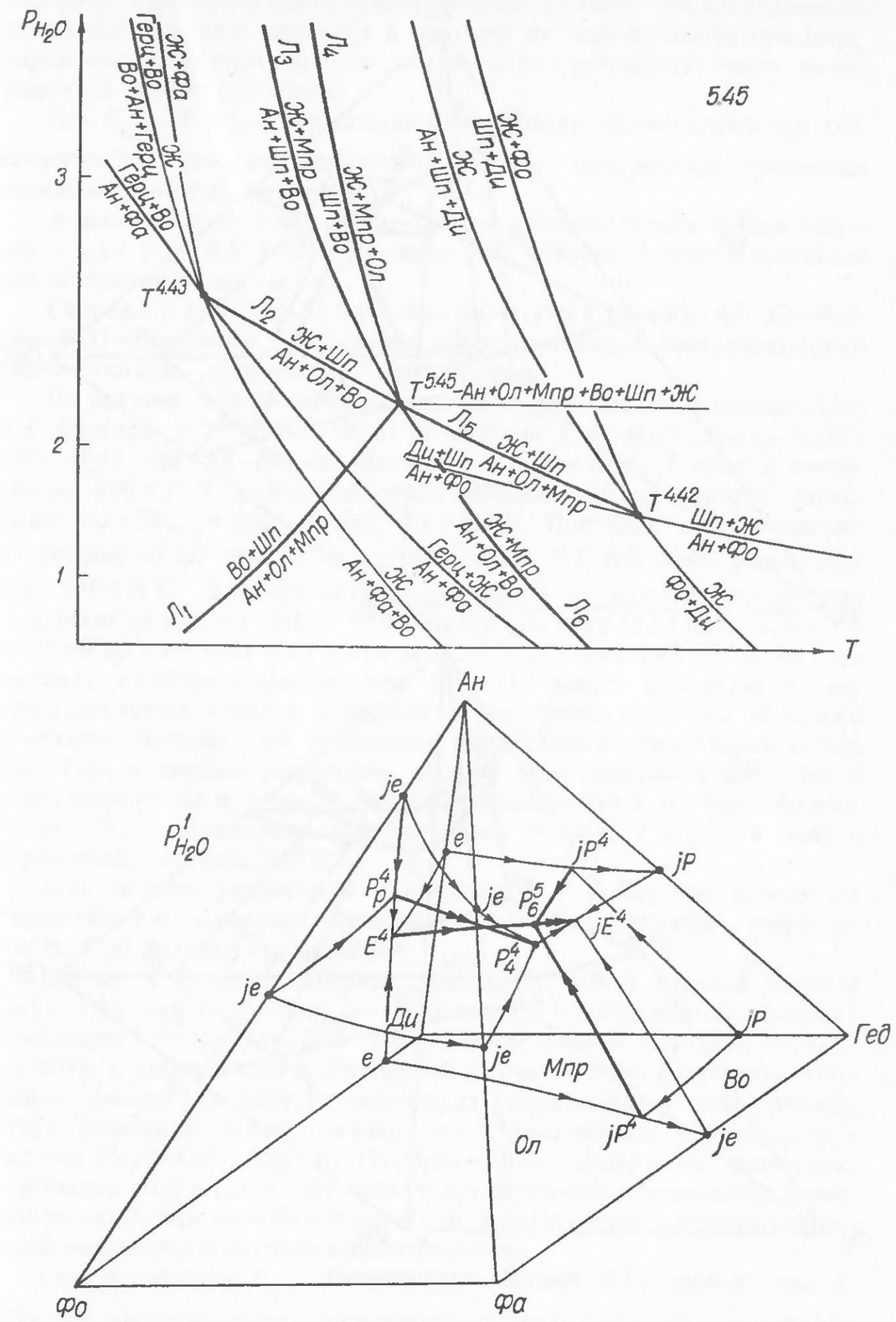


Рис. 5.48. Схематическая диаграмма состояния системы 5.45 — Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O.

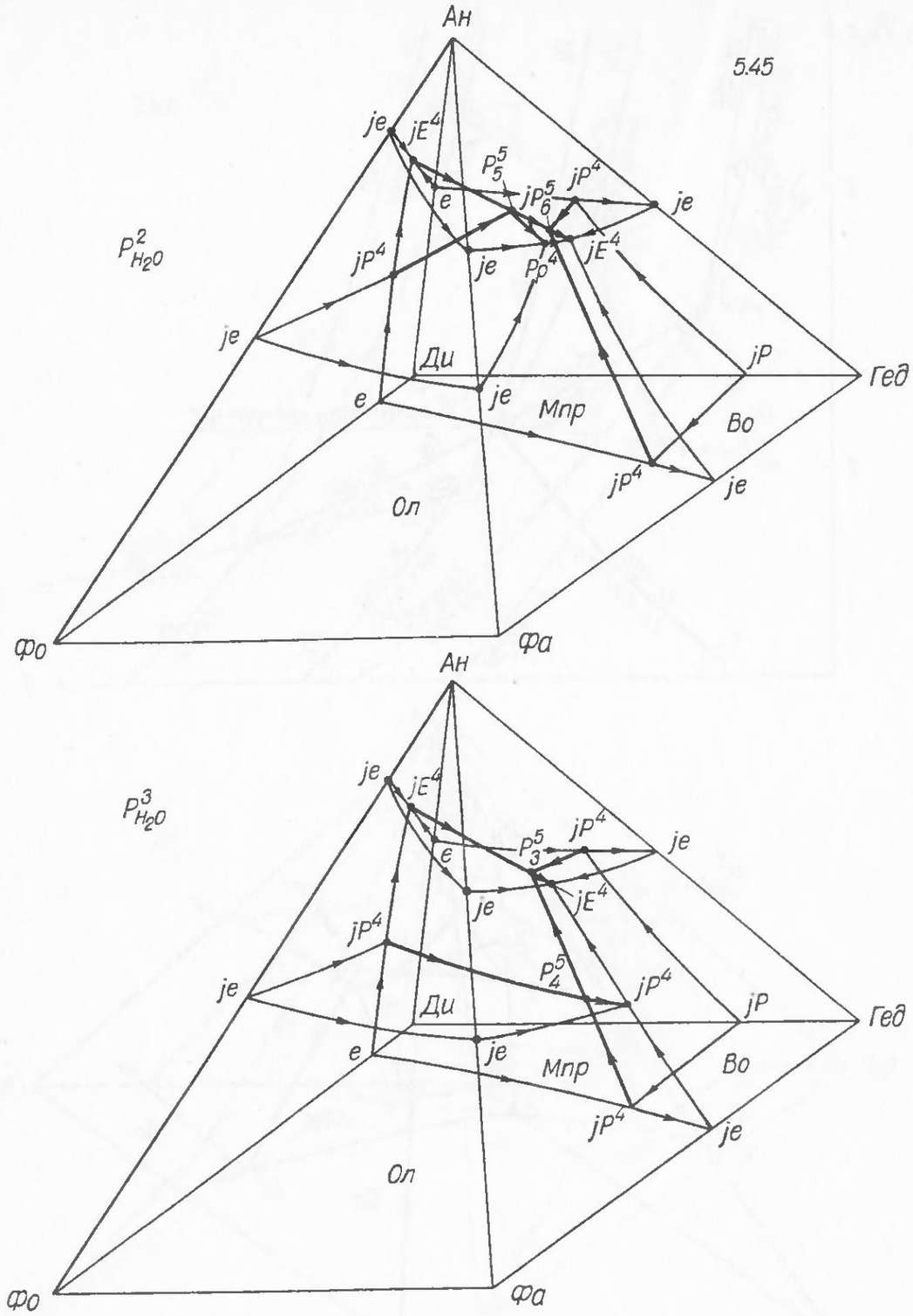


Рис. 5.48 (*продолжение*).

минерала, представляющего собой твердый раствор. Эти эксперименты имеют качественный характер и поэтому их использование при моделировании затруднительно, но тем не менее результаты таких экспериментов следует учитывать.

Все P_{H_2O}–T проекции шестикомпонентных систем построены геометрическим методом трансляцией фазовых превращений граничных пятикомпонентных систем.

В данном разделе для примера будут описаны только четыре системы – 6.14, 6.15, 6.18 и 6.19 (см. табл. 5.4), которые являются базовыми для построения системы 7.6.

Системы 6.14 – Кв–Аб–Ан–Фо–Ди–H_2O и 6.15 – Кв–Аб–Ан–Фа–Гед–H_2O образованы добавлением к гаплогранитной бескалишпатовой системе попарно „фемических" компонентов.

По системе 6.14 имеются частные экспериментальные данные. Так, Р. Г. Кауторн (Cawthorn, 1976) в системе CaO–MgO–Al_2O_3–Na_2O–SiO_2–H_2O (Кв–Аб–Ан–Фо–Ди–H_2O) при давлении 5 кбар и температуре 960 ± 12 °С установил существование „инвариантного" равновесия Фо + $Эн_{тв.р}$ + $Ди_{тв.р}$ + Амф + Пл + Ж + П. Подобная „инвариантная" ассоциация со Шп вместо $Ди_{тв.р}$, по данным Р. Г. Кауторна, существует при 950 ± 8 °С. Эксперименты проводились с шестью различными составами (в мас. %): SiO_2 – от 42 до 58, Al_2O_3 – от 16.53 до 6.13, MgO – от 29.89 до 9.83, CaO – от 18.12 до 6.56, Na_2O – от 3.63 до 1.0. Во всех составах устойчив амфибол, при SiO_2 = 45 мас. % совместно с Амф кристаллизуется и Нф, т. е. данные эксперименты относятся не только к объему системы 6.14. В процессе эксперимента определялся состав фаз. Так, в первом равновесии жидкая фаза содержала 16.5 мас. % нормативного Кв и 3 мас. % Na_2O; содержание Ан в Пл было больше 87 мол. %; в пироксенах присутствовало ≈ 3 мас. % Al_2O_3, а Амф в норме содержал гиперстен.

Для анализа результатов эксперимента Р. Г. Кауторн использует изоплетические проекции, отражающие, например, влияние концентрации Na_2O на фазовые превращения.

Биггар и Хамфрис (Biggar, Humphries, 1981) изучили влияние Na/Ca (Аб/Ан) отношения на температуру кристаллизации фазовой ассоциации Пл + Ди + Ол + Ж в определенном сечении тетраэдра Ди–Ол–Ан–SiO_2 с добавлением в систему Аб. С увеличением указанного отношения температура данного равновесия уменьшалась. Биггар (Biggar, 1983) экспериментально показал, что с увеличением железистости в системе Na_2O–CaO–(Mg, Fe)O–Al_2O_3–SiO_2 расширяются поля кристаллизации Мпр и Пл за счет поля Ол и, естественно, уменьшается температура эвтектики Ол + Пл + Мпр = Ж. Но с уменьшением номера плагиоклаза уменьшается его поле кристаллизации.

При построении P_{H_2O}–T проекции системы 6.14 учитывались результаты вышеуказанных экспериментов (рис. 5.49), но основой для ее построения все же служили фазовые превращения в граничных пятикомпонентных системах. Следует указать на определенные расхождения

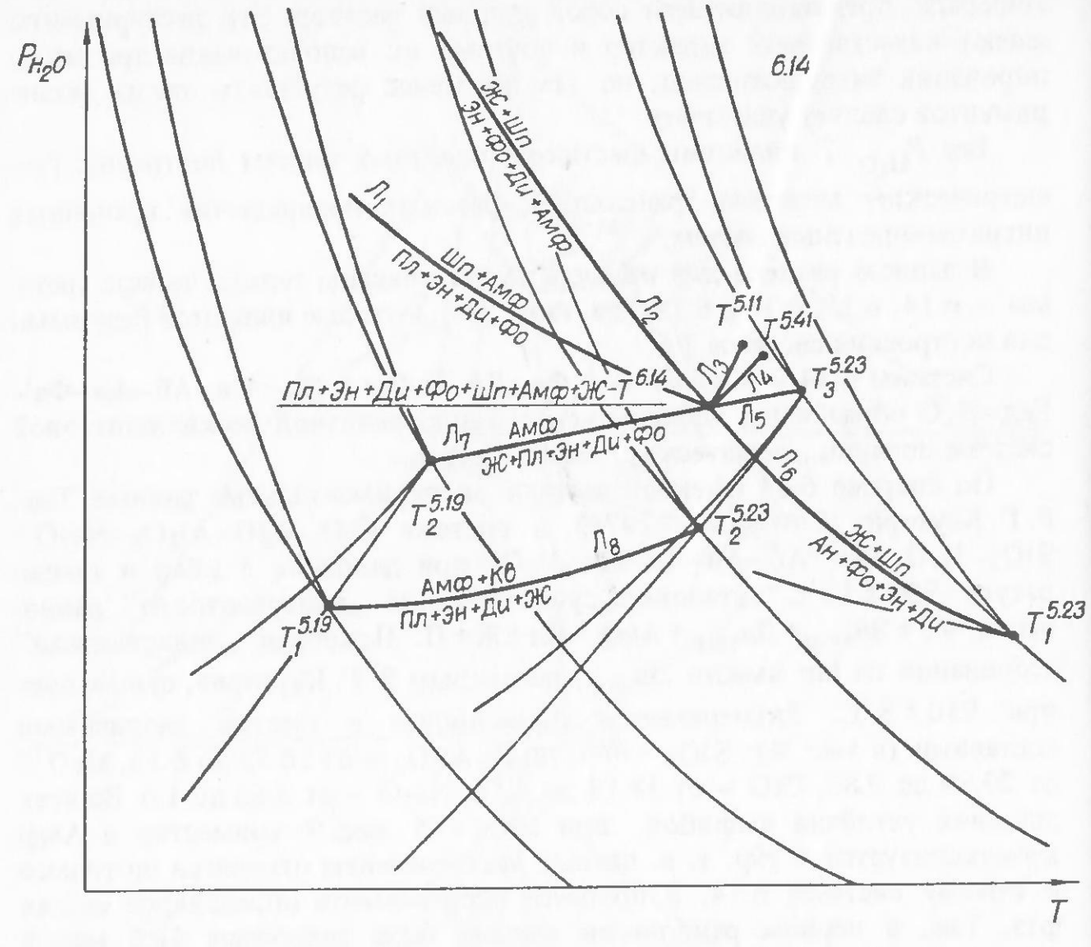


Рис. 5.49. Схематическая P_{H_2O}–T проекция системы 6.14 – Кв–Аб–Ан–Фо–Ди–H_2O.

$Л_3$ (Мпр) Амф + Эн + Фо = Ж + Пл + Шп; $Л_4$ (Эн) Амф + Ол = Ж + Пл + Шп + Мпр;
$Л_5$ (Фо) Амф = Ж + Пл + Эн + Мпр + Шп.

в положении „инвариантных" точек изобарического сечения Кауторна и соответствующих моновариантных равновесий (3 и 7) на P_{H_2O}–T проекции рис. 5.49. „Инвариантная" фазовая ассоциация Кауторна без Шп имеет несколько выше температуру (960 ± 12 °С), чем со Шп (950 ± ± 8 °С), а на P_{H_2O}–T проекции автора указанные линии, выходя из одной инвариантной точки Пл + Эн + Ди + Фо + Шп + Амф + Ж + П, протягиваются: седьмая (без Шп) – в область низких значений температуры, а третья (со Шп) – в область высоких значений температуры.

Эксперименты по системе 6.15 автору неизвестны, и поэтому приведенная на рис. 5.50 P_{H_2O}–T проекция диаграммы состояния этой системы построена геометрическим методом с учетом фазовых превращений в граничных пятикомпонентных системах. Как видно из рис. 5.49 и 5.50, появление инвариантных точек в системах 6.14 и 6.15 связано с тем, что при определенных значениях P_{H_2O} в „альбитовых" составах образуется ассоциация с Амф, а в „анортитовых – со Шп. „Встреча"

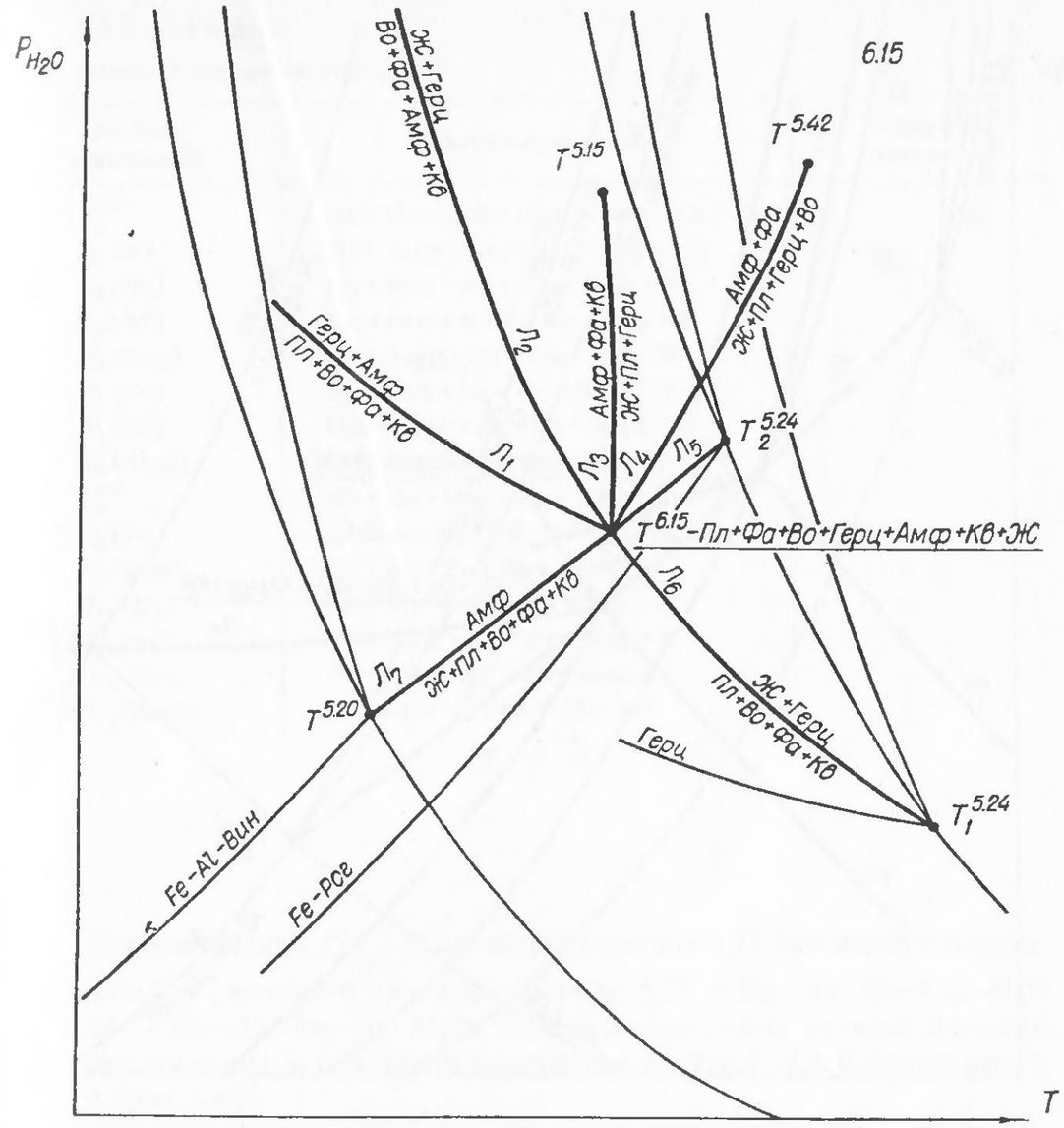


Рис. 5.50. Схематическая P_{H_2O}–T проекция системы 6.15 – Кв–Аб–Ан–Фа–Гед–H_2O.

$Л_5$ (Фа) Амф = Ж + Пл + Во + Герц + Кв.

этих моновариантных ассоциаций при строго заданном Аб/Ан отношении и значении P_{H_2O} и приводит к появлению нонвариантной фазовой ассоциации.

Системы 6.18 – Кв–Аб–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O и 6.19 – Кв–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O составлены из „фемических" компонентов, представляющих трехкомпонентную (+H_2O) взаимную систему, и двух – кварцполевошпатовых. Они характеризуются сложными фазовыми превращениями (рис. 5.51 и 5.52). Последнее связано с образованием и появлением на ликвидусе различных химических соединений: Опр, Шп, Во и Амф. Причем, как это уже неоднократно отмечалось,

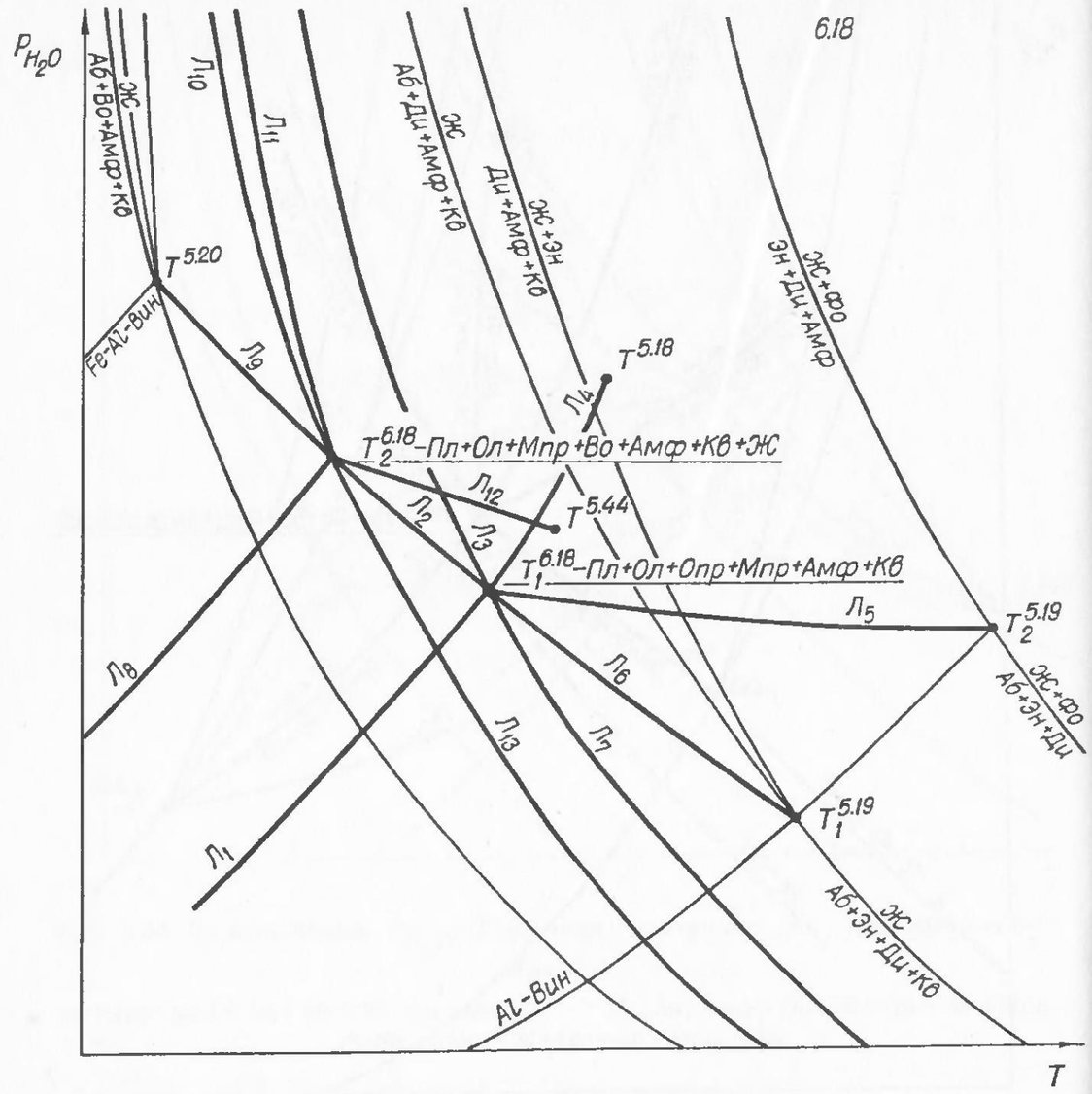


Рис. 5.51. Схематическая P_{H_2O}–T проекция системы 6.18 – Кв–Аб–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O.

Фазовые реакции приведены в табл. 5.11.

Амф в магнезиальных и железистых составах имеет разный порядок появления на ликвидусе. С изменением железистости проявляются перитектические взаимоотношения Ол с Опр и Мпр с Во. Так, например, P_{H_2O}–T проекция системы 6.18 (рис. 5.51) строились трансляцией фазовых превращений „железистой" системы 5.20 – Кв–Аб–Фа–Гед–H_2O в область более высоких температур с увеличением магнезиальности системы вплоть до чисто магнезиальной системы 5.19 – Кв–Аб–Фо–Ди–H_2O. Из-за указанных перитектических взаимоотношений фаз в объеме системы 6.18 при строго определенных составах и P_{H_2O} появляются две нонвариантные точки.

Таблица 5.11

Фазовые реакции к рис. 5.51

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{6.18}$	Пл + Ол + Опр + Мпр + Амф + Кв + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Ол + Амф + Кв = Опр + Мпр + Аб	Полное
$Л_2$ (Пл)	Ол + Мпр + Аб + Кв = Амф + Ж	„
$Л_3$ (Аб)	Ол + Мпр + Амф + Кв = Опр + Ж	„
$Л_4$ (Мпр)	Ол + Амф + Кв = Опр + Аб + Ж	„
$Л_5$ (Кв)	Опр + Аб + Кв = Ол + Амф + Ж	„
$Л_6$ (Ол)	Опр + Мпр + Аб + Кв = Амф + Ж	„
$Л_7$ (Амф)	Ол + Мпр + Аб + Кв = Опр + Ж	„
$T_2^{6.18}$	Пл + Ол + Мпр + Во + Амф + Кв + Ж	
$Л_8$ (Ж)	Al-Вин + Во + Кв = Ол + Мпр + Аб	Полное
$Л_9$ (Мпр)	Ол + Аб + Во + Кв = Амф + Ж	„
$Л_{10}$ (Ол)	Аб + Во + Амф + Кв = Мпр + Ж	„
$Л_{11}$ (Аб)	Во + Амф + Кв = Ол + Мпр + Ж	„
$Л_{12}$ (Кв)	Ол + Мпр + Аб = Во + Амф + Ж	„
$Л_{13}$ (Амф)	Ол + Аб + Во + Кв = Мпр + Ж	„

Для построения P_{H_2O}–T проекции системы 6.19 базовыми пятикомпонентными системами являются системы 5.24 – Кв–Ан–Фа–Гед–H_2O и 5.23 – Кв–Ан–Фо–Ди–H_2O. В этой системе из-за наличия шпинели на ликвидусе кроме указанных перитектик имеются пять нонвариантных точек (рис. 5.52).

Следует обратить внимание на компонентный состав всех шестикомпонентных систем (табл. 5.4). Из 26 систем 22 содержат по 1–2 пары компонентов: Аб–Ан, Фо–Фа и Ди–Гед, которые по крайней мере на определенном интервале составов образуют непрерывные твердые растворы I типа. Эта особенность компонентов (или систем) может использоваться для построения изоплетических сечений, отражающих фазовые превращения в системах на P_{H_2O}–T и T–X проекциях при заданных значениях нормативного номера плагиоклаза (или Аб/Ан отношениях) или (и) заданной железистости–магнезиальности нормативных „фемических" миналов (см. ниже). С другой стороны, можно строить изобарические проекции, отражающие фазовые превращения в зависимости от номера плагиоклаза или железистости „фемического" минала, которые помогают строить изоплетические сечения.

На рис. 5.53 для примера приведена схематическая T–N Пл проекция и изоплетические разрезы к ней системы 6.1 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–H_2O при P_{H_2O} = 200 бар.

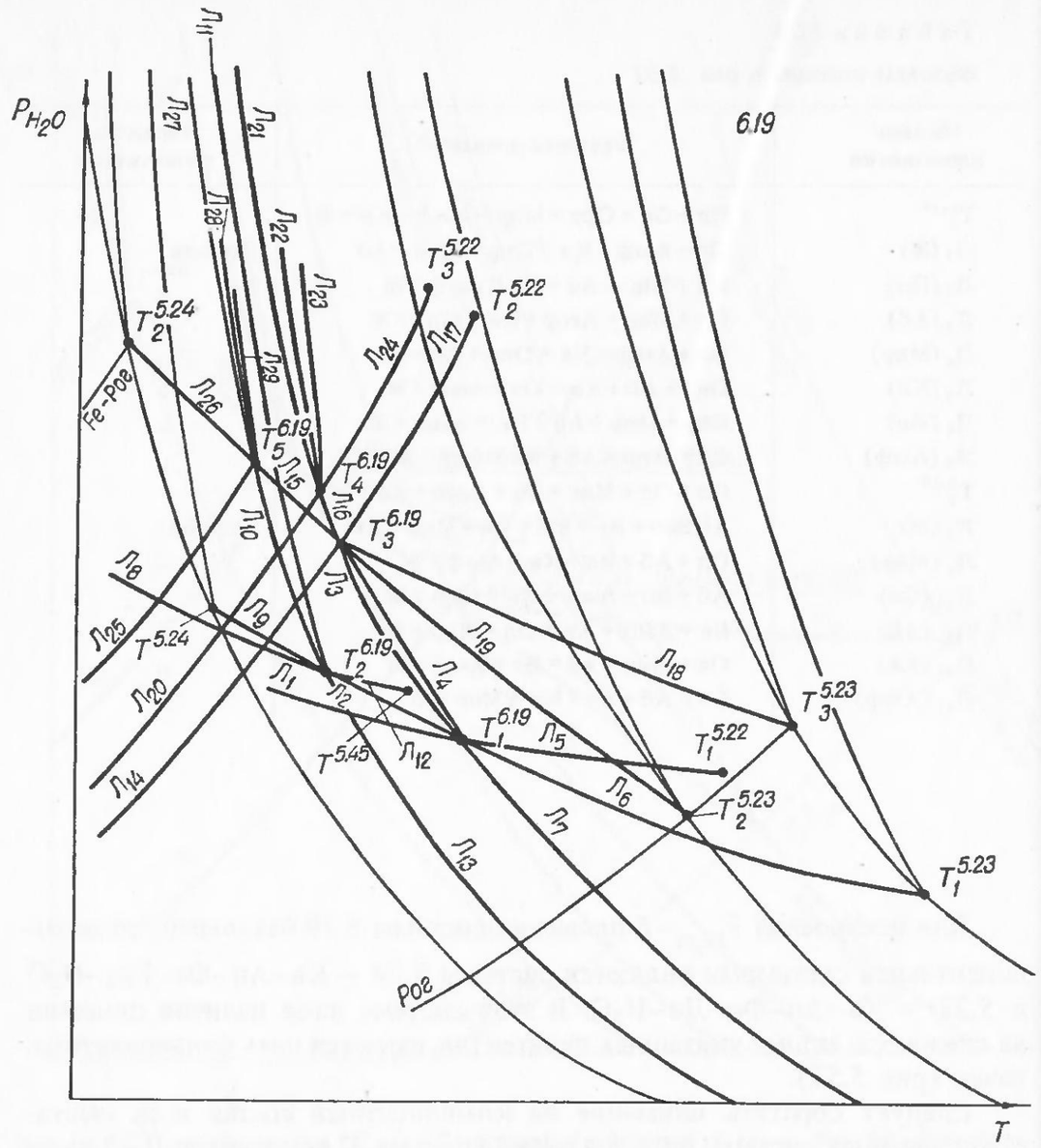


Рис. 5.52. Схематическая P_{H_2O}–T проекция системы 6.19 — Кв–Аб–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O.

Фазовые реакции приведены в табл. 5.12.

5.5. Семикомпонентные системы

Все семикомпонентные системы содержат минимум по одной паре компонентов, образующих твердые растворы I типа (табл. 5.5). Эта особенность системы, как и большинства шестикомпонентных, использовалась при разработке их диаграмм состояния (точнее P_{H_2O}–T проекций) и при построении изоплетических сечений.

P_{H_2O}–T проекции и изоплетические сечения семикомпонентных систем уже могут использоваться для решения петрологических вопро-

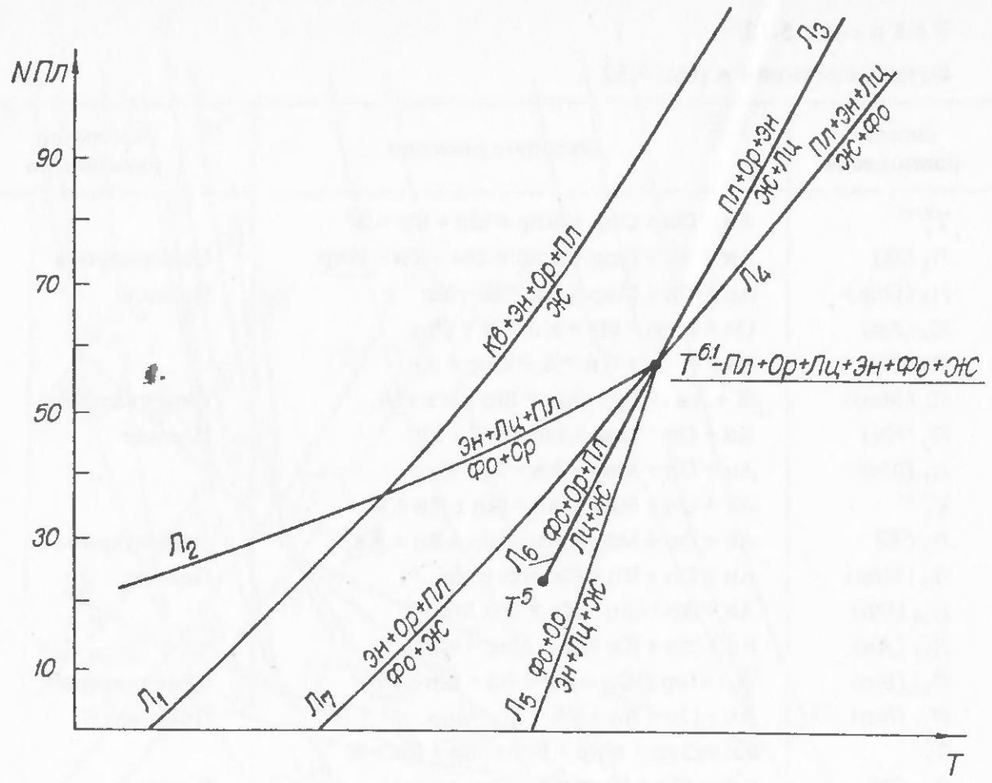
Таблица 5.12

Фазовые реакции к рис. 5.52

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{6.19}$	Ан + Ол + Опр + Мпр + Шп + Кв + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Ан + Ол + Опр + Мпр = Шп + Кв + Мпр	Сингулярное
$Л_2$ (Опр)	Ан + Ол + Мпр + Кв = Ж + Шп	Полное
$Л_3$ (Ан)	Ол + Мпр + Шп + Кв = Ж + Опр	„
$Л_4$ (Ол)	Мпр + Шп + Кв = Ж + Опр + Ан	„
$Л_5$ (Мпр)	Ж + Ан + Ол + Опр = Шп + Кв + Ж	Сингулярное
$Л_6$ (Кв)	Ан + Ол + Опр + Мпр = Ж + Шп	Полное
$Л_7$ (Шп)	Ан + Ол + Мпр + Кв = Ж + Опр	„
$T_2^{6.19}$	Ан + Ол + Мпр + Во + Шп + Кв + Ж	
$Л_8$ (Ж)	Ан + Ол + Мпр + Кв = Шп + Во + Кв	Сингулярное
$Л_9$ (Мпр)	Ан + Ол + Во + Кв = Ж + Шп	Полное
$Л_{10}$ (Ол)	Ан + Во + Шп + Кв = Ж + Мпр	„
$Л_{11}$ (Ан)	Во + Шп + Кв = Ж + Мпр + Ол	„
$Л_{12}$ (Кв)	Ж + Мпр + Ол + Ан = Во + Шп + Ж	Сингулярное
$Л_{13}$ (Шп)	Ан + Ол + Во + Кв = Ж + Мпр	Полное
$T_3^{6.19}$	Ан + Опр + Мпр + Рог + Шп + Кв + Ж	
$Л_{14}$ (Ж)	Рог + Шп + Кв = Ан + Опр + Мпр	Полное
$Л_{15}$ (Опр)	Ан + Мпр + Шп + Кв = Ж + Рог	„
$Л_{16}$ (Ан)	Мпр + Шп + Кв = Ж + Опр + Рог	„
$Л_{17}$ (Мпр)	Рог + Шп + Кв = Ж + Ан + Опр	„
$Л_{18}$ (Кв)	Ан + Опр + Мпр = Ж + Рог + Шп	„
$Л_{19}$ (Шп)	Ан + Опр + Мпр + Кв = Ж + Рог	„
$T_4^{6.19}$	Ол + Опр + Мпр + Рог + Шп + Кв + Ж	
$Л_{20}$ (Ж)	Рог + Ол = Опр + Мпр + Шп + Кв	Полное
$Л_{21}$ (Опр)	Ол + Мпр + Шп + Кв = Ж + Рог	„
$Л_{22}$ (Кв)	Ол + Мпр + Рог + Шп = Ж + Опр	„
$Л_{23}$ (Шп)	Ол + Мпр + Рог = Ж + Опр + Кв	„
$Л_{24}$ (Мпр)	Рог + Ол = Ж + Опр + Шп + Кв	„
$T_5^{6.19}$	Ан + Во + Мпр + Рог + Шп + Кв + Ж	
$Л_{25}$ (Ж)	Рог + Во = Ан + Мпр + Шп + Кв	Полное
$Л_{26}$ (Мпр)	Ан + Во + Шп + Кв = Ж + Рог	„
$Л_{27}$ (Ан)	Рог + Во + Шп + Кв = Ж + Мпр	„
$Л_{28}$ (Кв)	Рог + Во + Шп = Ж + Мпр + Ан	„
$Л_{29}$ (Шп)	Рог + Во = Ж + Мпр + Ан + Кв	„

сов, поскольку породы граничных петрохимических типов встречаются в природе.

Необходимо обратить внимание еще на одну особенность семи- и более компонентных систем — это перитектический характер всех моновариантных равновесий с участием от одной до пяти твердых фаз. В связи с этим возможен сход расплава с моновариантной линии вплоть



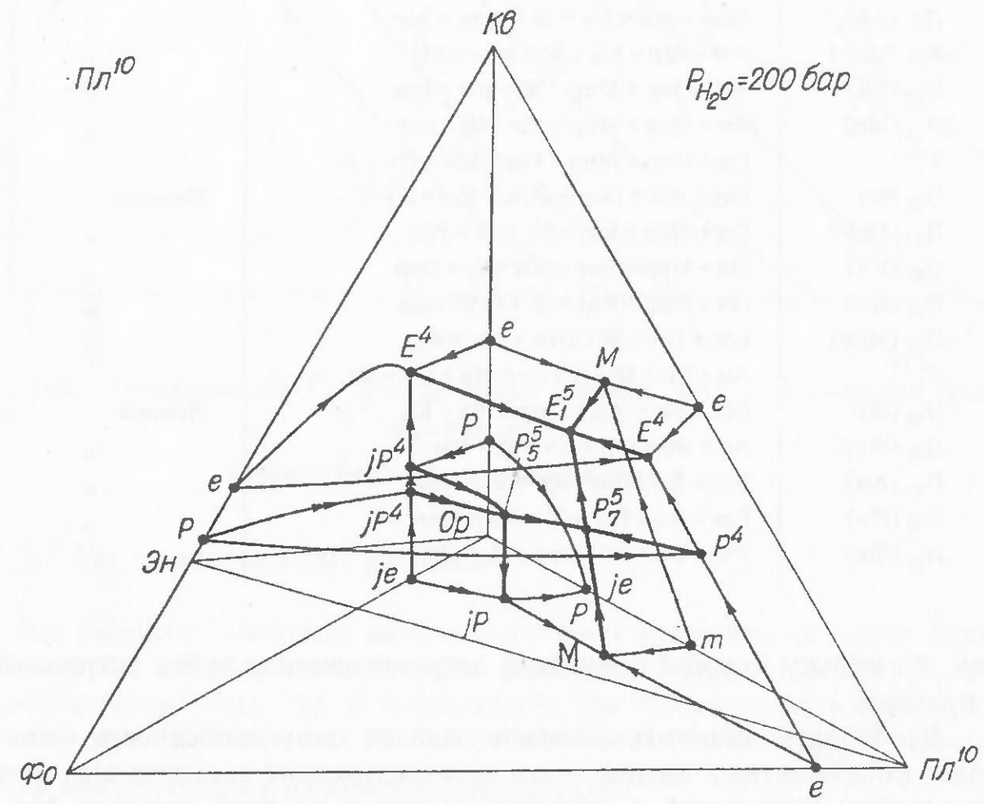
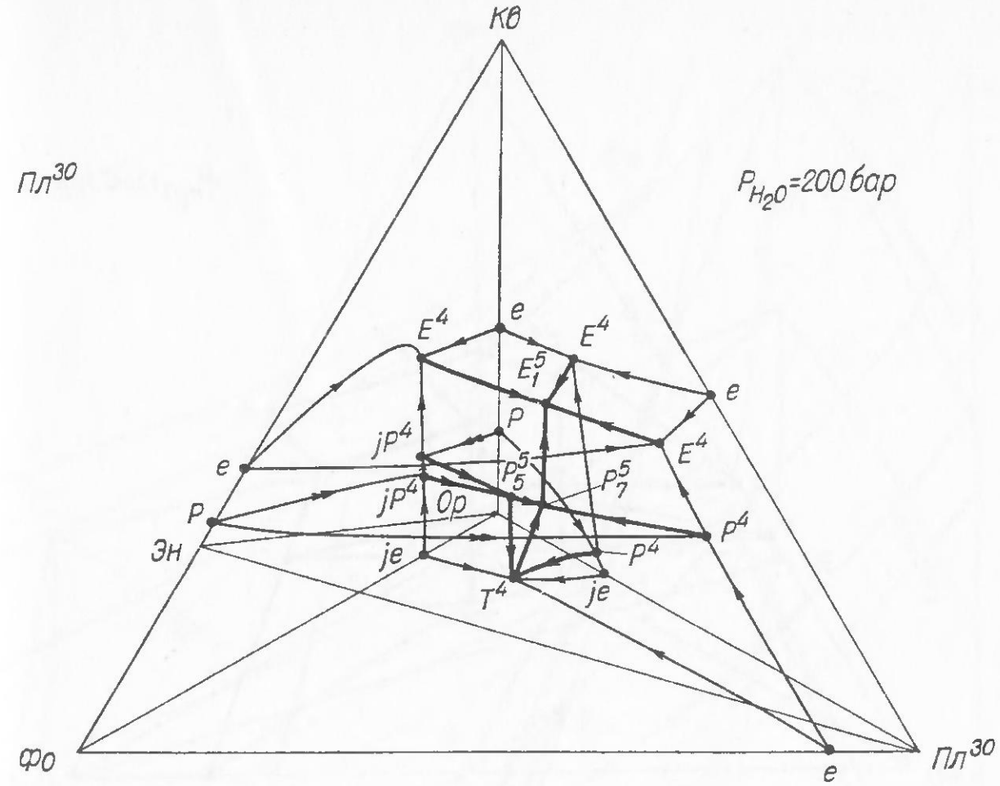


Рис. 5.53. Схематическая изобарическая (P_{H_2O} = 200 бар) T–№Пл проекция и изоплетические разрезы к ней системы 6.1 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–H_2O.



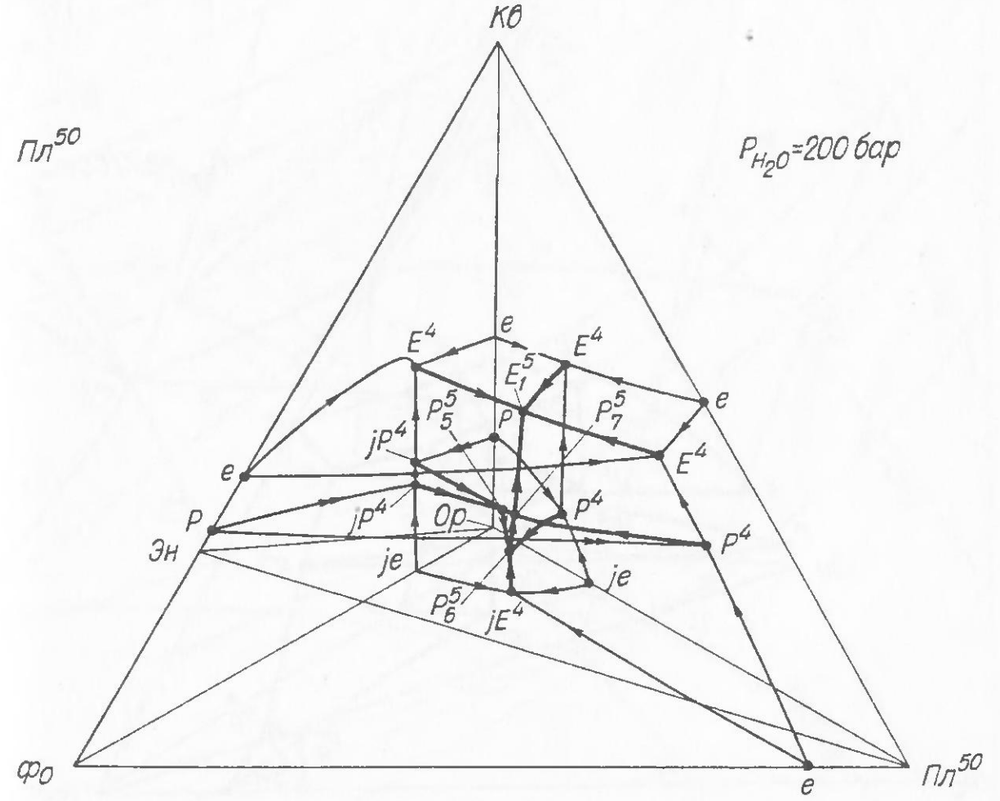


Рис. 5.53 (*продолжение*).

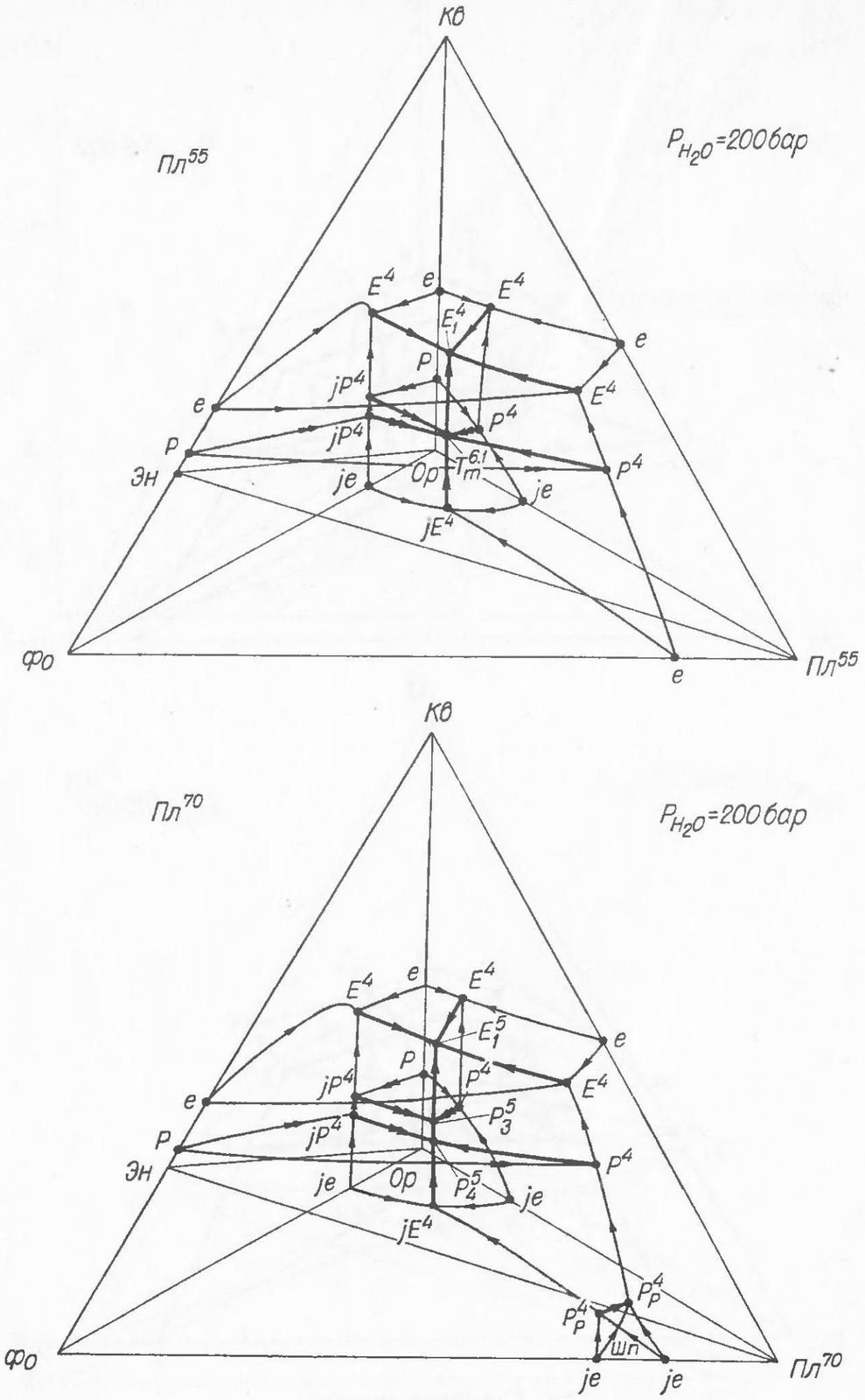


Рис. 5.53 (*продолжение*).

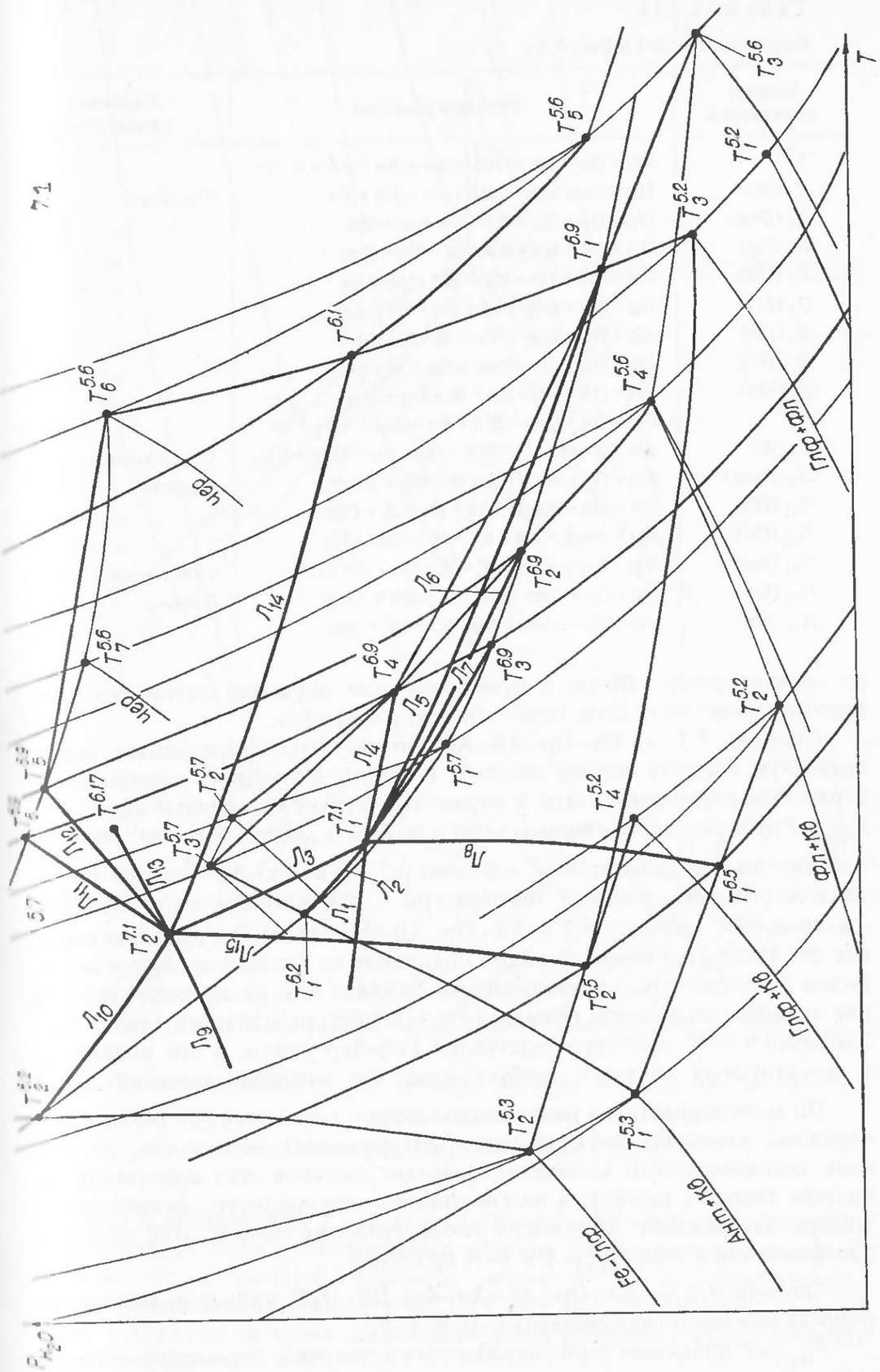


Рис. 5.54. Схематическая P_{H_2O}–T проекция системы 7.1 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–H_2O.
Фазовые реакции приведены в табл. 5.13.

Таблица 5.13

Фазовые реакции к рис. 5.54

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{7.1}$	Ор + Пл + Ол + Опр + Шп + Би + Кв + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Пл + Опр + Ор = Шп + Ол + Кв + Би	Полное
$Л_2$ (Опр)	Ор + Пл + Ол + Би + Кв = Ж + Шп	„
$Л_3$ (Ор)	Пл + Ол + Би + Кв = Ж + Шп + Опр	„
$Л_4$ (Пл)	Ол + Шп + Би + Кв = Ж + Опр + Ор	„
$Л_5$ (Кв)	Ор + Пл + Опр = Ж + Шп + Би + Ол	„
$Л_6$ (Ол)	Ор + Пл + Опр + Кв = Ж + Шп + Би	„
$Л_7$ (Би)	Ор + Пл + Ол + Опр + Кв = Ж + Шп	„
$Л_8$ (Шп)	Пл + Ол + Би + Кв = Ж + Ор + Опр	„
$T_2^{7.1}$	Пл + Ол + Опр + Шп + Би + Амф + Кв + Ж	
$Л_9$ (Ж)	Шп + Амф + Кв + Би = Пл + Ол + Опр + Би	Сингулярное
$Л_{10}$ (Опр)	Пл + Ол + Би + Кв = Ж + Шп + Амф	Полное
$Л_{11}$ (Пл)	Ол + Шп + Амф + Би + Кв = Ж + Опр	„
$Л_{12}$ (Ол)	Шп + Амф + Би + Кв = Ж + Опр + Пл	„
$Л_{13}$ (Би)	Шп + Амф + Кв + Ж = Ж + Пл + Ол + Опр	Сингулярное
$Л_{14}$ (Кв)	Пл + Ол + Опр + Би = Ж + Шп + Амф	Полное
$Л_{15}$ (Шп)	Ол + Пл + Амф + Би + Кв = Ж + Опр	„

до многомерного объема и кристаллизации двух или одной фазы, но этими фазами могут быть только биотит и амфибол.

Система 7.1 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–H_2O представляет собой граничную систему полной системы I–II. В. 1–8 со строго заданным содержанием глинозема, когда в норме отсутствует кальциевый пироксен. P_{H_2O}–T проекцию этой системы можно получить „перемещением" элементов диаграммы „альбитовой" системы 6.5 – Кв–Ор–Аб–Фо–Фа–H_2O в область больших значений температуры с добавлением в нее Ан либо „железистой" системы 6.2 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фа–H_2O с добавлением в нее Фо. Из-за различного порядка появления на ликвидусе слюд и амфиболов в железистых и магнезиальных составах внутри системы имеются две инвариантные точки: безамфиболовая и безортоклазовая (рис. 5.54). Амфибол в этой системе представлен Глф-Чер рядом, и его появление в анортитовых составах требует довольно высоких значений P_{H_2O}.

По моновариантным равновесиям можно рассчитать все возможные варианты конечных пятифазовых (минеральных) ассоциаций, установить закономерности изменения фазовых составов этих ассоциаций от состава твердых растворов плагиоклазов и железистости „фемических" минералов. Фазовые равновесия изоплетических сечений этой системы изображаются в виде P_{H_2O}–T и T–X проекций.

Система 7.2 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Ди–H_2O является магниевой разновидностью общей системы I–II. В. 1–8.

P_{H_2O}–T проекцию этой системы легко получить перемещением всех элементов диаграммы „альбитовой" системы 6.6 – Кв–Ор–Аб–Фо–

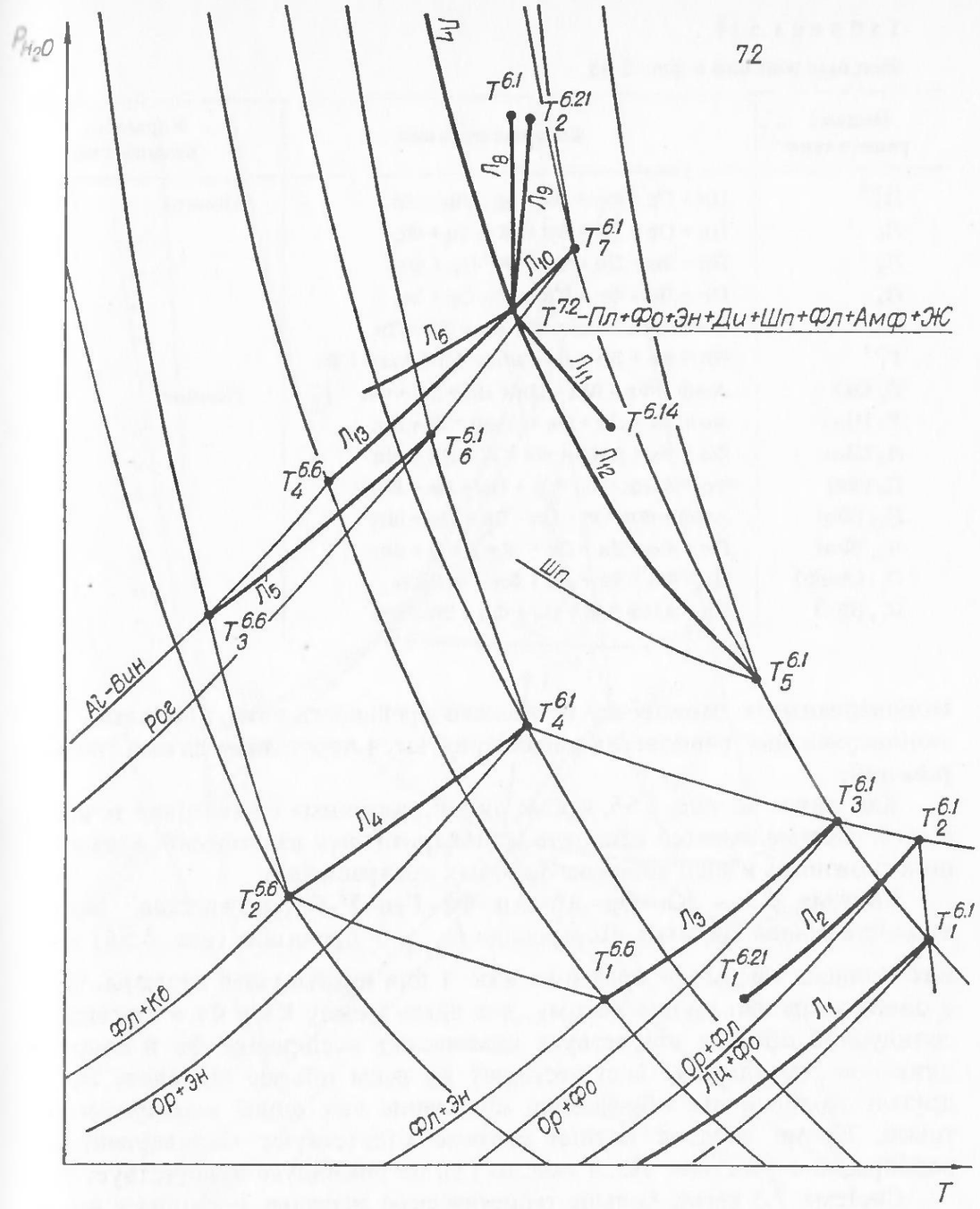


Рис. 5.55. Схематическая P_{H_2O}–T проекция системы 7.2 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Ди–H_2O.

Фазовые реакции приведены в табл. 5.14.

Ди–H_2O с добавлением в нее анортитового компонента и, естественно, с изменением ранга геометрических образов. Пересечение линии с Амф, идущей от „альбитовых" составов, линией со Шп из „анортитовых" составов дает нонвариантную точку Пл + Фо + Эн + Ди + Шп + Фл + Амф + Ж (рис. 5.55). Тем не менее количество фаз в продуктах кристаллизации

Таблица 5.14

Фазовые реакции к рис. 5.55

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$Л_1^{7\text{-}2}$	Пл + Ор + Фо + Ди = Ж + Лц + Эн	Полное
$Л_2$	Пл + Ор + Ди + Фл = Ж + Лц + Фо	„
$Л_3$	Пл + Эн + Ди + Фл = Ж + Ор + Фо	„
$Л_4$	Пл + Ди + Фл + Кв = Ж + Ор + Эн	„
$Л_5$	Фл + Амф + Кв = Ж + Пл + Эн + Ди	„
$Т_1^{7\text{-}2}$	Пл + Фо + Эн + Ди + Шп + Фл + Амф + Ж	
$Л_6$ (Ж)	Амф + Фл + Шп = Пл + Ди + Эн + Фо	Полное
$Л_7$ (Пл)	Фо + Эн + Ди + Фл + Амф = Ж + Шп	„
$Л_8$ (Ди)	Фо + Эн + Амф + Фл = Ж + Пл + Шп	„
$Л_9$ (Эн)	Фо + Амф + Фл = Ж + Пл + Ди + Шп	„
$Л_{10}$ (Фо)	Амф + Фл = Ж + Пл + Эн + Ди + Шп	„
$Л_{11}$ (Фл)	Пл + Фо + Эн + Ди = Ж + Амф + Шп	„
$Л_{12}$ (Амф)	Пл + Фо + Эн + Ди + Фл = Ж + Шп	„
$Л_{13}$ (Шп)	Ор + Амф = Ж + Пл + Фо + Эн + Ди	„

моновариантных равновесий не должно превышать пяти, поскольку все моновариантные равновесия характеризуются перитектическими типами реакций.

Как видно из рис. 5.55, кроме линий, связанных с указанной точкой, в этой системе имеется еще пять моновариантных равновесий, отражающих сложность и многообразие фазовых превращений.

Система 7.3 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фа–Гед–H_2O „железистая" разновидность общей системы. Построение P_{H_2O}–T проекции (рис. 5.56) осуществлялось таким же приемом, как и для предыдущей системы. Она, с одной стороны, проще потому, что здесь между Кв и Фа в ликвидус-солидусной области отсутствует химическое соединение Фс и кварц с оливином (фаялитом) сосуществуют во всем объеме составов. Но, с другой стороны, это обусловило появление еще одной нонвариантной точки. Кроме того, в данной системе отсутствуют моновариантные равновесия с участием Лц, а вместо Гед на ликвидусе присутствует Во.

Система 7.3 имеет больше теоретическое значение, поскольку высокожелезистые составы в природе практически не встречаются.

Система 7.4 – Кв–Ор–Аб–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O одна из первых, основой которых является трехкомпонентная взаимная система Фо–Фа–Ди–Гед. Поэтому, несмотря на то что система содержит восемь компонентов, независимых компонентов у нее семь. Эту систему можно рассматривать как „альбитовую" разновидность общей системы, а P_{H_2O}–T проекцию ее фазовых превращений строить с учетом особенностей железистых и магнезиальных граничных систем, т. е. перемещением элементов диаграммы системы 6.7 – Кв–Ор–Аб–Фа–Гед–H_2O с изменением железистости составов (рис. 5.57). Из-за перетектических реак-

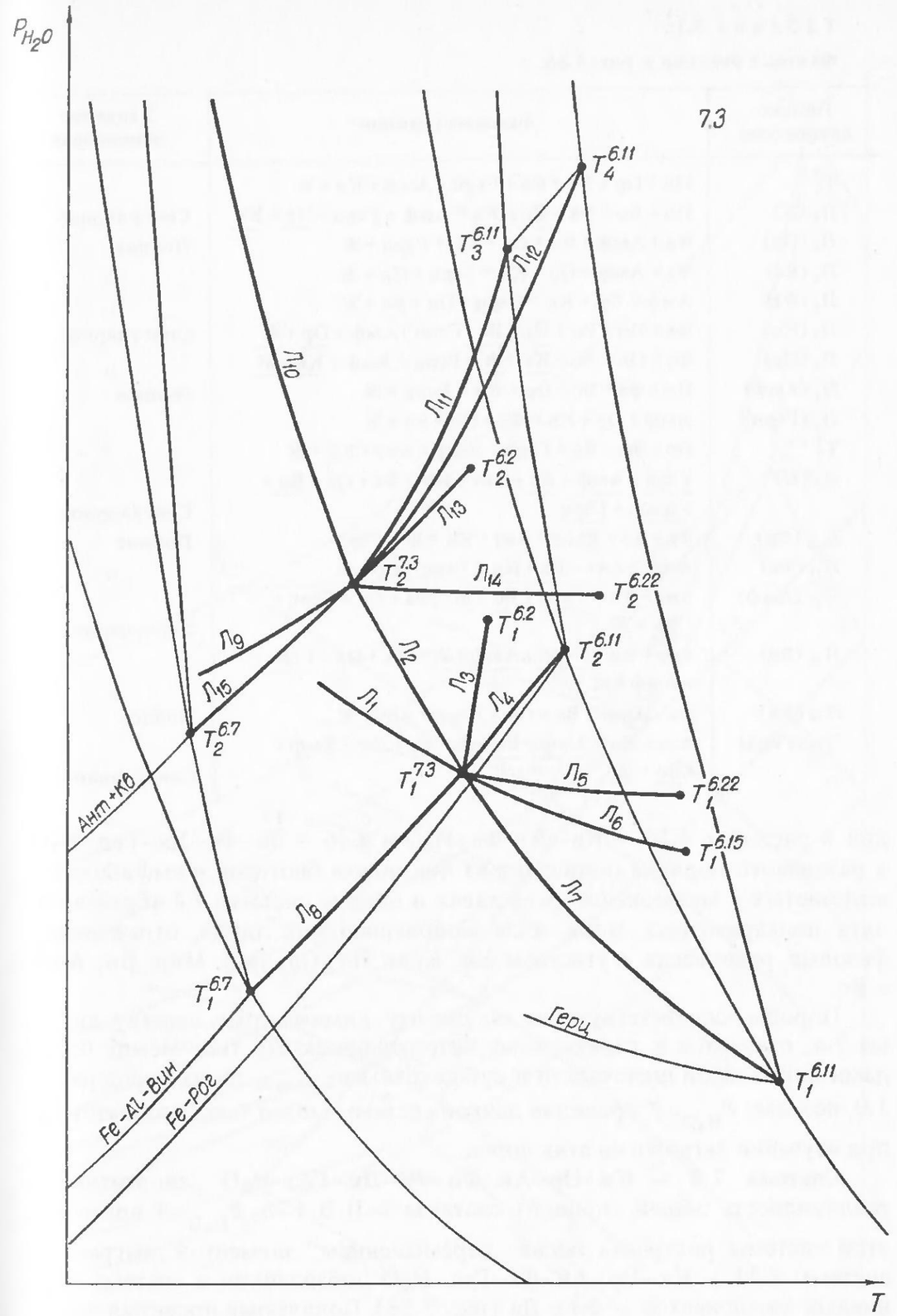


Рис. 5.56. Схематическая P_{H_2O}–T проекция системы 7.3 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фа–Гед–H_2O.

Фазовые реакции приведены в табл. 5.15.

Таблица 5.15

Фазовые реакции к рис. 5.56

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{7\cdot3}$	Пл + Ор + Во + Фа + Герц + Амф + Кв + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Пл + Во + Фа + Ор + Кв = Амф + Герц + Ор + Кв	Сингулярное
$Л_2$ (Пл)	Фа + Амф + Во + Ор + Кв = Герц + Ж	Полное
$Л_3$ (Во)	Фа + Амф + Ор + Кв = Герц + Пл + Ж	,,
$Л_4$ (Фа)	Амф + Ор + Кв = Герц + Пл + Во + Ж	,,
$Л_5$ (Кв)	Фа + Пл + Во + Ор + Ж = Герц + Амф + Ор + Ж	Сингулярное
$Л_6$ (Ор)	Фа + Пл + Во + Кв + Ж = Герц + Амф + Кв + Ж	,,
$Л_7$ (Амф)	Пл + Фа + Во + Ор + Кв = Герц + Ж	Полное
$Л_8$ (Герц)	Амф + Ор + Кв = Фа + Пл + Во + Ж	,,
$T_2^{7\cdot3}$	Ор + Фа + Во + Герц + Амф + Ант + Кв + Ж	
$Л_9$ (Ж)	Герц + Амф + Во + Ант + Кв = Фа + Ор + Во + + Амф + Герц	Сингулярное
$Л_{10}$ (Ор)	Фа + Во + Амф + Ант + Кв = Ж + Герц	Полное
$Л_{11}$ (Фа)	Амф + Ант + Во + Кв = Герц + Ор + Ж	,,
$Л_{12}$ (Амф)	Ант + Кв + Герц + Во + Ж = Фа + Ор + Герц + + Во + Ж	Сингулярное
$Л_{13}$ (Во)	Ант + Кв + Герц + Амф + Ж = Фа + Ор + Герц + + Амф + Ж	,,
$Л_{14}$ (Кв)	Фа + Амф + Во + Ор = Герц + Ант + Ж	Полное
$Л_{15}$ (Герц)	Ант + Кв + Амф + Во + Ж = Фа + Ор + Амф + + Во + Ж	Сингулярное

ций в системах 4.16 – Кв–Фо–Фа–H_2O и 4.46 – Эн–Фс–Ди–Гед–H_2O и различного порядка появления на ликвидусе биотитов и амфиболов в железистых и магнезиальных составах в объеме системы 7.4 образуются пять нонвариантных точек и 34 моновариантных линии, отражающих фазовые равновесия с участием Кв, Кпш, Пл, Ол, Опр, Мпр, Би, Амф и Во.

Породы, соответствующие по своему химическому составу системе 7.4, относятся к переходному петрохимическому типу между породами нормальной щелочности и субщелочными. $K_{щел}$ таких пород равен 1.0, поэтому P_{H_2O}–T проекция данной системы может быть использована при изучении петрологии этих пород.

Система 7.5 – Кв–Ор–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O „анортитовая" разновидность общей (полной) системы I–II.B.1–8. P_{H_2O}–T проекция этой системы построена также „перемещением" элементов диаграммы системы 6.11 – Кв–Ор–Ан–Фа–Гед–H_2O добавлением в систему магниевых компонентов – Фо и Ди (рис. 5.58). Полученная проекция имеет сходство с P_{H_2O}–T проекцией системы 7.4, но усложнена еще тремя нонвариантными точками, появление которых связано с наличием на ликвидусе этой системы Шп. Соответственно прибавилось и количество

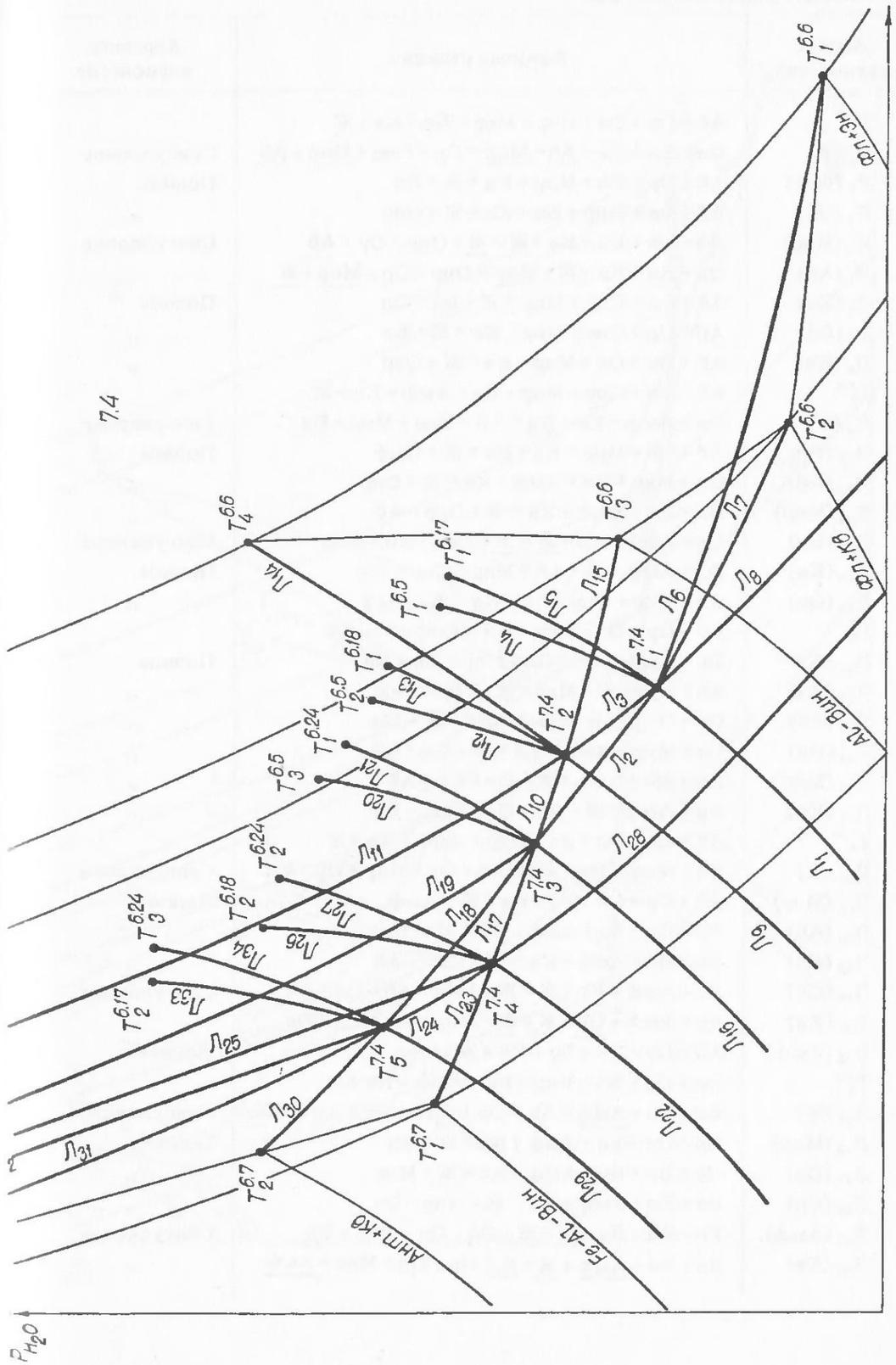

T
7.4
$T_1^{6.6}$
$T_2^{6.6}$
$T_3^{6.6}$
$T_4^{6.6}$
$T_1^{6.17}$
$T_1^{6.5}$
$T_1^{6.18}$
$T_2^{6.5}$
$T_1^{6.24}$
$T_3^{6.5}$
$T_2^{6.24}$
$T_2^{6.18}$
$T_3^{6.24}$
$T_2^{6.17}$
$T_1^{7.4}$
$T_2^{7.4}$
$T_3^{7.4}$
$T_4^{7.4}$
$T_5^{7.4}$
$T_1^{6.7}$
$T_2^{6.7}$
Л1
Л2
Л3
Л4
Л5
Л6
Л7
Л8
Л9
Л10
Л11
Л12
Л13
Л14
Л15
Л16
Л17
Л18
Л19
Л20
Л21
Л22
Л23
Л24
Л25
Л26
Л27
Л28
Л29
Л30
Л31
Л32
Л33
Л34
1У
2У
3У
4У
5У
6У
7У
8У
9У
10У
11У
12У
13У
14У
15У
16У
17У
18У
19У
20У
21У
22У
23У
24У
25У
26У
27У
28У
29У
30У
31У
32У
33У
34У
Ф+Ж+Ш
Ф+Ж+Ш
Ф+Ж+Ш

Таблица 5.16

Фазовые реакции к рис. 5.57

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{7\cdot4}$	Аб + Ор + Ол + Опр + Мпр + Би + Кв + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Ол + Би + Кв + **Аб** + **Мпр** = Ор + Опр + **Мпр** + **Аб**	Сингулярное
$Л_2$ (Опр)	Аб + Ор + Ол + Мпр + Кв = Ж + Би	Полное
$Л_3$ (Ор)	Аб + Ол + Мпр + Би + Кв = Ж + Опр	„
$Л_4$ (Мпр)	**Аб** + Ол + Би + Кв + **Ж** = **Ж** + Опр + Ор + **Аб**	Сингулярное
$Л_5$ (Аб)	Ол + Би + Кв + **Ж** + **Мпр** = Опр + Ор + **Мпр** + **Ж**	„
$Л_6$ (Кв)	Аб + Ор + Опр + Мпр = Ж + Би + Ол	Полное
$Л_7$ (Ол)	Аб + Ор + Опр + Мпр + Кв = Ж + Би	„
$Л_8$ (Би)	Аб + Ор + Ол + Мпр + Кв = Ж + Опр	„
$T_2^{7\cdot4}$	Аб + Ол + Опр + Мпр + Би + Амф + Кв + Ж	
$Л_9$ (Ж)	Ол + Амф + Кв + **Би** = Аб + Опр + Мпр + **Би**	Сингулярное
$Л_{10}$ (Опр)	Аб + Ол + Мпр + Би + Кв = Ж + Амф	Полное
$Л_{11}$ (Аб)	Ол + Мпр + Би + Амф + Кв = Ж + Опр	„
$Л_{12}$ (Мпр)	Ол + Би + Амф + Кв = Ж + Опр + Аб	„
$Л_{13}$ (Би)	Ол + Амф + Кв + **Ж** = **Ж** + Опр + Аб + Мпр	Сингулярное
$Л_{14}$ (Кв)	Ол + Амф = Ж + Аб + Мпр + Опр + Би	Полное
$Л_{15}$ (Ол)	Аб + Мпр + Опр + Би + Кв = Ж + Амф	„
$T_3^{7\cdot4}$	Аб + Ор + Ол + Мпр + Би + Амф + Кв + Ж	
$Л_{16}$ (Ж)	Ор + Амф = Аб + Ол + Мпр + Би + Кв	Полное
$Л_{17}$ (Би)	Аб + Ор + Ол + Мпр + Кв = Ж + Амф	„
$Л_{18}$ (Аб)	Ор + Ол + Мпр + Амф + Кв = Ж + Би	„
$Л_{19}$ (Ол)	Ор + Мпр + Амф + Кв = Ж + Би + Аб	„
$Л_{20}$ (Мпр)	Ор + Амф + Кв = Ж + Ол + Би + Аб	„
$Л_{21}$ (Кв)	Ор + Амф = Ж + Аб + Ол + Мпр + Би	„
$T_4^{7\cdot4}$	Аб + Ор + Ол + Во + Мпр + Амф + Кв + Ж	
$Л_{22}$ (Ж)	Во + Амф + **Ор** + **Кв** = Аб + Ол + Мпр + **Ор** + **Кв**	Сингулярное
$Л_{23}$ (Мпр)	Аб + Ор + Ол + Во + Кв = Ж + Амф	Полное
$Л_{24}$ (Аб)	Ор + Ол + Во + Амф + Кв = Ж + Мпр	„
$Л_{25}$ (Ол)	Ор + Во + Амф + Кв = Ж + Мпр + Аб	„
$Л_{26}$ (Ор)	Во + Амф + **Кв** + **Ж** = **Ж** + Мпр + Аб + Ол + **Кв**	Сингулярное
$Л_{27}$ (Кв)	Во + Амф + **Ор** + **Ж** = **Ж** + Мпр + Аб + Ол + **Ор**	„
$Л_{28}$ (Амф)	Аб + Ор + Ол + Во + Кв = Ж + Мпр	Полное
$T_5^{7\cdot4}$	Ор + Ол + Во + Мпр + Би + Амф + Кв + Ж	
$Л_{29}$ (Ж)	Во + Би + **Амф** + **Кв** = Ор + Ол + Мпр + **Амф** + **Кв**	Сингулярное
$Л_{30}$ (Мпр)	Ор + Ол + Во + Амф + Кв = Ж + Би	Полное
$Л_{31}$ (Ол)	Ор + Во + Би + Амф + Кв = Ж + Мпр	„
$Л_{32}$ (Ор)	Во + Би + Амф + Кв = Ж + Мпр + Ол	„
$Л_{33}$ (Амф)	Во + Би + **Кв** + **Ж** = **Ж** + Ор + Ол + Мпр + **Кв**	Сингулярное
$Л_{34}$ (Кв)	Во + Би + **Амф** + **Ж** = **Ж** + Ор + Ол + Мпр + **Амф**	„

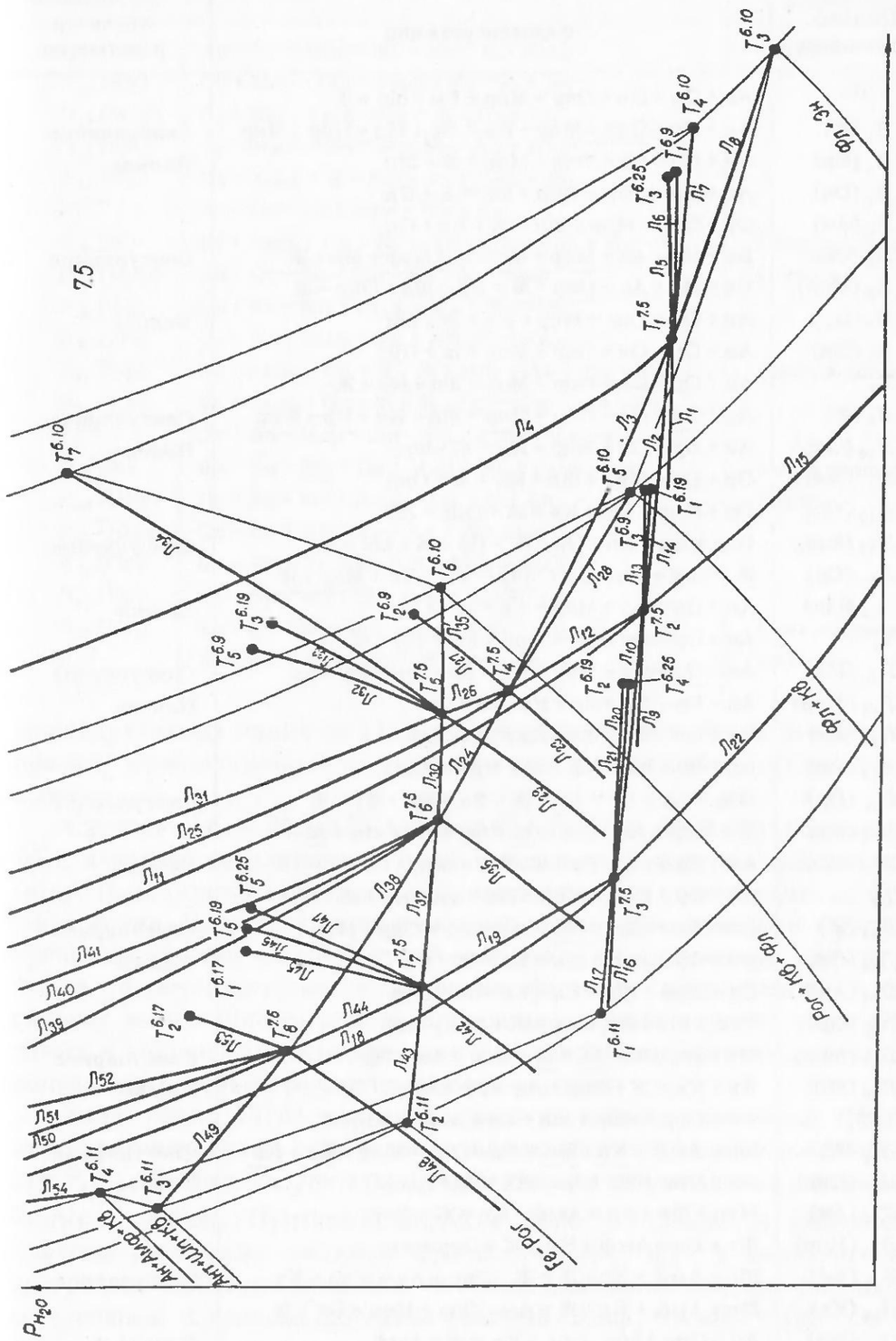


Рис. 5.58. Схематическая $P_{H_2O}-T$ проекция системы 7.5 – Кв–Ор–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O.
Фазовые реакции приведены в табл. 5.17.

Таблица 5.17

Фазовые реакции к рис. 5.58

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{7.5}$	Ан + Ор + Ол + Опр + Мпр + Би + Шп + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Ан + Ол + **Опр** + **Мпр** + Би = Ор + Шп + **Опр** + **Мпр**	Сингулярное
$Л_2$ (Би)	Ан + Ор + Ол + Опр + Мпр = Ж + Шп	Полное
$Л_3$ (Ол)	Ан + Ор + Опр + Мпр + Шп = Ж + Би	„
$Л_4$ (Ан)	Ор + Опр + Мпр + Шп = Ж + Би + Ол	„
$Л_5$ (Опр)	Би + Ол + Ан + **Мпр** + **Ж** = Ор + **Мпр** + Шп + **Ж**	Сингулярное
$Л_6$ (Мпр)	Би + Ол + Ан + **Опр** + **Ж** = Ор + Шп + **Опр** + **Ж**	„
$Л_7$ (Ор)	Ан + Ол + Опр + Мпр + Би = Ж + Шп	Полное
$Л_8$ (Шп)	Ан + Ор + Ол + Опр + Мпр = Ж + Би	„
$T_2^{7.5}$	Ан + Ор + Ол + Опр + Мпр + Шп + Кв + Ж	
$Л_9$ (Ж)	Ан + **Ор** + Ол + Опр + **Мпр** = Шп + Кв + **Ор** + **Мпр**	Сингулярное
$Л_{10}$ (Опр)	Ан + Ор + Ол + Мпр + Кв = Ж + Шп	Полное
$Л_{11}$ (Ан)	Ор + Ол + Мпр + Шп + Кв = Ж + Опр	„
$Л_{12}$ (Ол)	Ор + Мпр + Шп + Кв = Ж + Опр + Ан	„
$Л_{13}$ (Мпр)	Опр + Ан + Ол + **Ор** + **Ж** = **Ор** + **Ж** + Шп + Кв	Сингулярное
$Л_{14}$ (Ор)	**Ж** + Опр + Ан + Ол + **Мпр** = Шп + Кв + **Мпр** + **Ж**	„
$Л_{15}$ (Шп)	Ан + Ор + Ол + Мпр + Кв = Ж + Опр	Полное
$T_3^{7.5}$	Ан + Ор + Ол + Во + Мпр + Шп + Кв + Ж	
$Л_{16}$ (Ж)	Ан + **Ор** + Ол + Мпр + **Кв** = Во + Шп + **Ор** + **Кв**	Сингулярное
$Л_{17}$ (Мпр)	Ан + Ор + Ол + Во + Кв = Ж + Шп	Полное
$Л_{18}$ (Ан)	Ор + Ол + Во + Шп + Кв = Ж + Мпр	„
$Л_{19}$ (Ол)	Ор + Во + Шп + Кв = Ж + Мпр + Ан	„
$Л_{20}$ (Ор)	Мпр + Ан + Ол + **Кв** + **Ж** = Во + Шп + **Кв** + **Ж**	Сингулярное
$Л_{21}$ (Кв)	**Ж** + Мпр + Ан + Ол + **Ор** = **Ор** + Во + Шп + **Ж**	„
$Л_{22}$ (Шп)	Ан + Ор + Ол + Во + Кв = Ж + Мпр	Полное
$T_4^{7.5}$	Ан + Ор + Опр + Мпр + Шп + Би + Кв + Ж	
$Л_{23}$ (Ж)	Шп + Би + Кв + **Мпр** = Ан + Ор + Опр + **Мпр**	Сингулярное
$Л_{24}$ (Опр)	Ан + Ор + Мпр + Шп + Кв = Ж + Би	Полное
$Л_{25}$ (Ан)	Ор + Мпр + Шп + Би + Кв = Ж + Опр	„
$Л_{26}$ (Ор)	Мпр + Шп + Би + Кв = Ж + Опр + Ан	„
$Л_{27}$ (Мпр)	Шп + Би + Кв + **Ж** = **Ж** + Опр + Ан + Ор	Сингулярное
$Л_{28}$ (Шп)	Би + Кв = Ж + Опр + Ан + Ор + Мпр	Полное
$T_5^{7.5}$	Ан + Опр + Мпр + Шп + Би + Амф + Кв + Ж	
$Л_{29}$ (Ж)	Шп + Амф + **Кв** + **Би** = Ан + Опр + Мпр + **Би** + **Кв**	Сингулярное
$Л_{30}$ (Опр)	Ан + Мпр + Шп + Би + Кв = Ж + Амф	Полное
$Л_{31}$ (Ан)	Мпр + Шп + Би + Амф + Кв = Ж + Опр	„
$Л_{32}$ (Мпр)	Шп + Би + Амф + Кв = Ж + Опр + Ан	„
$Л_{33}$ (Би)	Шп + Амф + **Кв** + **Ж** = **Ж** + Опр + Ан + Мпр + **Кв**	Сингулярное
$Л_{34}$ (Кв)	Шп + Амф + **Би** + **Ж** = Ан + Опр + Мпр + **Би** + **Ж**	„
$Л_{35}$ (Шп)	Ан + Опр + Мпр + Би + Кв = Ж + Амф	Полное
$T_6^{7.5}$	Ан + Ор + Мпр + Шп + Би + Амф + Кв + Ж	
$Л_{36}$ (Ж)	Ор + Амф = Ан + Мпр + Шп + Би + Кв	Полное

Таблица 5.17 (*продолжение*)

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$Л_{37}$ (Би)	Ан + Ор + Мпр + Шп + Кв = Ж + Амф	Полное
$Л_{38}$ (Ан)	Ор + Мпр + Шп + Амф + Кв = Ж + Би	„
$Л_{39}$ (Мпр)	Ор + Шп + Амф + Кв = Ж + Би + Ан	„
$Л_{40}$ (Шп)	Ор + Амф + Кв = Ж + Би + Ан + Мпр	„
$Л_{41}$ (Кв)	Ор + Амф = Ж + Би + Ан + Мпр + Шп	„
$T_7^{7.5}$	Ан + Ор + Во + Мпр + Шп + Кв	
$Л_{42}$ (Ж)	Во + Амф + **Ор** + **Кв** = Ан + **Ор** + Мпр + Шп + **Кв**	Сингулярное
$Л_{43}$ (Мпр)	Ан + Ор + Во + Шп + Кв = Ж + Амф	Полное
$Л_{44}$ (Ан)	Ор + Во + Шп + Амф + Кв = Ж + Мпр	„
$Л_{45}$ (Шп)	Ор + Во + Амф + Кв = Ж + Мпр + Ан	„
$Л_{46}$ (Ор)	Во + Амф + **Кв** + **Ж** = **Ж** + Мпр + Ан + Шп + **Кв**	Сингулярное
$Л_{47}$ (Кв)	Во + Амф + **Ор** + **Ж** = **Ж** + **Ор** + Мпр + Ан + Шп	„
$T_8^{7.5}$	Ор + Во + Мпр + Шп + Би + Амф + Кв + Ж	
$Л_{48}$ (Ж)	Во + Би + **Шп** = Ор + Мпр + **Шп** + Амф + Кв	Сингулярное
$Л_{49}$ (Мпр)	Ор + Во + Шп + Амф + Кв = Ж + Би	Полное
$Л_{50}$ (Амф)	Ор + Во + Шп + Би + Кв = Ж + Мпр	„
$Л_{51}$ (Ор)	Во + Шп + Би + Кв = Ж + Мпр + Амф	„
$Л_{52}$ (Кв)	Во + Би + Шп = Ж + Мпр + Амф + Ор	„
$Л_{53}$ (Шп)	Во + Би + **Ж** = Мпр + Амф + Ор + Кв + **Ж**	Сингулярное
$Л_{54}^{7.5}$	Во + Шп + Ант + Кв = Ж + Ор + Фа	Полное

моновариантных линий до 53. Эта система в упрощенном виде описывает процесс кристаллизации из магмы пород с высоким номером плагиоклаза.

Система 7.6 – Кв–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Ге́д–H_2O безортоклазовая (бескалиевая) разновидность полной системы. Ее диаграммой состояния могут быть описаны процессы образования пород с небольшим содержанием калия. Интерес к данной системе вызывается важностью фазовых превращений для понимания петрогенезиса базальтоидных пород. Попытка экспериментального изучения фазовых превращений в этой системе производилась как на природных горных породах, типа толеитовых и оливиновых базальтов, так и на основе искусственных составов, попадающих в объем рассматриваемой системы.

Хелц (Helz, 1976) изучил составы частичного плавления трех базальтов: толеитового, оливинового и щелочного (нефелиннормативного) при $P_{H_2O} = 5$ кбар. Результаты представлены в таблицах и на диаграммах частных систем. Отмечено широкое поле устойчивости амфиболов. Изучено изменение составов кристаллических фаз в температурном интервале. Особенно детально изучено изменение состава амфиболов со степенью плавления согласно реакции: Амф$_1$ → Амф$_2$ + Мпр + Ол + Ж. Все эти результаты имеют частный характер, поскольку относятся к строго определенным составам. На P_{H_2O}–T проекции – это частное пересечение моновариантной линии.

Хамфрис и Биггар (Humphries, Biggar, 1981; Biggar, Humphries, 1981) изучили влияние Na_2O/CaO и FeO/MgO отношений в системе Na_2O–CaO–MgO–FeO–Al_2O_3–SiO_2 на температуру ликвидуса и поля кристаллизации фаз. По их данным, эффект роста Na_2O/CaO отношения выражается в понижении температуры ликвидуса плагиоклаза и в расширении поля кристаллизации Мпр за счет поля Пл. Эффект роста FeO/MgO отношения в свою очередь выражается также в резком снижении ликвидусной температуры железомагнезиальных минералов и их ассоциаций с салическими и, наоборот, в расширении поля кристаллизации Пл за счет поля Мпр. Данные представлены в различных частных сечениях и проекциях, но, к сожалению, не построена хотя бы схематическая диаграмма изоплетических сечений полной системы. Попытки построить такие изобарические „обобщенные" диаграммы данной системы предпринимались Д. К. Преснелом и др. (Presnall et al., 1978), Т. Н. Ирвином (1983), Е. В. Шарковым (1980) и автором настоящей работы (Борисова, Дубровский, 1988). Решение такой задачи для данной системы облегчается тем, что шесть ее компонентов попарно образуют твердые растворы, заданный состав которых можно использовать как один компонент (см. ниже).

Г. О. Саргсян (Саргсян, Смолькин, 1978) изучал изменение порядка кристаллизации из расплава пильгуярвинского габбро (Кольский полуостров) при различных значениях давления и содержания воды. Установлен разный порядок выделения фаз из расплава при различных значениях P_{H_2O}. Подтверждено расширение объема кристаллизации Мпр с увеличением давления воды. Определено, что температура солидуса в системе габбро–вода зависит только от общего давления, т. е. в отсутствие других летучих при $P_{общ}=P_{H_2O}$ практически не зависит от количества воды в системе. С увеличением давления от 1 до 5 кбар температура полной кристаллизации расплава уменьшается от 930 до 800 °С.

К сожалению, авторы работы (Саргсян, Смолькин, 1978) не обратили внимания на несоответствие качественного минерального состава исходного габбро и продуктов кристаллизации из расплава этого же габбро с различным содержанием воды: габбро сложено Мпр ($f=39$), Пл (8 % Ан), Ti-Мт, Ti-Амф ($f=36$), а конечные продукты кристаллизации расплава – Мпр, Опр, Пл (76 % Ан), Мт и Амф, т. е. добавился Опр и резко (на порядок) увеличился номер Пл. Это несоответствие можно объяснить переходом части компонентов шихты (габбро) во флюид. К сожалению, не определялся состав расплава, находящегося в равновесии с флюидом. Следует заключить, что данная работа имеет общетеоретическое значение по вопросам кристаллизации насыщенных водой базальтовых расплавов и ее результаты учитывались нами при построении изоплетических сечений, но она в общем-то не имеет отношения к кристаллизации пильгуярвинского габбро, состав которого приводится в работе.

P_{H_2O}–T проекцию системы 7.6 можно представить как перемещение всех элементов диаграммы альбитовой системы с железистыми „фемическими" компонентами при добавлении в нее Ан и магниевых компо-

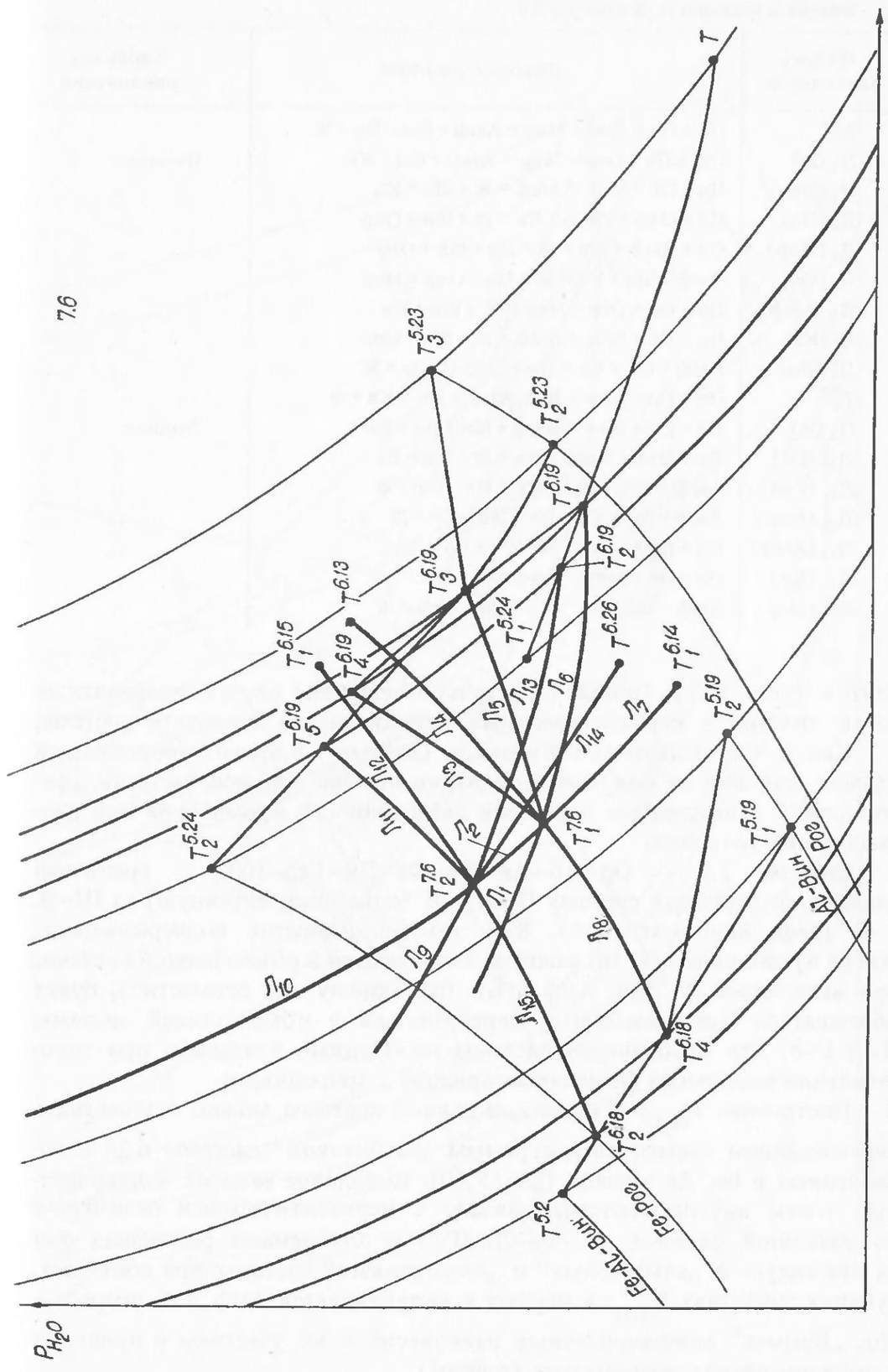


Рис. 5.59. Схематическая P_{H_2O}–T проекция системы 7.6 – Кв–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Ген–H_2O. Фазовые реакции приведены в табл. 5.18.

Таблица 5.18

Фазовые реакции к рисунку 5.59

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{7.6}$	Пл + Ол + Опр + Мпр + Амф + Шп + Кв + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Ол + Пл + Опр + Мпр = Амф + Шп + Кв	Полное
$Л_2$ (Опр)	Пл + Ол + Мпр + Амф = Ж + Шп + Кв	,,
$Л_3$ (Пл)	Ол + Мпр + Амф + Кв = Ж + Шп + Опр	,,
$Л_4$ (Мпр)	Ол + Амф + Кв = Ж + Пл + Шп + Опр	,,
$Л_5$ (Ол)	Амф + Шп + Кв = Ж + Пл + Опр + Мпр	,,
$Л_6$ (Амф)	Пл + Ол + Опр + Мпр = Ж + Шп + Кв	,,
$Л_7$ (Кв)	Пл + Ол + Мпр + Амф = Ж + Шп + Опр	,,
$Л_8$ (Шп)	Амф + Ол + Кв = Пл + Опр + Мпр + Ж	,,
$T_2^{7.6}$	Пл + Ол + Мпр + Во + Амф + Шп + Кв + Ж	
$Л_9$ (Ж)	Пл + Ол + Мпр = Амф + Шп + Во + Кв	Полное
$Л_{10}$ (Пл)	Ол + Мпр + Амф + Кв = Ж + Шп + Во	,,
$Л_{11}$ (Ол)	Амф + Мпр + Во + Кв = Пл + Шп + Ж	,,
$Л_{12}$ (Мпр)	Амф + Во + Кв = Пл + Шп + Ол + Ж	,,
$Л_{13}$ (Амф)	Пл + Ол + Мпр = Ж + Шп + Во + Кв	,,
$Л_{14}$ (Кв)	Пл + Ол + Мпр + Амф = Ж + Шп + Во	,,
$Л_{15}$ (Шп)	Амф + Во + Кв = Пл + Ол + Мпр + Ж	,,

нентов (рис. 5.59). Появление в объеме системы двух нонвариантных точек связано с перитектическими реакциями во взаимной системе.

Как и в предыдущих системах, в системе 7.6 можно теоретически изучать влияние на фазовые ассоциации номера Пл, железистости „фемических" компонентов и степени насыщенности кремнезема при изобарических условиях.

Система 7.7 – Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O – граничная система, отделяющая систему II–В. 1–8 (оливиннормативную) от III–В. 1–8 (нефелиннормативной). Как это неоднократно подчеркивалось, всегда нужно помнить, что расплав, попадающий в объем данной системы при выделении Лц, Шп, Амф и Би (по одному или совместно), будет обогащаться кремнеземом и перемещаться в объем общей системы II–В. 1–8. Эти особенности системы необходимо учитывать при сопоставлении модельных фазовых ассоциаций с природными.

Построение P_{H_2O}–T проекции данной системы можно осуществить перемещением элементов диаграммы „альбитовой" системы 6.24 с добавлением в нее Ан минала (рис. 5.60). Появление четырех нонвариантных точек внутри системы связано с перитектическими реакциями во взаимной системе Фо–Фа–Ди–Гед и появлением различных фаз на ликвидусе в „альбитовых" и „анортитовых" составах при соответствующих значениях P_{H_2O}: в первых кристаллизуется Амф, а во вторых – Шп. „Встреча" моновариантных равновесий с их участием и приводит к нонвариантным равновесиям (точкам).

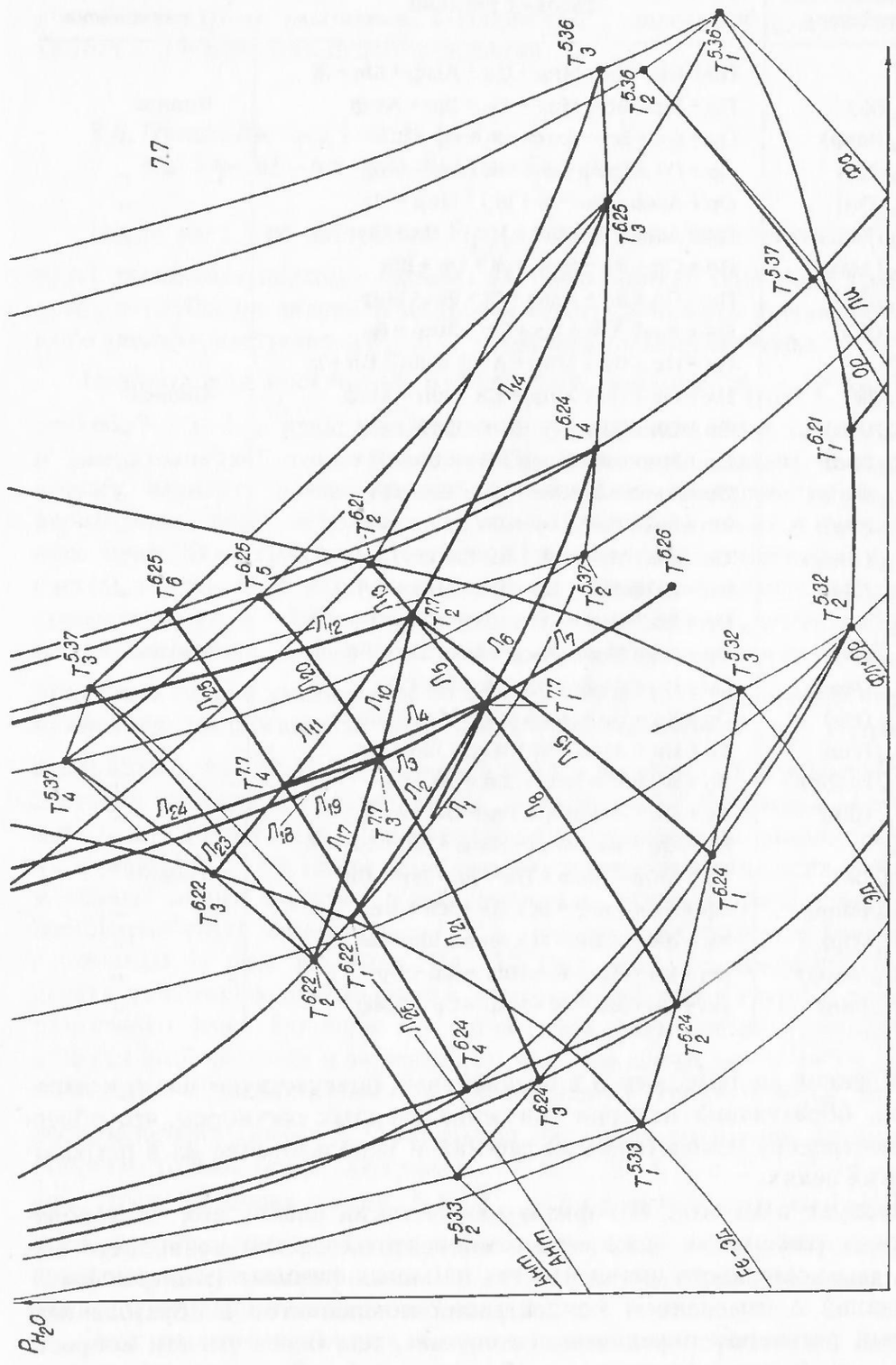


Рис. 5.60. Схематическая P_{H_2O}–T проекция системы 7.7 – Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O. Фазовые реакции приведены в табл. 5.19.

Таблица 5.19

Фазовые реакции к рис. 5.60

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$T_1^{7\cdot7}$	Пл + Ор + Во + Мпр + Ол + Амф + Шп + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Пл + Ол + Во + Мпр = Ор + Шп + Амф	Полное
$Л_2$ (Мпр)	Пл + Ол + Во + Амф = Ж + Ор + Шп	„
$Л_3$ (Пл)	Ор + Ол + Амф + Во = Ж + Шп + Мпр	„
$Л_4$ (Ол)	Ор + Амф + Во = Ж + Шп + Мпр + Пл	„
$Л_5$ (Во)	Ор + Амф = Ж + Шп + Мпр + Пл + Ол	„
$Л_6$ (Амф)	Пл + Ол + Во + Мпр = Ж + Ор + Шп	„
$Л_7$ (Ор)	Пл + Ол + Во + Амф = Ж + Шп + Мпр	„
$Л_8$ (Шп)	Ор + Амф = Ж + Пл + Ор + Мпр + Во	„
$T_2^{7\cdot7}$	Пл + Ор + Ол + Мпр + Амф + Шп + Би + Ж	
$Л_9$ (Ж)	Пл + Ор + Ол + Мпр = Би + Шп + Амф	Полное
$Л_{10}$ (Пл)	Ор + Ол + Мпр = Ж + Би + Шп + Амф	„
$Л_{11}$ (Ол)	Ор + Мпр + Амф = Ж + Би + Шп + Пл	„
$Л_{12}$ (Мпр)	Ор + Амф = Ж + Би + Шп + Пл + Ол	„
$Л_{13}$ (Ор)	Шп + Амф = Ж + Би + Пл + Ол + Мпр	„
$Л_{14}$ (Амф)	Ор + Ол + Мпр = Ж + Би + Шп + Пл	„
$Л_{15}$ (Шп)	Ор + Амф = Ж + Би + Пл + Мпр + Ол	„
$T_3^{7\cdot7}$	Ор + Во + Мпр + Ол + Амф + Шп + Би + Ж	
$Л_{16}$ (Ж)	Ор + Ол + Мпр + Амф = Во + Шп + Би	Полное
$Л_{17}$ (Мпр)	Ор + Ол + Амф + Во = Ж + Шп + Ол	„
$Л_{18}$ (Ор)	Ол + Во + Би + Амф = Ж + Мпр + Шп	„
$Л_{19}$ (Ол)	Во + Би + Амф = Ж + Мпр + Шп + Ор	„
$Л_{20}$ (Амф)	Во + Би = Ж + Мпр + Шп + Ор + Ол	„
$Л_{21}$ (Шп)	Во + Би = Ж + Мпр + Ор + Ол + Амф	„
$T_4^{7\cdot7}$	Пл + Ор + Во + Мпр + Амф + Шп + Би + Ж	
$Л_{22}$ (Ж)	Ор + Мпр + Амф = Пл + Во + Шп + Би	Полное
$Л_{23}$ (Мпр)	Ор + Во + Амф = Ж + Пл + Шп + Би	„
$Л_{24}$ (Ор)	Во + Амф + Би = Ж + Мпр + Шп + Пл	„
$Л_{25}$ (Амф)	Пл + Во + Би = Ж + Мпр + Шп + Ор	„
$Л_{26}$ (Шп)	Пл + Во + Би = Ж + Мпр + Ор + Амф	„

В данной системе, как и в предыдущей, присутствуют шесть компонентов, образующих попарно три серии твердых растворов, что облегчает построение изоплетических сечений и использование их в петрологических целях.

Следует отметить, что физико-химический анализ нон- и моновариантных равновесий даже семикомпонентных систем позволяет выявить закономерности появления тех или иных фазовых (минеральных) ассоциаций с изменением концентрации компонентов и образованием твердых растворов определенного состава, тем более что эти вопросы слабо разработаны в петрологии. В данной работе из-за ограниченности ее объема не представляется возможным изложить результаты такого

анализа. Но в будущем такую работу следует провести и представить ее результаты в виде отдельной монографии. Она позволит более глубже разобраться в физико-химической сущности процессов кристаллизации алюмосиликатных расплавов, а совместно с геохимией рудных компонентов – и в вопросах рудообразования.

5.6. Общая система I–II. В. 1–8 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O

После того как построены P_{H_2O}–T проекции всех частных (граничных) семикомпонентных систем, не представляет большого труда, но требует глубоких знаний в вопросах геометрического физико-химического анализа, построить и P_{H_2O}–T проекцию полной системы.

Основой для построения лучше всего подходят P_{H_2O}–T проекции систем 7.4 и 7.5, представляющих в упрощенном виде „альбитовую" и „анортитовую" разновидности общей системы. Задача сводится к поиску варианта взаимоувязанного сочетания поверхностей и моновариантных линий, отходящих от моновариантных линий и нонвариантных точек этих граничных систем. При этом все особенности частных систем, приводящих к образованию нон- и моновариантных равновесий, транслируются в объем общей системы. Естественно, здесь собрались все разбросанные по частным системам факторы, усложняющие P_{H_2O}–T проекцию общей системы, к которым относятся: различный порядок появления на ликвидусе (при увеличении значения P_{H_2O}) гидроксилсодержащих фаз (биотитов, амфиболов) в железистых и магнезиальных составах, наличие Шп на ликвидусе „анортитовых" составов и ее отсутствие – в „альбитовых", перитектические реакции в „пироксеновых" и „оливиновых" системах. В результате взаимодействия этих факторов в объеме общей системы появляются пять нонвариантных точек и 39 моновариантных линий (рис. 5.61), отражающих фазовые равновесия с участием 11 фаз: Кв, Кпш, Пл, Ол, Опр, Мпр, Би, Амф, Шп, Во и Ж, десять из которых, кроме кварца, представляют собой твердые растворы различного типа. Но если же учтены все фазы ликвидус-солидусной области этой системы и вариантность в таком случае равна $n = 7 + 2 - 11 = -2$, где 7 – число независимых компонентов без учета воды, то такая мультисистема „имеет 2^{-n} вариантов диаграмм состояния, из которых стабилен только один" (Жариков, 1976, с. 291), т. е. $2^{-(-2)} = 4$ вариантам. Представленная на рис. 5.61 P_{H_2O}–T проекция системы I–II. В 1–8 является одним из наиболее вероятных вариантов, соответствующим известным экспериментальным данным по частным системам. Его, очевидно, и следует считать стабильным.

Этот вариант проекции построен чисто геометрическим методом с использованием P_{H_2O}–T проекций семикомпонентных систем без анализа всех возможных топологических элементов диаграмм состояния.

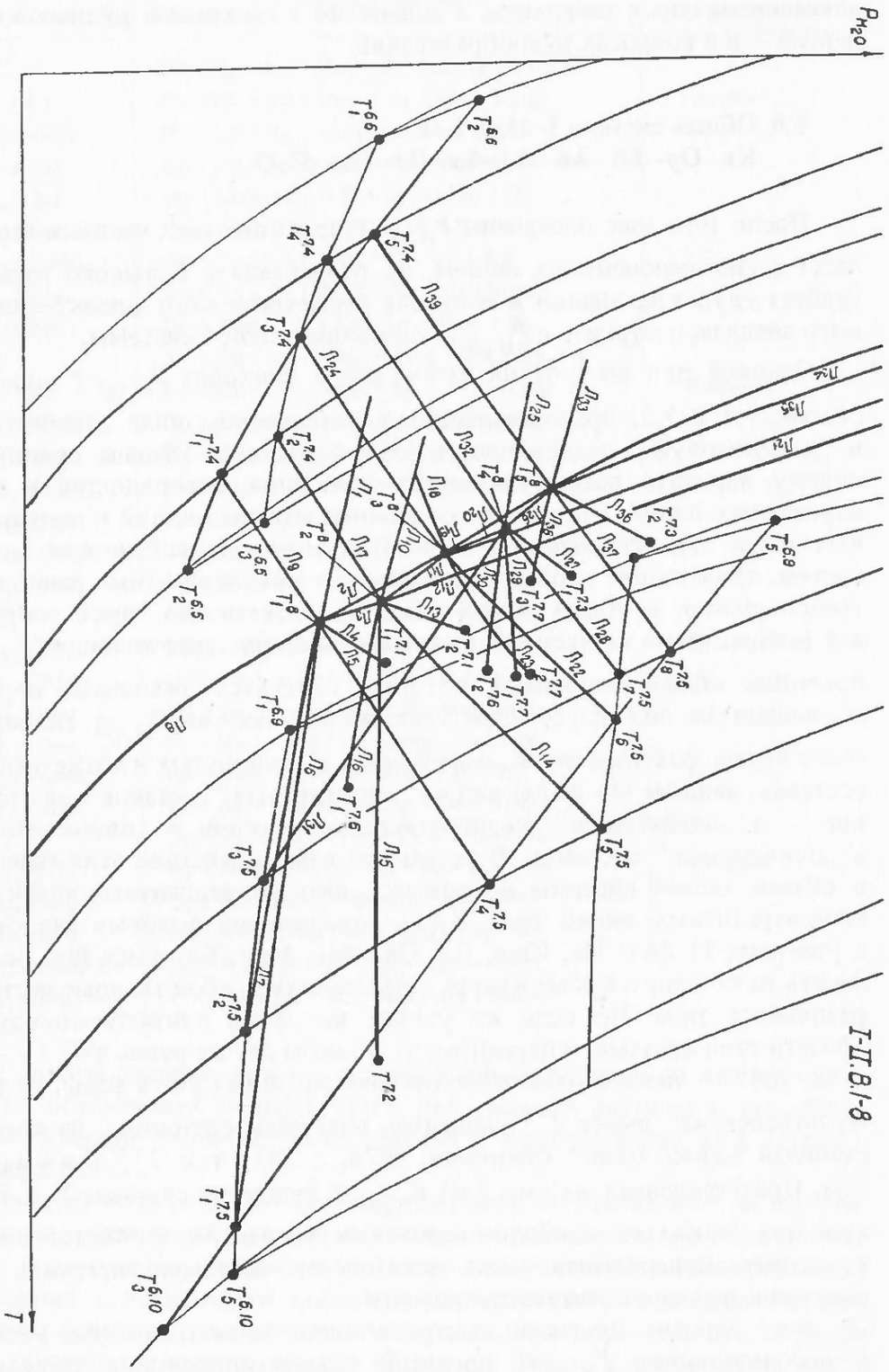


Рис. 5.61. Схематическая P_{H_2O}–T проекция полной системы I–II. В. 1–8 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O.

Фазовые реакции приведены в табл. 5.20.

Таблица 5.20

Фазовые реакции к рис. 5.61

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
T_1^8	Пл + Ор + Ол + Опр + Мпр + Би + Шп + Кв + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Ор + Ол + Опр + Мпр = Пл + Шп + Би + Кв	Полное
$Л_2$ (Опр)	Ор + Ол + Мпр + Би + Кв = Ж + Шп + Пл	„
$Л_3$ (Ор)	Ол + Пл + Мпр + Би + Кв = Ж + Шп + Опр	„
$Л_4$ (Мпр)	Пл + Ол + Би + Кв = Ж + Шп + Ор + Опр	„
$Л_5$ (Ол)	Пл + Би + Кв = Ж + Шп + Ор + Опр + Мпр	„
$Л_6$ (Кв)	Ор + Опр + Мпр = Ж + Шп + Пл + Би	„
$Л_7$ (Би)	Ор + Опр + Мпр + Ол + Кв = Ж + Шп + Пл	„
$Л_8$ (Пл)	Ол + Ор + Мпр + Би + Кв = Ж + Шп + Опр	„
$Л_9$ (Шп)	Пл + Би + Кв = Ж + Ор + Ол + Опр + Мпр	„
T_2^8	Пл + Ол + Опр + Мпр + Би + Шп + Амф + Кв + Ж	
$Л_{10}$ (Ж)	Пл + Ол + Опр + Мпр + **Би** + **Кв** = Шп + Амф + + **Кв** + **Би**	Сингулярное
$Л_{11}$ (Опр)	Пл + Ол + Мпр + Би + Кв = Ж + Шп + Амф	Полное
$Л_{12}$ (Пл)	Ол + Мпр + Би + Амф + Кв = Ж + Шп + Опр	„
$Л_{13}$ (Мпр)	Ол + Би + Амф + Кв = Ж + Шп + Опр + Пл	„
$Л_{14}$ (Ол)	Би + Амф + Кв = Ж + Шп + Опр + Пл + Мпр	„
$Л_{15}$ (Кв)	Пл + Ол + Опр + Мпр + **Би** + **Ж** = Шп + Амф + **Би** + **Ж**	Сингулярное
$Л_{16}$ (Би)	Пл + Ол + Опр + Мпр + **Ж** + **Кв** = Шп + Амф + **Кв** + **Ж**	„
$Л_{17}$ (Шп)	Би + Амф + Кв = Ж + Ол + Опр + Пл + Мпр	Полное
T_3^8	Пл + Ор + Ол + Мпр + Би + Амф + Шп + Кв + Ж	
$Л_{18}$ (Ж)	Ор + Шп + Амф + **Кв** = **Кв** + Пл + Ол + Мпр + Би	Сингулярное
$Л_{19}$ (Пл)	Би + Ол + Мпр + Амф + Кв = Ж + Шп + Ор	Полное
$Л_{20}$ (Би)	Ор + Ол + Мпр + Амф + Кв = Ж + Шп + Пл	„
$Л_{21}$ (Мпр)	Ор + Ол + Амф + Кв = Ж + Шп + Би + Пл	„
$Л_{22}$ (Ол)	Ор + Шп + Амф + Кв = Ж + Би + Пл + Мпр	„
$Л_{23}$ (Кв)	Ор + Шп + Амф + **Ж** = **Ж** + Пл + Ол + Мпр + Би	Сингулярное
$Л_{24}$ (Шп)	Ор + Ол + Амф + Кв = Ж + Би + Пл + Мпр	Полное
T_4^8	Пл + Ор + Ол + Во + Мпр + Амф + Шп + Кв + Ж	
$Л_{25}$ (Ж)	**Кв** + **Ор** + Пл + Ол + Мпр = Шп + Во + Амф + **Ор** + **Кв**	Сингулярное
$Л_{26}$ (Пл)	Ор + Ол + Мпр + Амф + Кв = Ж + Шп + Во	Полное
$Л_{27}$ (Мпр)	Ор + Ол + Во + Амф + Кв = Ж + Шп + Пл	„
$Л_{28}$ (Ол)	Ор + Во + Амф + Кв = Ж + Шп + Пл + Мпр	„
$Л_{29}$ (Кв)	**Ж** + **Ор** + Пл + Ол + Мпр = Шп + Во + Амф + **Ор** + **Ж**	Сингулярное
$Л_{30}$ (Ор)	**Ж** + **Кв** + Пл + Ол + Мпр = Шп + Во + Амф + **Кв** + **Ж**	„
$Л_{31}$ (Амф)	Ор + Пл + Ол + Мпр + Кв = Ж + Шп + Во	Полное
$Л_{32}$ (Шп)	Ор + Во + Амф + Кв = Ж + Пл + Мпр + Ол	„
T_5^8	Ор + Ол + Во + Мпр + Шп + Би + Амф + Кв + Ж	
$Л_{33}$ (Ж)	**Кв** + Ор + Ол + Мпр + Амф = Во + Шп + Би + **Кв**	Сингулярное
$Л_{34}$ (Ор)	Ол + Мпр + Амф + Би + Кв = Ж + Шп + Во	Полное
$Л_{35}$ (Амф)	Ол + Мпр + Во + Би + Кв = Ж + Шп + Ор	„
$Л_{36}$ (Мпр)	Ол + Во + Би + Кв = Ж + Шп + Ор + Амф	„
$Л_{37}$ (Ол)	Во + Шп + Би + Кв = Ж + Ор + Мпр + Амф	„
$Л_{38}$ (Кв)	**Ж** + Ол + Мпр + Амф + Ор = Во + Шп + Би + **Ж**	Сингулярное
$Л_{39}$ (Шп)	Ол + Во + Би + Кв = Ж + Ор + Мпр + Амф	Полное

Согласно особенностям таких мультисистем, сформулированным в виде правил в работе В. А. Жарикова (1976), их диаграммы состояния (все варианты) только ликвидус-солидусной области будут иметь следующее количество топологических элементов: нонвариантных точек $-C_{10}^{8}=45$; моновариантных фазовых ассоциаций $-C_{10}^{7}=120$, дивариантных фазовых ассоциаций $-C_{10}^{6}=210$. Число 10 означает количество фаз, исключая воду и расплав, присутствующие во всех фазовых ассоциациях, а без них фазовые ассоциации не рассматриваются; числа 8, 7 и 6 – количество твердых фаз в соответствующих фазовых ассоциациях с 0, 1 и 2 степенями свободы.

Для построения схемы диаграммы состояния дивариантной мультисистемы необходимо знать положение $1-(-2)=3$ нонвариантных пучков, содержащих все фазы системы (Коржинский, 1957, 1973; Жариков, 1976). Без этой информации задача построения даже схемы диаграммы состояния довольно трудная, поскольку неизвестно, как определить количество стабильных нонвариантных точек и их качественный состав в отдельном варианте из 45 возможных точек ликвидус-солидусной области. Эта задача для двух-, трех- и четырехкомпонентных систем решается довольно просто с использованием классификации типов нонвариантных точек (Доливо-Добровольский, 1970), и ее решение на примере трех- и четырехкомпонентных систем показано в работе автора (Дубровский, 1984). Что же касается пятикомпонентных систем, то решение подобной задачи сильно затрудняется, поскольку отсутствует геометрическая фигура, с помощью которой можно было бы показать концентрационные соотношения пяти независимых компонентов. И, кроме того, для построения отдельных пучков необходимо знать положение на P_{H_2O}–T проекции хотя бы двух линий моновариантных равновесий. Такими моновариантными равновесиями для пятикомпонентных систем являются субсолидусные линии разложения – кристаллизации биотитов, амфиболов и других фаз и линии ликвидус-солидусных фазовых равновесий. При переходе к шести- и более компонентным системам формальное решение указанной задачи становится практически неразрешимой, так как совершенно отсутствуют экспериментальные данные не только по нонвариантным, но и моновариантным равновесиям. В связи с этим здесь уместно привести очень важное замечание В. А. Жарикова (1976): „Поскольку число возможных вариантов с увеличением числа возможных фаз возрастает в степенной зависимости (для приводимой в качестве примера системы SiO_2 из восьми фаз число вариантов равно $2^5=32$), рациональным способом построения схем диаграмм состояния многовариантных мультисистем является несомненно не формальный, а петрогенетический подход, позволяющий выделить заведомо стабильные моновариантные и нонвариантные парагенезисы. Отсюда очевидно то особое значение, которое придается выявлению опорных стабильных парагенетических ассоциаций минимальной вариантности при петрологических и экспериментальных исследованиях" (с. 291). Поэтому только прием последовательного построения диаграмм состояния, начиная от трехкомпонентных и кончая

восьмикомпонентной, и применим для решения поставленной задачи. Его применение требует знаний экспериментальных данных, природных фазовых ассоциаций и методов геометрического физико-химического анализа фазовых равновесий.

В частности, при построении диаграммы состояния (точнее P_{H_2O}–T проекции) полной восьмикомпонентной системы (рис. 5.61) нонвариантные точки находились графически соединением линиями точек систем 7.4 и 7.5 со сходными фазовыми ассоциациями. Получение точки с двумя линиями и наличие соседних точек позволяют уже построить взаимоувязанную стабильную топологию P_{H_2O}–T проекции с учетом нонвариантных точек всех семикомпонентных систем.

В заключение следует отметить, что, имея диаграмму состояния какой-либо системы для водного давления, намного проще построить (при необходимости) диаграмму состояния при других условиях по давлению – литостатического или давления сложного флюида. В настоящее время имеется возможность построить диаграмму состояния для давления водно-углекислого флюида, поскольку экспериментально определена тенденция изменения координат моновариантных равновесий с различным соотношением воды и углекислоты во флюиде (Кадик, 1973, 1975; Новгородов, Шкодзинский, 1974).

5.7. Изоплетические сечения

Как уже отмечалось в работах автора (Дубровский, 1984, 1987а), диаграммы состояния (или P_{H_2O}–T проекции) семикомпонентных систем и полной системы имеют главным образом теоретический интерес и применимы для решения общетеоретических вопросов петрологии, поскольку они отражают фазовые превращения в составах от „альбитовых" до „анортитовых" и от железистых до магнезиальных. С их помощью можно рассматривать влияние на фазовые превращения одних факторов, задаваясь постоянством других.

При решении конкретных петрологических задач исследователь имеет дело с породами и расплавами (магмами) определенного состава, т. е. с заданной нормативной кальциевостью плагиоклаза и железистостью „фемического" минала, которые не так просто привязать к диаграмме состояния полной системы, тем более что она является схематической, в которой затушеваны важные частности. Поэтому в таком случае удобнее пользоваться изоплетическими сечениями, представляющими диаграмму состояния с заданным составом нормативных плагиоклаза и (или) „фемических" миналов.[1] И изоплетические сечения должны быть хотя бы полуколичественными. Для этого при их построении

[1] Поскольку все концентрационные соотношения диаграмм состояния показаны в мас. %, то и составы твердых растворов необходимо выражать в мас. %.

необходимо учитывать все количественные экспериментальные данные по положению солидусных линий многокомпонентных систем (базальтовых, гранитных), линий кристаллизации – разложения биотитов и амфиболов, изменения фазовых превращений и объемов кристаллизации тех или иных фаз с изменением Na_2O/CaO и FeO/MgO отношений и т. д.

Прием изоплетических сечений в настоящее время используется как в теории, так и в эксперименте. Он позволяет понять физико-химическую сущность фазовых превращений в субсистеме с уменьшенной компонентностью.

Прежде чем перейти к изоплетическим сечениям, необходимо пояснить, что собой представляют геометрические элементы диаграммы состояния (P_{H_2O}–T проекции) конкретной I–II. В. 1–8 системы и что с ними происходит в изоплетических сечениях.

Следует оговориться, что поскольку мы рассматриваем условия вполне подвижного поведения воды, то число независимых инертных компонентов равно 7. Тогда, согласно правилу фаз, в нонвариантной точке должно присутствовать девять фаз ($+H_2O$), что и имеется в каждой нонвариантной точке (см. табл. 5.20). Отсюда следует, что все девять фаз нонвариантного равновесия, представляющие собой растворы (кроме кварца), должны быть строго фиксированного состава. Поэтому нереально встретить в природе восьмиминеральную равновесную ассоциацию.

При восьмифазовом моновариантном равновесии происходит зависимое изменение составов растворов от P_{H_2O}, но в каждой точке линии состав фаз также строго фиксированный. Появление в природе семиминеральных равновесных ассоциаций мало вероятно, но возможно (Коржинский, 1957). Поэтому изучение составов фаз семиминеральных равновесных ассоциаций очень важно для петрологии и уточнения диаграмм состояния многокомпонентных систем. Имея количественную диаграмму состояния и зная состав всех фаз семикомпонентной ассоциации, можно довольно точно определить P_{H_2O} и T ее кристаллизации.

Кроме того, необходимо иметь в виду, что все моновариантные равновесия являются перитектическими с различным количеством твердых перитектических (реагирующим с расплавом) фаз – от 3 до 5. Эта особенность фазовых превращений системы может приводить к сложным трендам кристаллизации: расплав имеет возможность переходить от моновариантного равновесия к дивариантному и т. д.

На дивариантной поверхности кристаллизации находятся в равновесии семь фаз. Здесь можно независимо менять два параметра, например P_{H_2O} и номер плагиоклаза, тогда $T_{кр}$ и железистость минералов будут зависимы.

В тривариантном объеме кристаллизации в равновесии находятся шесть фаз. Здесь независимо могут меняться три параметра. При магматической кристаллизации чаще всего зависимым параметром остается $T_{кр}$, а независимо могут меняться P_{H_2O}, номер плагиоклаза и железистость фемических миналов. Конечные продукты объемной кристаллиза-

ции чаще всего бывают представлены именно пятиминеральными ассоциациями.

Для примера можно взять из пучка T_1^8 (рис. 5.61) линию $Л_5$ (Ол) Пл + Би + Кв = Ж + Шп + Опр + Мпр + Кпш. При снижении температуры будет происходить перитектическая реакция с образованием левой фазовой ассоциации за счет изменения составов всех растворов. Моновариантный равновесный процесс будет продолжаться до тех пор, пока не израсходуется одна из перитектических фаз. Предположим, что такой фазой окажется Шп. После этого указанное равновесие сместится с линии на поверхность, где будет происходить реакция: Пл + Би + Кв = Ж + Опр + + Мпр + Ор, в результате которой израсходуется еще одна из перитектических фаз, например Опр. Далее расплав попадет в объем перитектической кристаллизации, где и должен весь превратиться в твердые фазы, образующие пятиминеральную ассоциацию: Пл + Би + Кв + Мпр + Ор. В зависимости от исходного состава расплава эта ассоциация в соответствии с количественным составом и составом минералов может быть либо кварцевым диоритом, либо кварцевым сиенитом, либо гранитом.

Описанный путь кристаллизации может проделать гипотетический расплав определенного состава, т. е. попадающий на линию. Вероятность появления в природе такого расплава мала. Близка к нулю вероятность „нонвариантного" состава расплава, попадающего в точку. Очевидно, что в природе чаще образуются расплавы дивариантного и тривариантного состава, т. е. с определенной зависимостью железистости фемического минала или номера плагиоклаза, либо с произвольными их значениями, что, вероятно, происходит чаще. Поэтому-то для описания кристаллизации природных расплавов наиболее применимы изоплетические сечения по нормативному номеру плагиоклаза и (или) железистости фемического минала (Ол), значения которых близки значениям этих параметров изучаемой породы.

В изоплетических сечениях пара компонентов, образующих твердый раствор I типа, принимается условно за один компонент с указанием состава твердого раствора, в отличие от диаграмм так называемых „обобщенных" систем Е. В. Шаркова (1980), что принципиально важно, поскольку, как было показано выше, Аб/Ан и Фа/Фо отношения сильно влияют на фазовые равновесия.

В случае двойного сечения, по составу Пл и составу Ол, компонентность системы как бы уменьшается на два. Так, например, система 7.6 – Кв–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, пересеченная изоплетой по составу плагиоклаза, превращается в условно шестикомпонентную систему Кв–Пл–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, а пересеченная изоплетами по составу плагиоклаза и составу оливина – в условно пятикомпонентную систему: Кв–$Пл^x$–$Ол^y$–Мпр–H_2O. При этом нужно помнить, что система Фо–Фа–Ди–Гед – это тройная взаимная система. И уже все фазовые превращения этой пятикомпонентной системы можно изображать в виде P_{H_2O}–T проекции и изобарических тетраэдров составов. Но при этом нужно всегда учитывать, что процесс кристаллизации с участием различных растворов происходит „перед" и „за" изоплетическим сечением,

а в случае фракционирования твердых фаз расплав может сойти с этого сечения, и тогда прослеживание хода кристаллизации придется производить по другому сечению.

Далее приведем несколько изоплетических сечений, построенных на основе P_{H_2O}–T проекции как полной системы, так и P_{H_2O}–T проекции системы 7.6. Начнем с последней.

5.7.1. Изоплеты системы 7.6 – Кв–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Ге д–H_2O

Как говорилось выше (раздел 5.6), этой системой можно описать процесс кристаллизации бескалиевых пород, начиная от оливинитов и кончая плагиогранитами, но использование для этих целей ее P_{H_2O}–T проекции (рис. 5.59) затруднительно, поскольку она отражает фазовые превращения от „альбитовых" до „анортитовых" и от „железистых" до „магнезиальных" составов. Выбор минимального количества изоплетических сечений данной системы определяется особенностью частных систем с разным соотношением Аб/Ан и Фа/Фо. Выше было показано, что поле основных плагиоклазов (Ан > 60 %) отделено от поля Фо полем кристаллизации Шп, а более кислые плагиоклазы кристаллизуются равновесно с Ол. Поэтому в настоящей работе рассмотрим только два изоплетических сечения по составу плагиоклазов, содержащих больше 60 мол. % Ан и меньше, точнее, это не изоплеты, а интервалы составов плагиоклазов с различными фазовыми превращениями.

Что же касается изоплет по железистости, то, учитывая особенности фазовых превращений в системе Кв–Фо–Фа (рис. 5.25), следует проанализировать четыре „изоплеты": $f < 25$, $f = 25–50$, $f = 50–80$ и $f = 80–90$, которые отличаются характером и типом фазовых превращений. Эти отличия на P_{H_2O}–T проекции рис. 5.59 не проявляются, за исключением перитектической реакции Ол + Кв = Ж + Опр.

Изоплета 1) Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O характеризуется основным плагиоклазом и высокой магнезиальностью фемических компонентов. Очевидно, ее фазовые превращения и соответственно диаграмма состояния имеют определенное сходство с таковыми системы 5.23 – Кв–Ан–Фо–Ди–H_2O (рис. 5.42), только все топологические элементы диаграммы состояния изоплеты должны немного сместиться в область меньших значений температуры. Кроме того, наличие в изоплете альбитового минала определяет состав амфибола, отличного от амфибола чисто анортитовых составов. Так, если в анортитовых составах образуется Рог-кальциевая роговая обманка, состав которой располагается на грани Ди–Эн–Ан, то уже в ассоциации с Пл^{90} присутствует паргаситовая роговая обманка, состав которой попадает в объем нефелиннормативной системы.

В связи с указанными особенностями составов амфиболов они в различном порядке появляются на ликвидусе при увеличении P_{H_2O}: в

системе 5.23 амфибол вначале появляется в кварцнормативной подсистеме, а затем в оливиннормативной, а в изоплете – наоборот. В этом и заключается их главное отличие.

На рис. 5.62 приведена полуколичественная диаграмма состояния изоплеты Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O, построенной с учетом схемы рис. 5.42, всех экспериментов, касающихся частных систем, составляющих систему 7.6, и плавления–кристаллизации природных базальтоидных пород. Как видно из рис. 5.62, данная изоплета характеризуется перитектическими соотношениями Ол с Опр, которые остаются таковыми по крайней мере до 10 кбар P_{H_2O}.

Диаграмма системы Ол–Мпр–Пл–Кв из работы Т. Н. Ирвина (1983), очевидно, соответствует изобарическому сечению при 500 бар P_{H_2O} описываемой изоплеты. Вероятно, этой же изобаре отвечает диаграмма так называемой „обобщенной" системы Е. В. Шаркова (1980) при низких значениях $P_{общ}$. К сожалению, ни в одной из цитированных работ не указаны составы Пл и Ол.

Т. Н. Ирвин (1983) на основе фазовой диаграммы (точнее изобары) системы Ол–Мпр–Пл–Кв вывел 18 родов пород этого семейства в зависимости от исходного состава расплава: 6 родов, начинающихся с Ол, 5 родов, начинающихся с Пл, 2 рода, начинающихся с Опр, и 5 родов, начинающихся с Мпр.

Этим, очевидно, не ограничивается количество полных формаций расслоенных комплексов, поскольку для расчетов была использована лишь изобарическая диаграмма данной системы и не учтены еще две характерные фазы этих пород – Амф и Шп.

Изоплета 2) Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{25-50}$–Мпр–H_2O в отличие от изоплеты 1), по крайней мере в соответствующих граничных системах,[2] характеризуется эвтектическими соотношениями Ол с Опр и Опр с Кв. На рис. 5.63 представлена полуколичественная (как по P_{H_2O}–T проекции, так и по концентрации компонентов) диаграмма состояния данной изоплеты, построенная, как и предыдущая, с учетом всех известных автору экспериментов, касающихся данной изоплеты, и посылки, что эвтектический тип фазовых превращений Ол и Опр не меняется во всем объеме составов изоплеты. Если экспериментально будет доказано, что эвтектика Ол–Опр в объеме изоплеты не сохраняется, то придется перестраивать ее диаграмму состояния. В работе (Longhi and Pan, 1988) такой вариант рассматривается. Остальные особенности состава фаз и появления их на ликвидусе остаются такими же, как и в изоплете 1), в результате сохраняется топологическое сходство их P_{H_2O}–T проекций.

Хотелось бы обратить внимание на следующую черту фазовых превращений этой изоплеты. При низких значениях P_{H_2O}, до появления на ликвидусе амфибола, поверхность Опр–Пл–Мпр является термаль-

[2] Возможен вариант, когда в системе Ол–Пл–Кв–H_2O вместо E^4 – Пл + Ол + Опр = Ж будет P^4 – Пл + Опр = Ж + Ол.

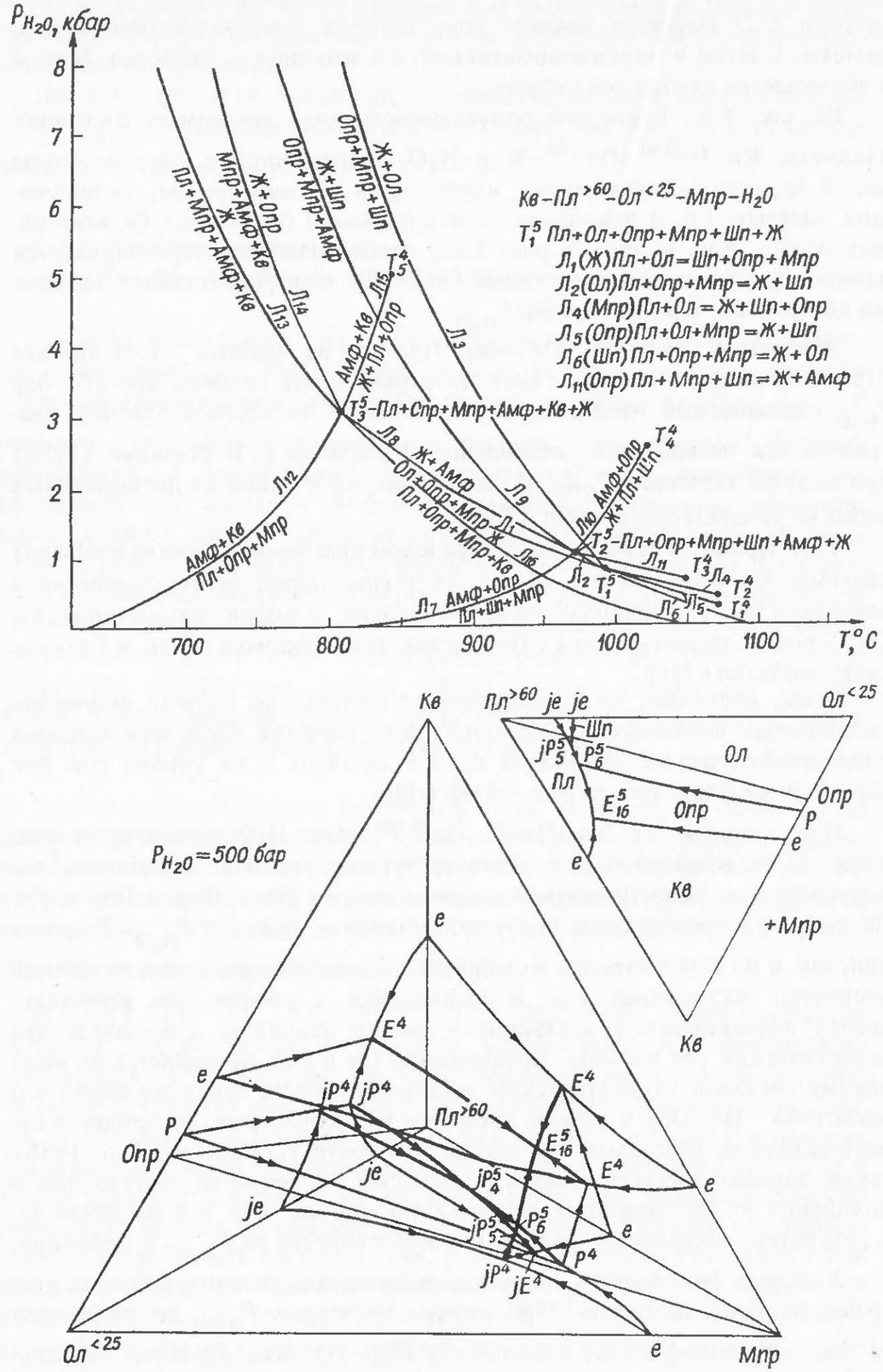


Рис. 5.62. Полуколичественная диаграмма состояния системы-изоплеты – Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O.

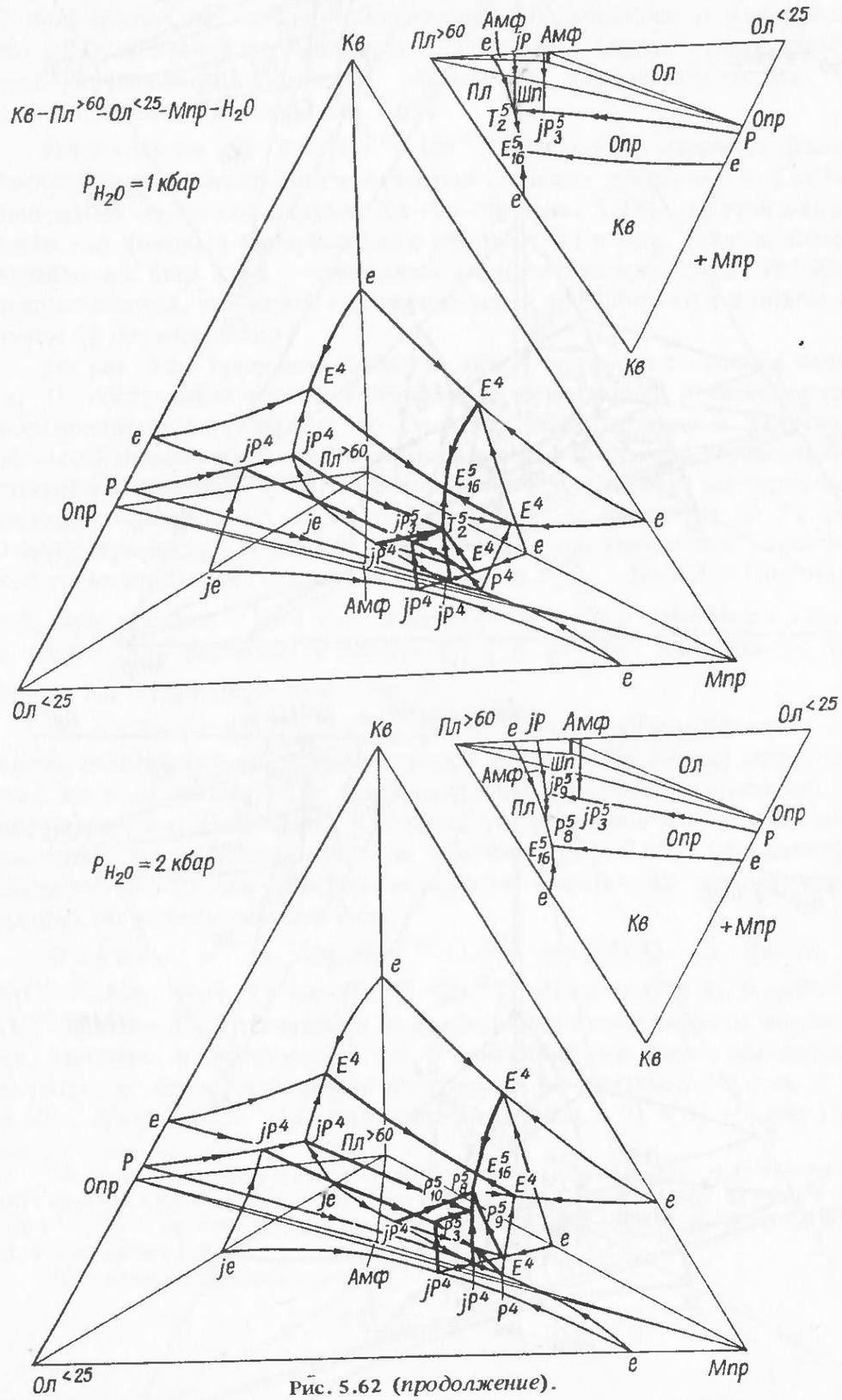


Рис. 5.62 (*продолжение*).

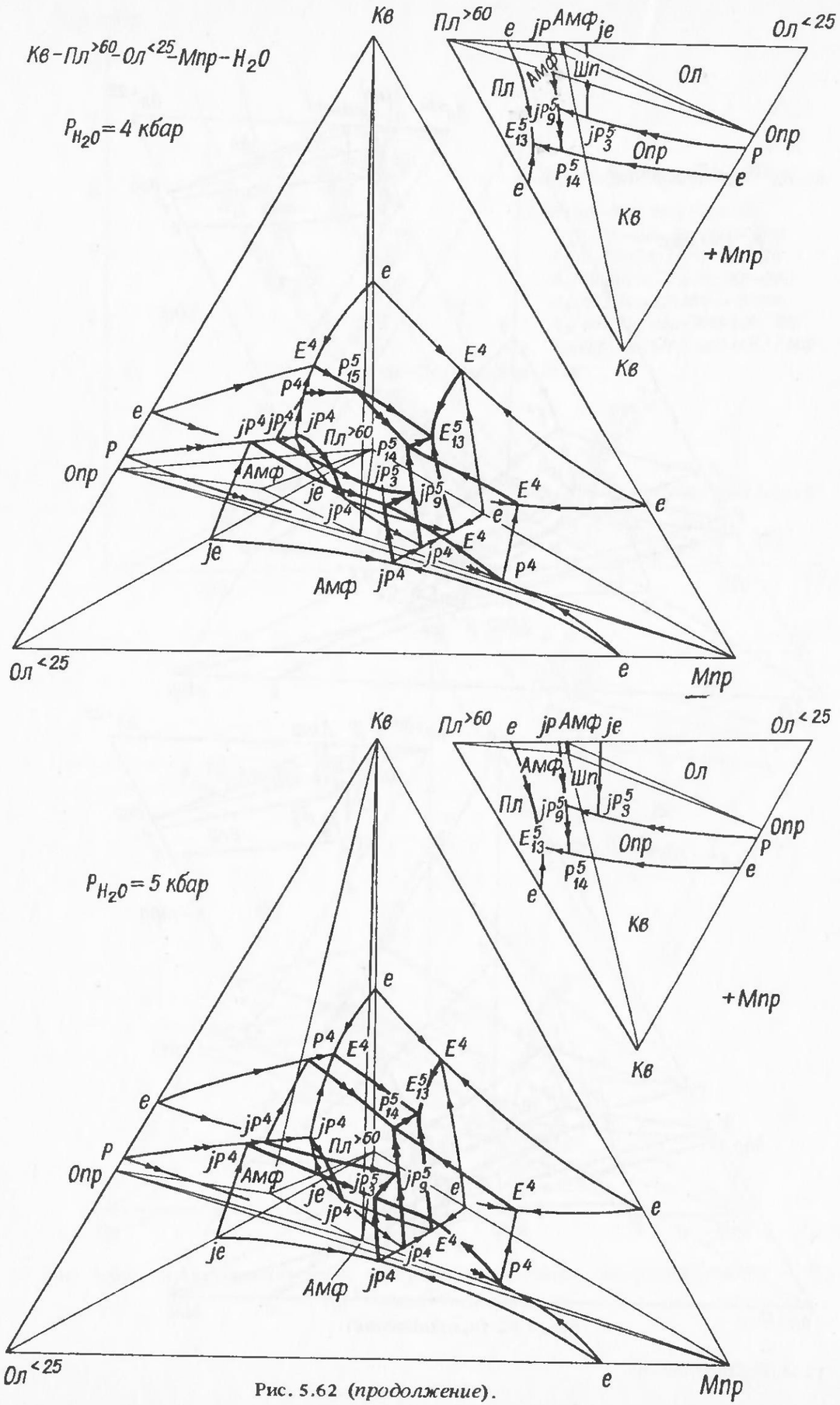


Рис. 5.62 (*продолжение*).

ным барьером между кварцнормативной и оливиннормативной подсистемами, которые в данном случае могут рассматриваться как самостоятельные системы со всеми вытекающими отсюда последствиями. С появлением на ликвидусе паргаситового амфибола и расширением его объема кристаллизации этот „термальный барьер" разрушается и вышеуказанные подсистемы становятся взаимозависимыми (см. соответствующие изобары рис. 5.63).

Изоплета 3) Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{50-80}$–Мпр–H_2O отражает фазовые превращения магнезиально-железистых составов системы 7.6. Согласно диаграмме состояния системы Кв–Фо–Фа (рис. 5.25), при этой железистости тип фазовых превращений с участием Ол и Опр остается эвтектическим, а с Опр и Кв – становится перитектическим (Опр = Ж + Кв) и предполагается, что такой тип превращения транслируется в объем изоплеты 3) без изменения.[3]

На рис. 5.64 приведена схематическая диаграмма состояния изоплеты 3), построенная главным образом интерпретацией и интерполяцией экспериментальных данных со стороны магнезиальных и железистых составов, поскольку по промежуточным составам крайне незначительное количество данных. В этой изоплете происходят как бы зеркальные фазовые превращения изоплеты 1). Конечные продукты до T_3 обедняются кремнеземом и образуют бескварцевые ассоциации эвтектической кристаллизации: при низких значениях P_{H_2O} – Пл + Ол + Опр + Мпр = = Ж, при средних – Пл + Опр + Мпр + Шп = Ж и Пл + Опр + Мпр + Амф = Ж и только при высоких значениях P_{H_2O} в фазовых ассоциациях появляется Кв – Пл + Мпр + Амф + Кв = Ж.

Изоплета 4) Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{80-90}$–Мпр–H_2O представляет собой высокожелезистую систему, в которой уже Ол и Шп (Герц) сосуществуют с Кв и на ликвидусе не образуется Опр, с чем также связано отсутствие подсистем. Диаграмма состояния упрощается и количество нонвариантных точек уменьшается на единицу (рис. 5.65). Схематический характер диаграммы обусловлен недостаточностью экспериментальных данных по железистым системам.

Изоплеты 5) Кв–Пл$^{<60}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O, 6) Кв–Пл$^{<60}$–Ол$^{25-50}$–Мпр–H_2O, 7) Кв–Пл$^{<60}$–Ол$^{50-80}$–Мпр–H_2O и 8) Кв–Пл$^{<60}$–Ол$^{80-90}$–Мпр–H_2O отличаются от предыдущих отсутствием на ликвидусе (и, вероятно, в субсолидусе) Шп. В остальном они имеют определенное сходство с соответствующими изоплетами по железистости (рис. 5.66–5.69).[4] Изоплеты 5) и 6) полуколичественные, а 7) и 8) – схематичес-

[3] Возможен вариант, когда в гранитной системе Ол–Пл–Кв–H_2O вместо P^4 – Пл + Опр = Ж + Кв будет E^4 – Пл + Опр + Кв = Ж, а вместо E^4 – Пл + Ол + Опр = Ж будет P^4 – Пл + Опр = Ж + Ол, и тогда P^5 – Пл + Опр + Мпр = Ж + Кв превратится в E^5 – Пл + Опр + Мпр + Кв = Ж.

[4] См. соответствующие сноски.

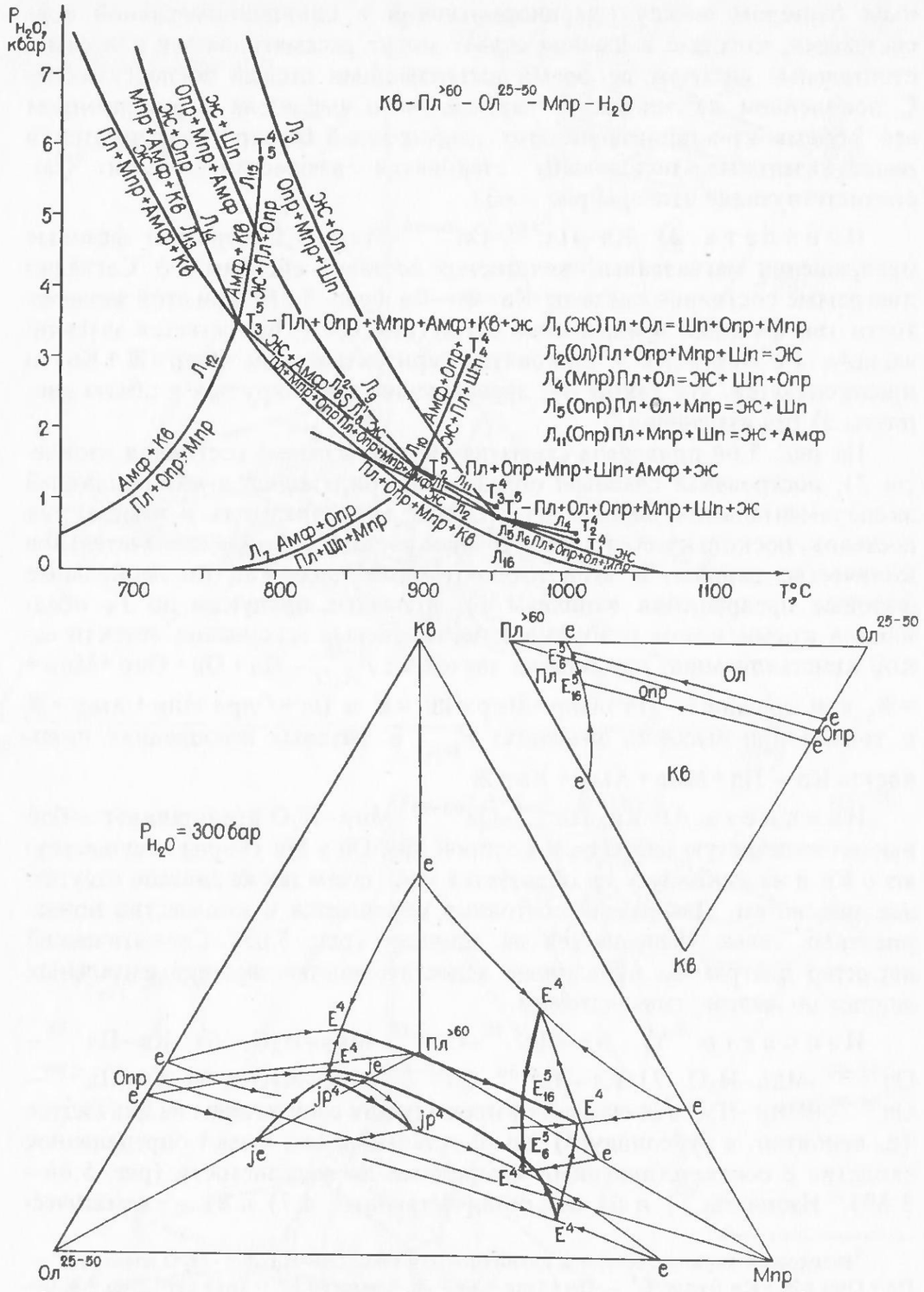
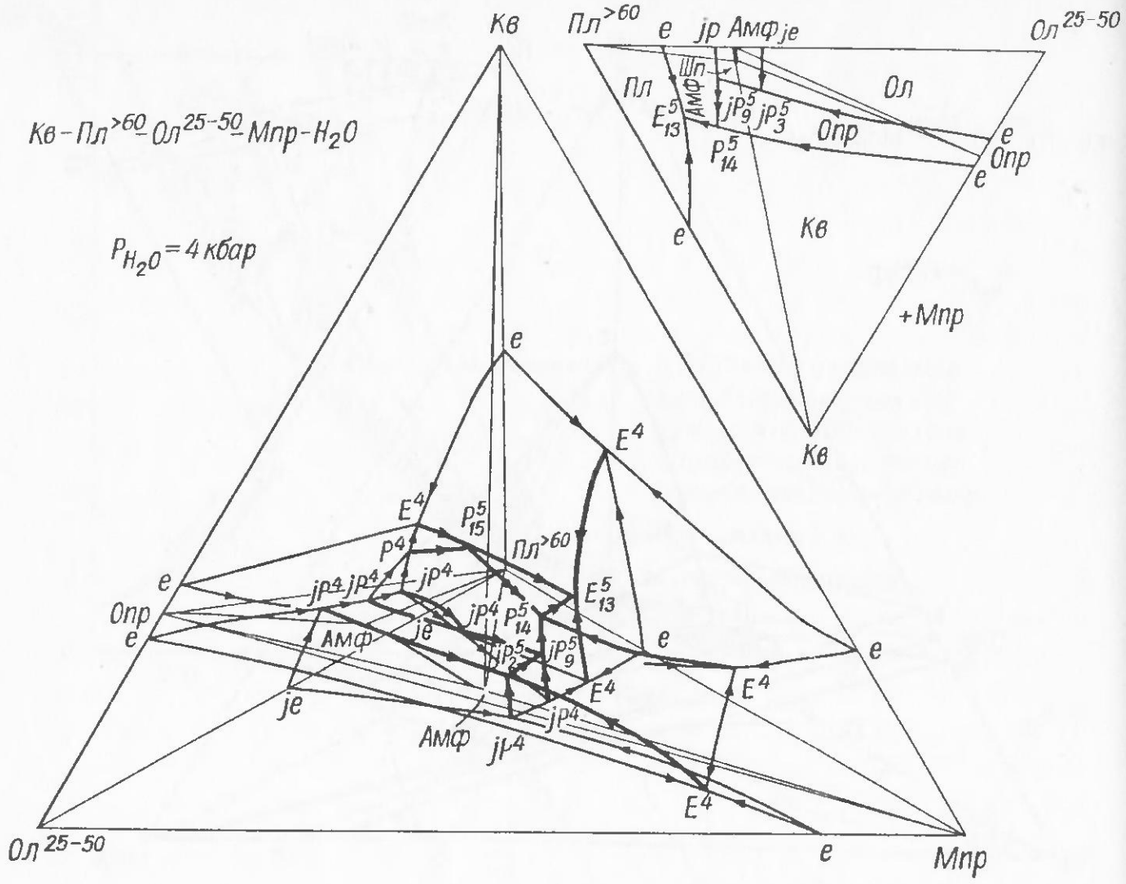
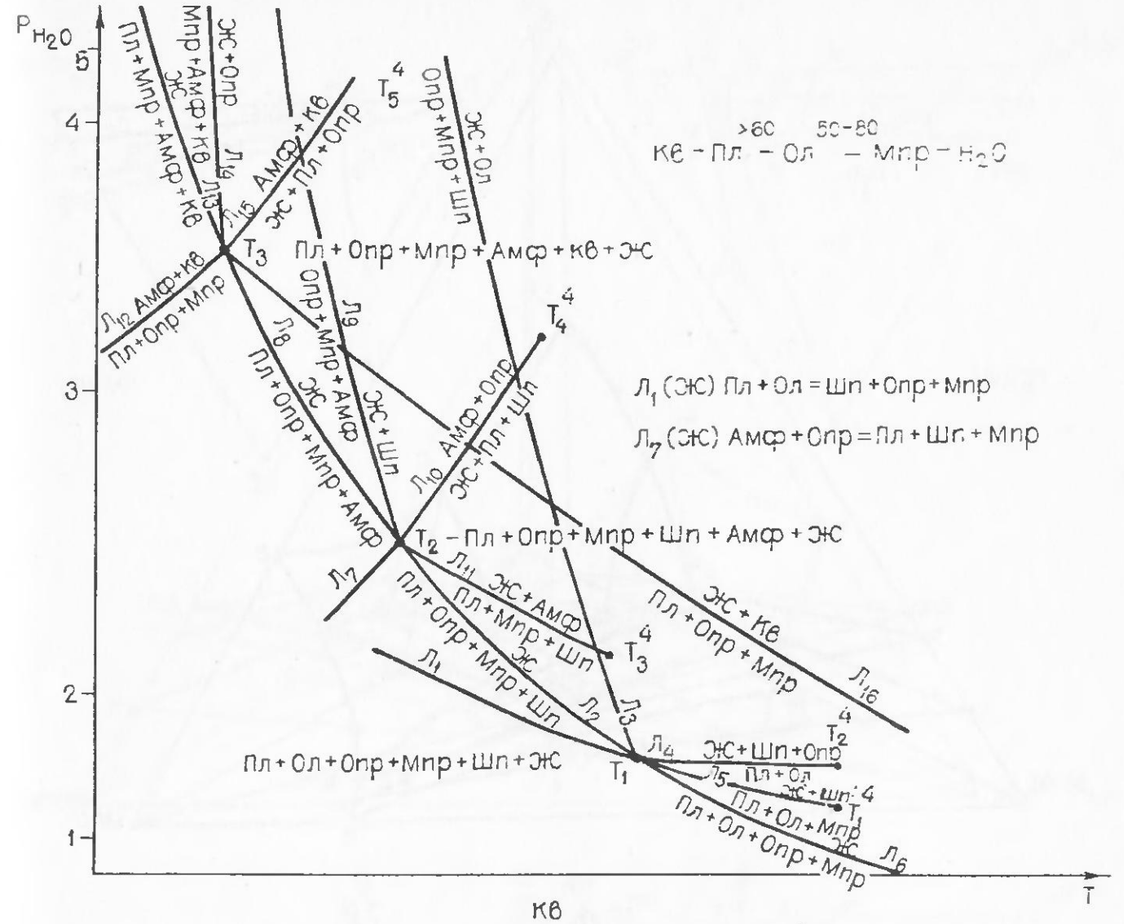


Рис. 5.63. Полуколичественная диаграмма состояния системы-изоплеты Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{25-50}$–Мпр–H_2O.

Рис. 5.63 (*продолжение*).





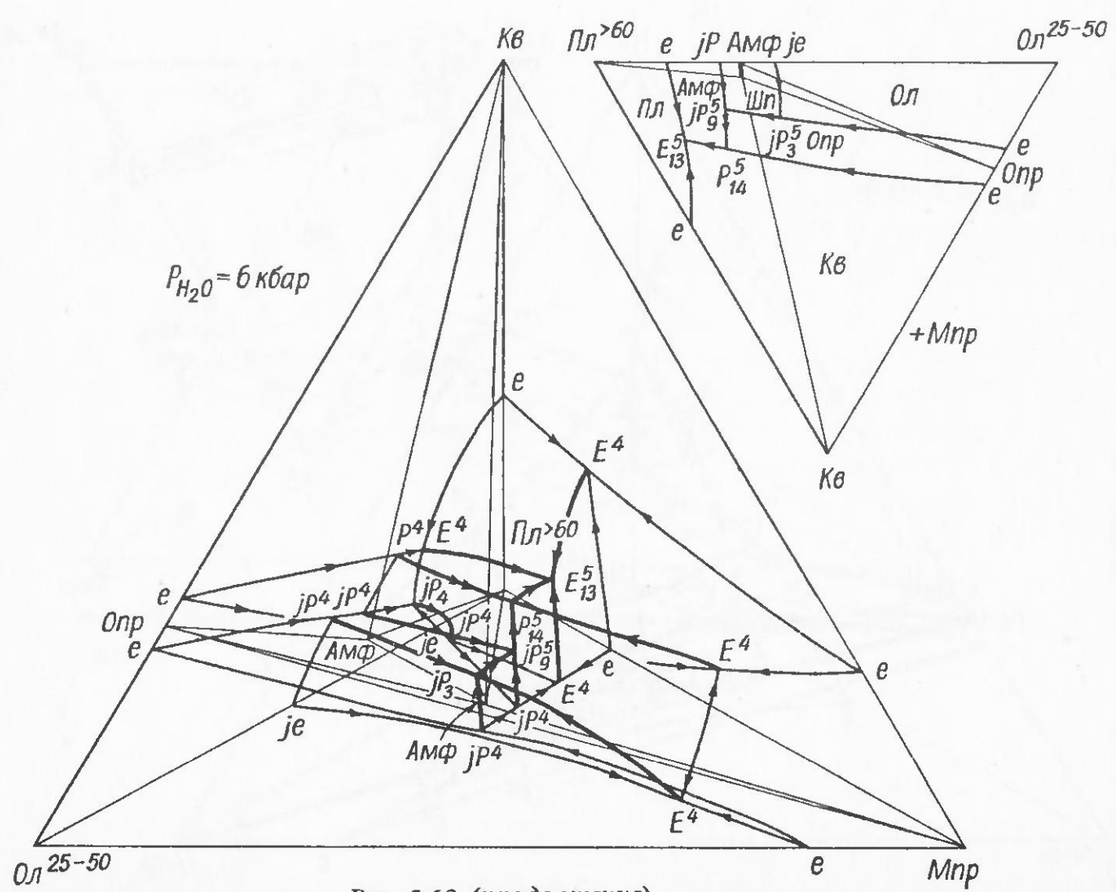


Рис. 5.63 (*продолжение*).

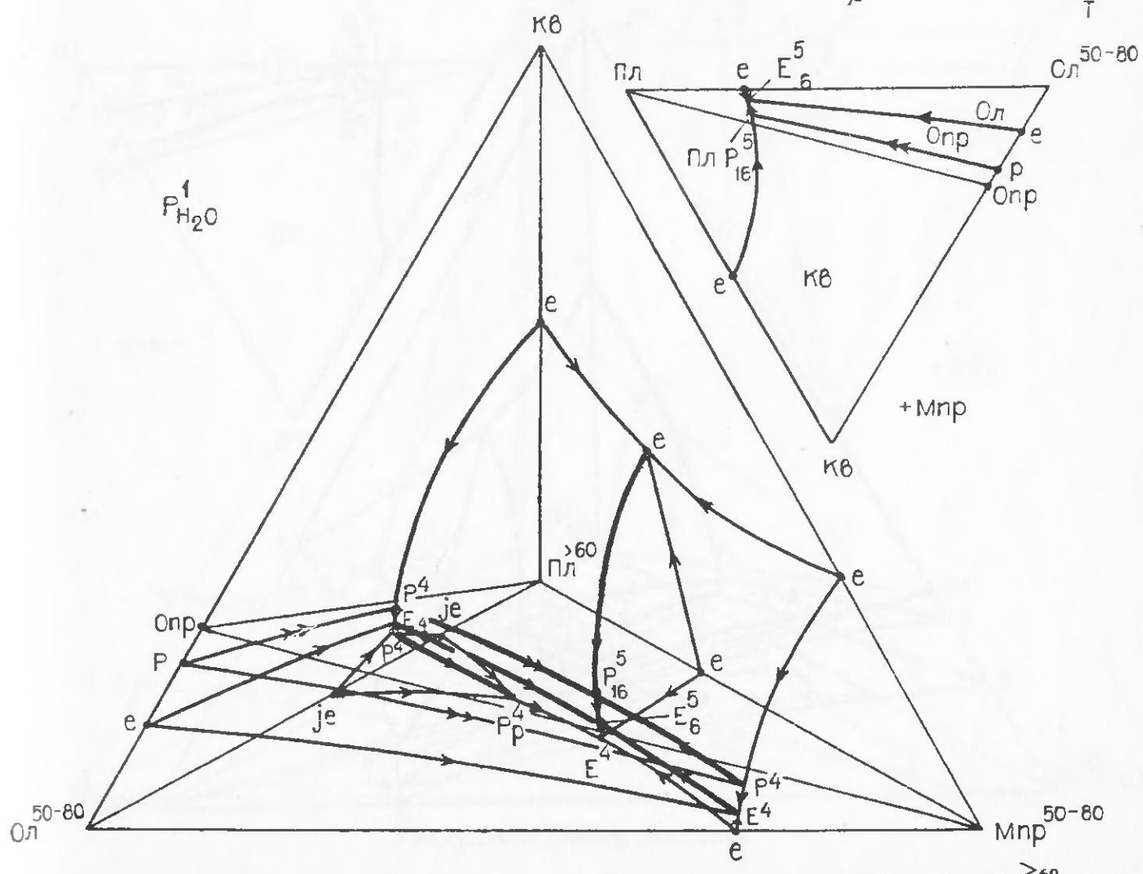
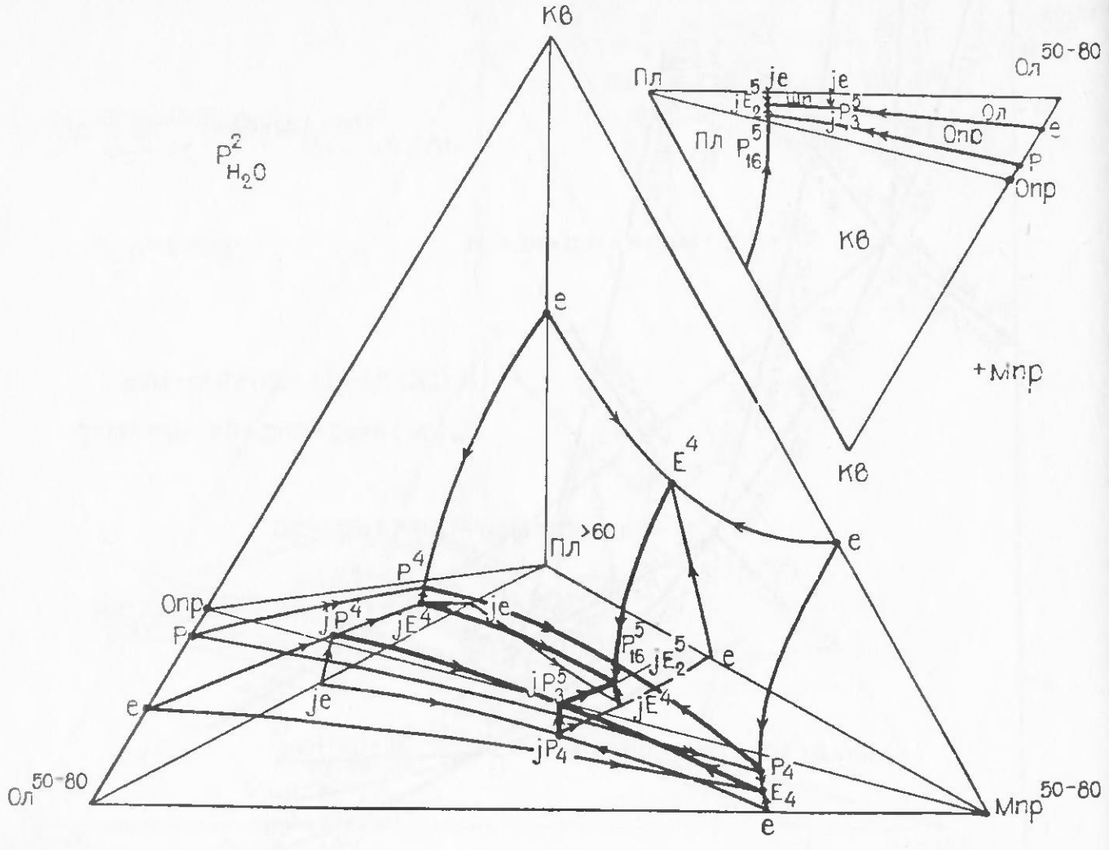


Рис. 5.64. Схематическая диаграмма состояния системы-изоплеты – Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{58-80}$–Мпр–H_2O.



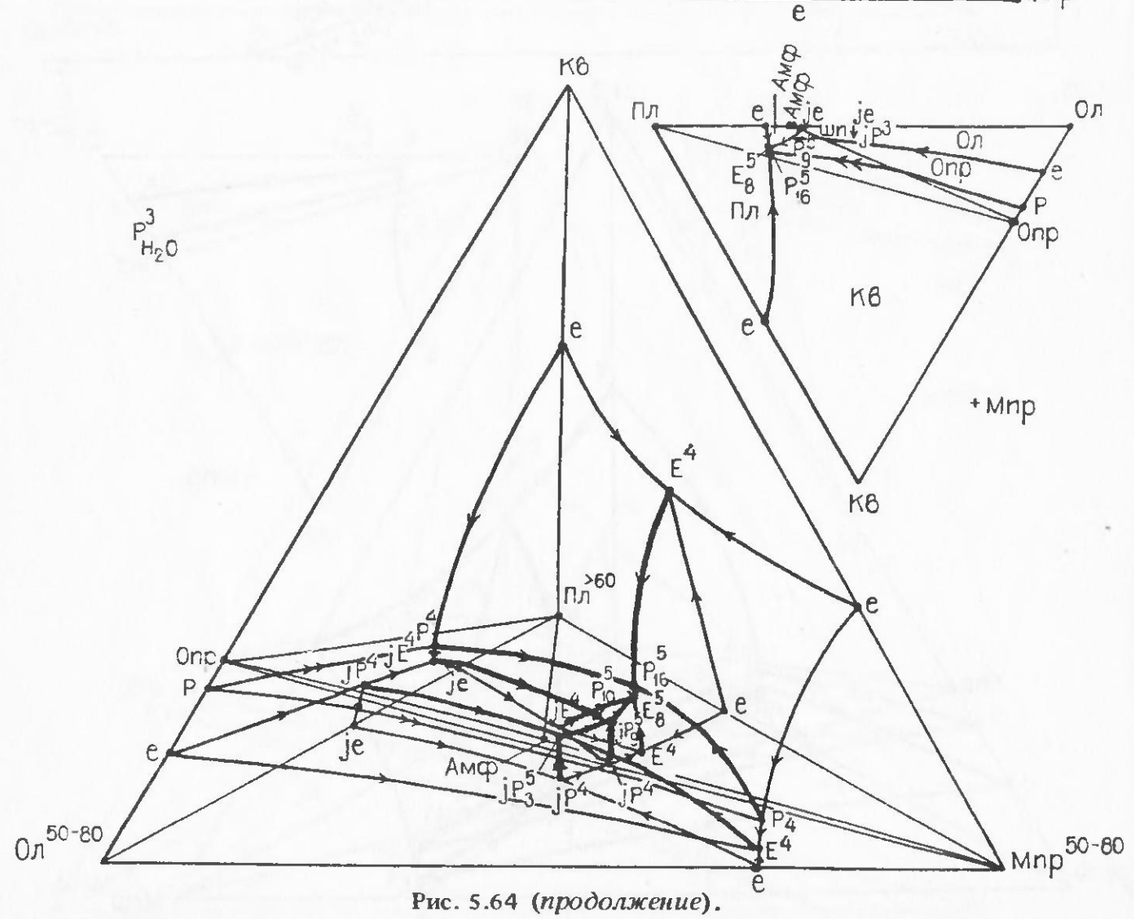
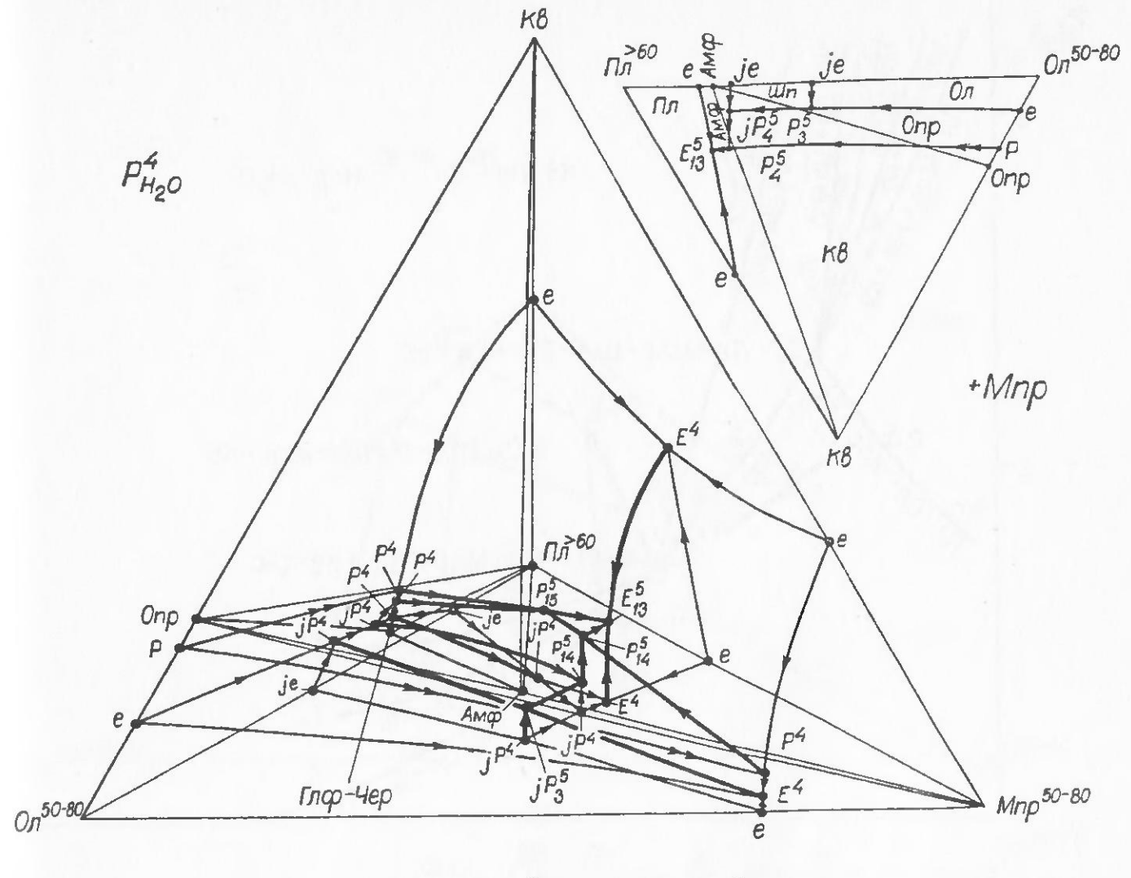


Рис. 5.64 (*продолжение*).



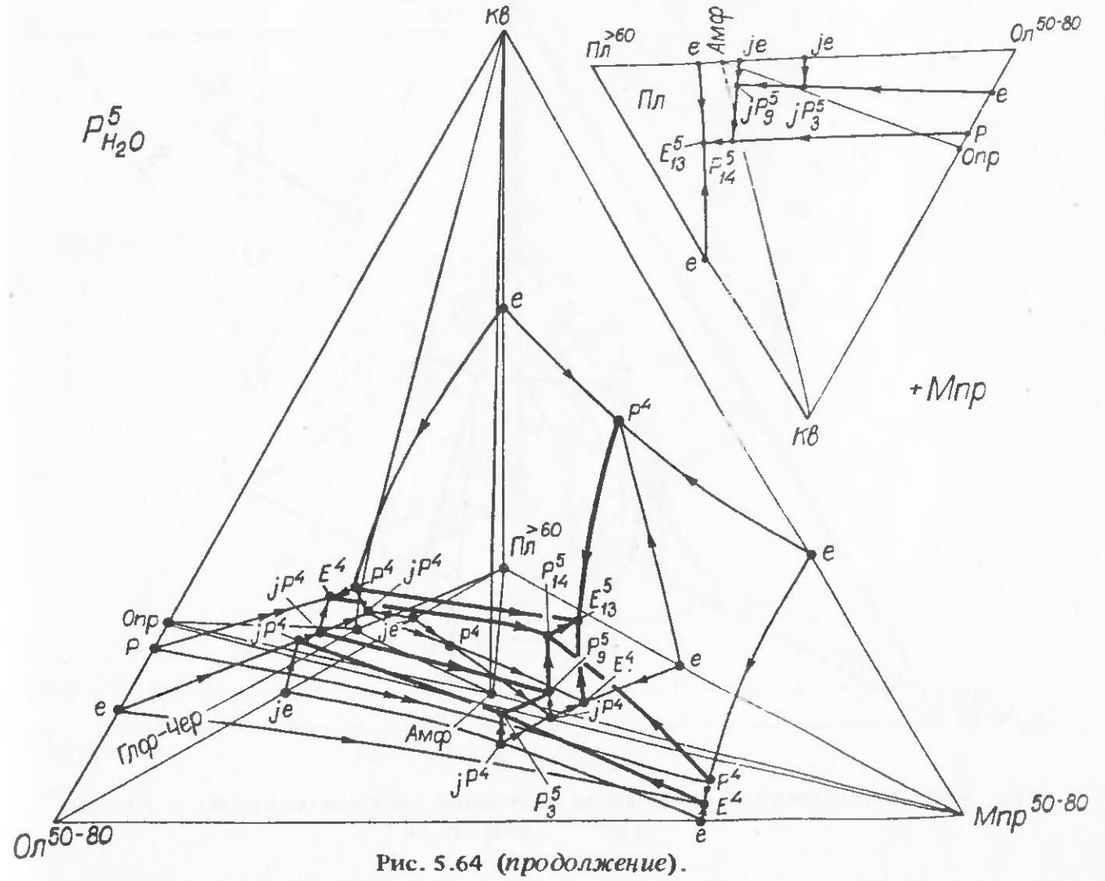


Рис. 5.64 (*продолжение*).

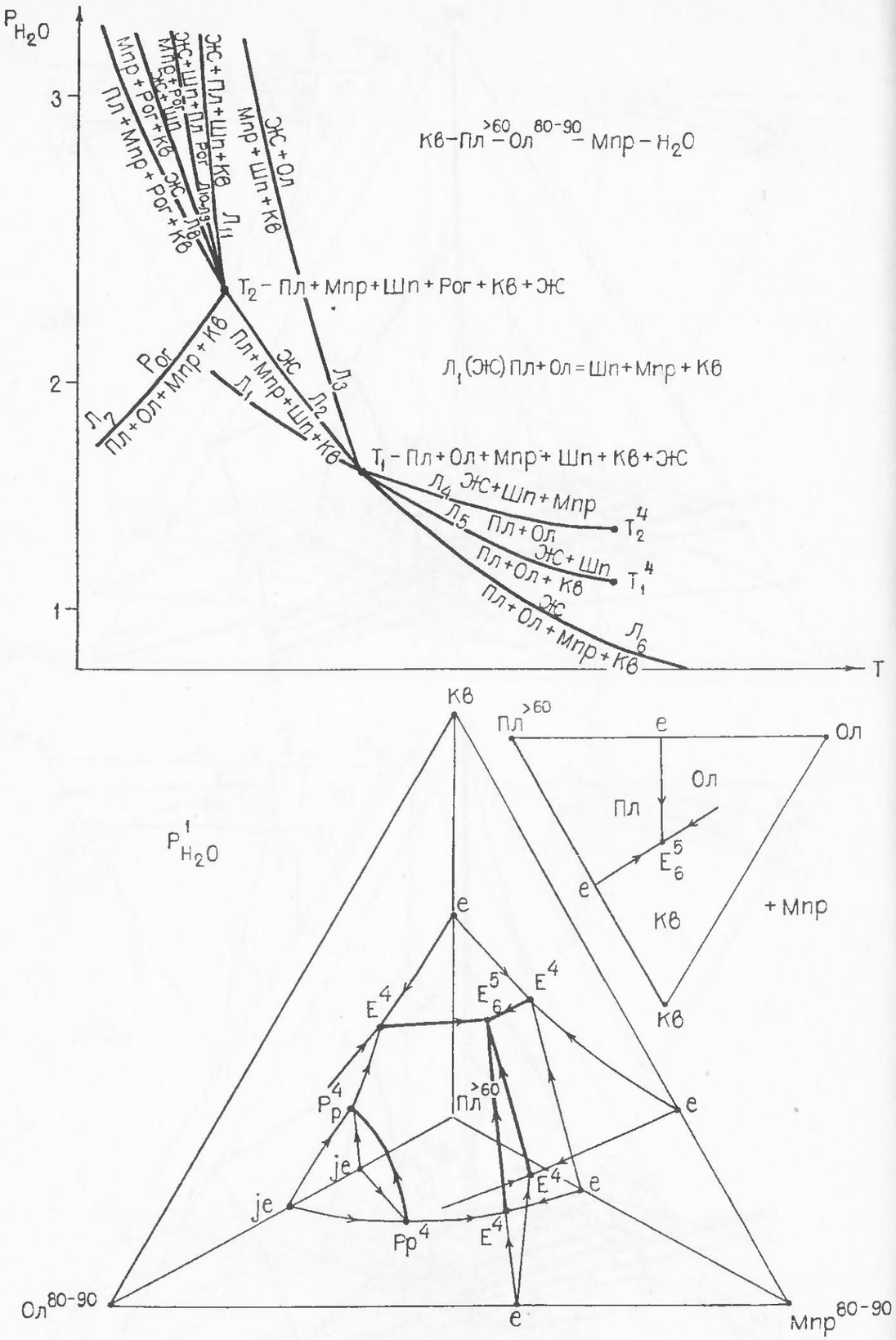


Рис. 5.65. Схематическая диаграмма состояния системы-изоплеты – Кв–Пл$^{>60}$–Ол$^{80-90}$–Мпр–H_2O.

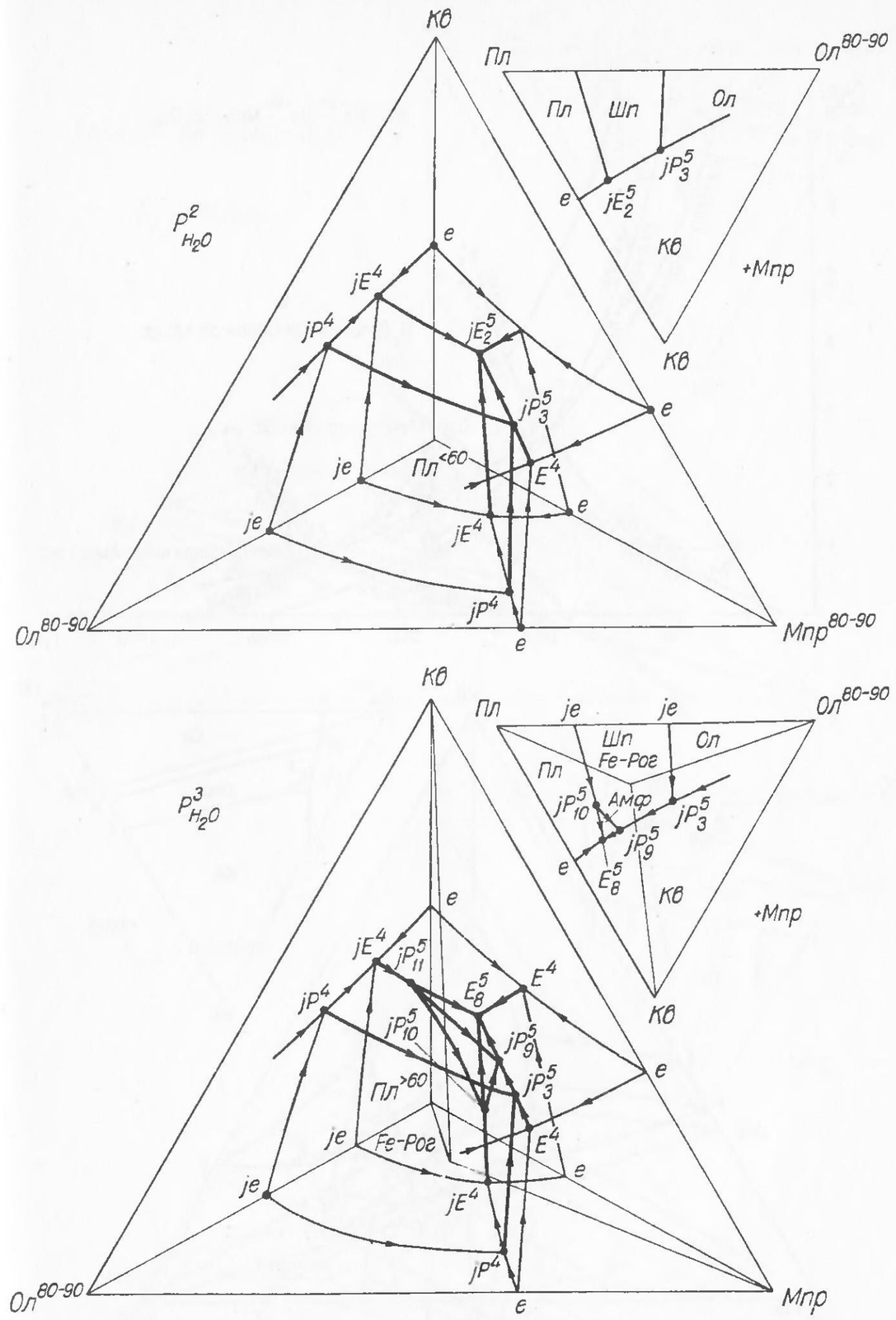
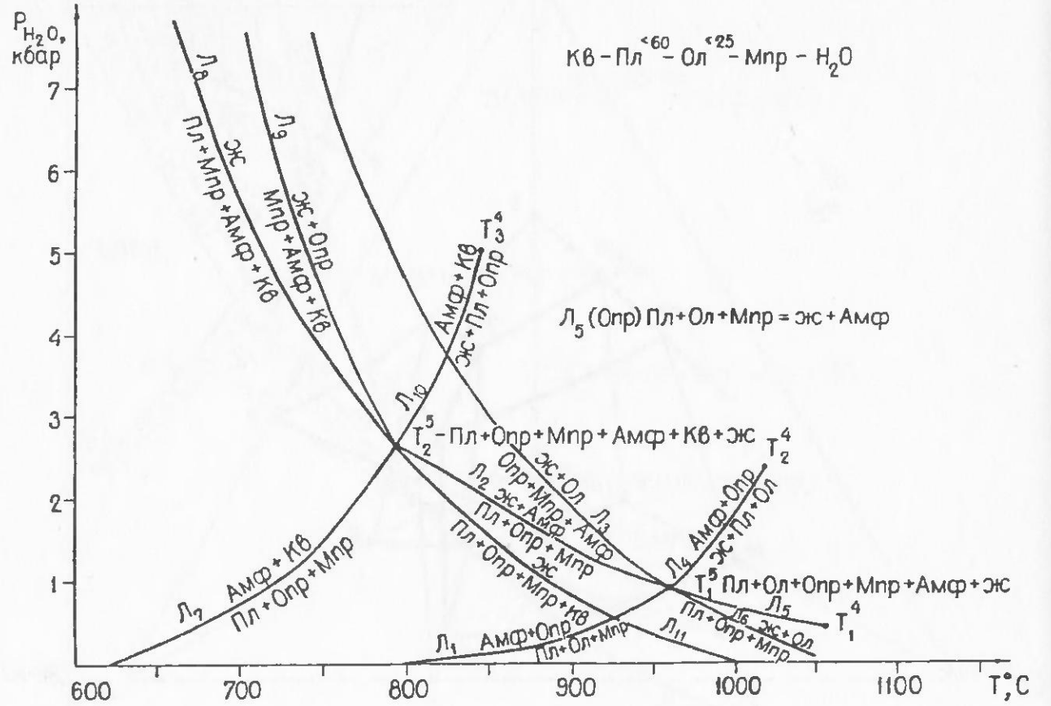


Рис. 5.65 (*продолжение*).



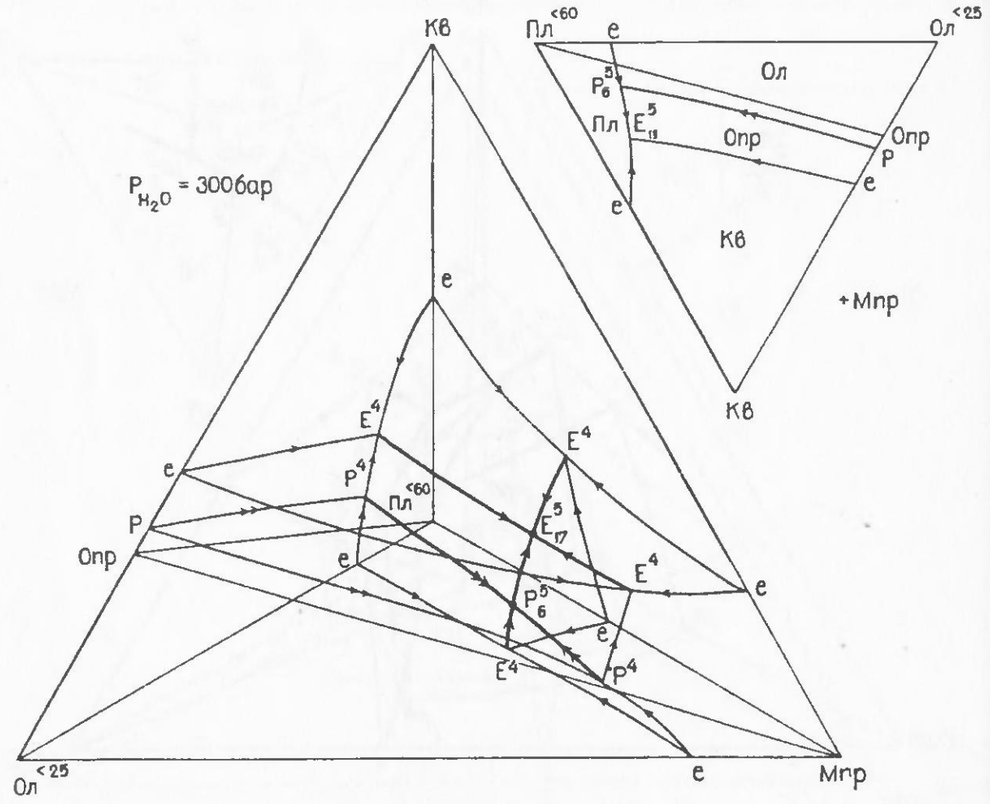
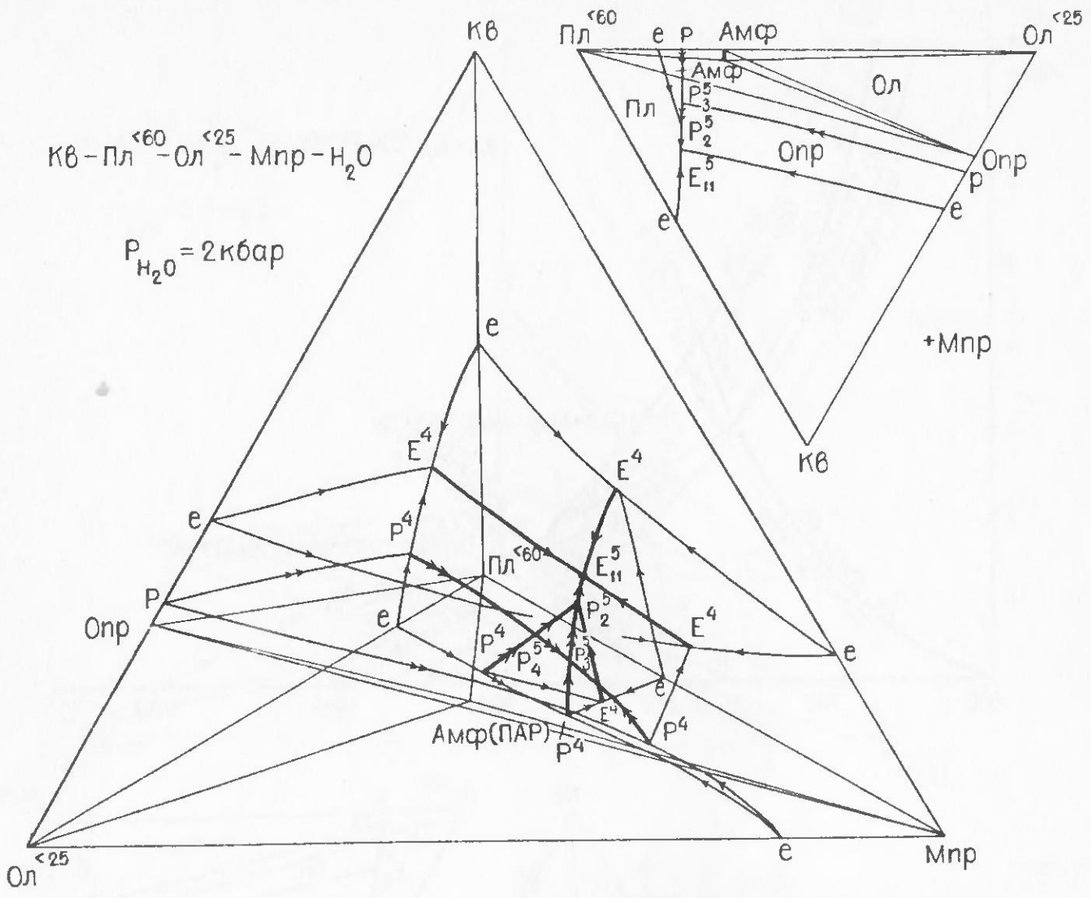


Рис. 5.66. Полуколичественная диаграмма состояния системы-изоплеты – Кв–Пл$^{<60}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O.



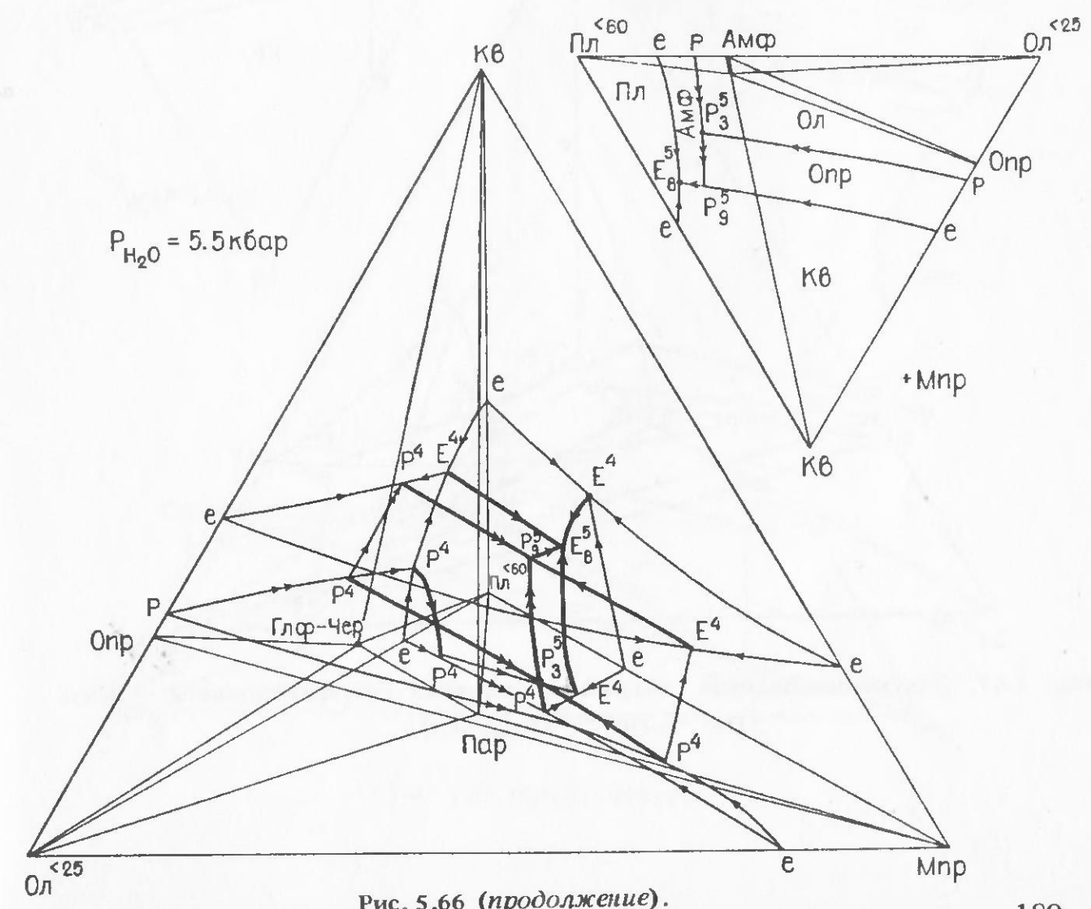
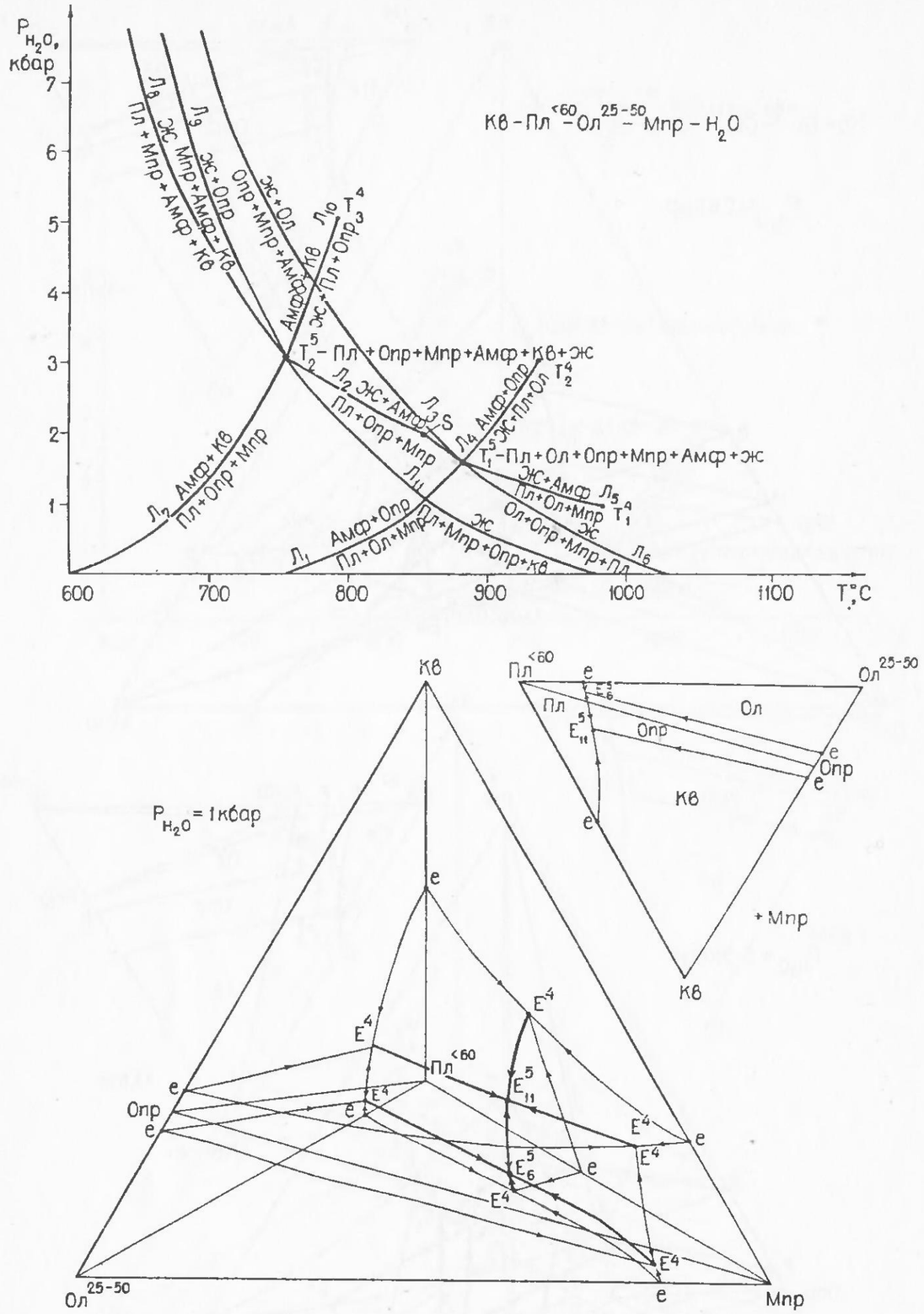


Рис. 5.66 (*продолжение*).


Кв-Пл^<60-Ол^25-50-Мпр-H2O
T5 – Пл+Опр+Мпр+Амф+Кв+Ж
T5 – Пл+Ол+Опр+Мпр+Амф+Ж
Л1 Амф+Опр
Пл+Ол+Мпр
Л2 Амф+Кв
Пл+Опр+Мпр
Л3 S
Л4 Амф+Опр
Л5
Л6
Л7 Пл+Мпр+Опр+Кв
Л8 Ж Пл+Мпр+Амф+Кв
Л9 Ж Мпр+Амф+Кв
Л10 T3 4
Л11
T2 4
T1 4
P, кбар
T°C
600
700
800
900
1000
1100
1
2
3
4
5
6
7
Кв
Пл^<60
Ол^25-50
Опр
Мпр
Ол
Амф
Пл
Ж
e
E4
E5
P5
P4
P3
E11
E6
P2
P9
P10
P1
P8
P7
P6
E8
E7
E9
E10
P11
P12
P13
P14
P15
P16
P17
P18
P19
P20
P21
P22
P23
P24
P25
P26
P27
P28
P29
P30
P31
P32
P33
P34
P35
P36
P37
P38
P39
P40
P41
P42
P43
P44
P45
P46
P47
P48
P49
P50

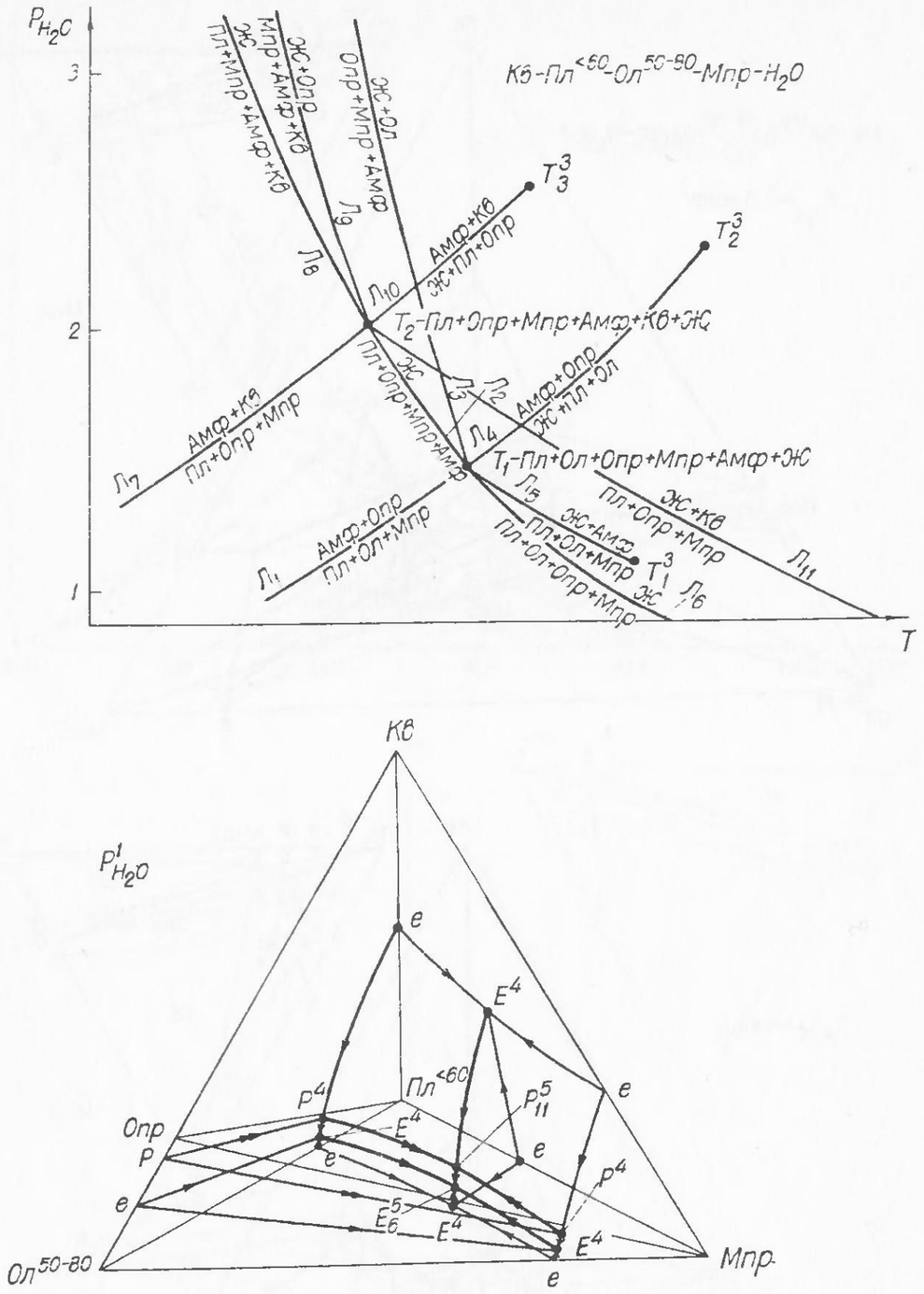


Рис. 5.68. Схематическая диаграмма состояния системы-изоплеты — Кв—$Пл^{<60}$—$Ол^{50-80}$—Мпр—H_2O.

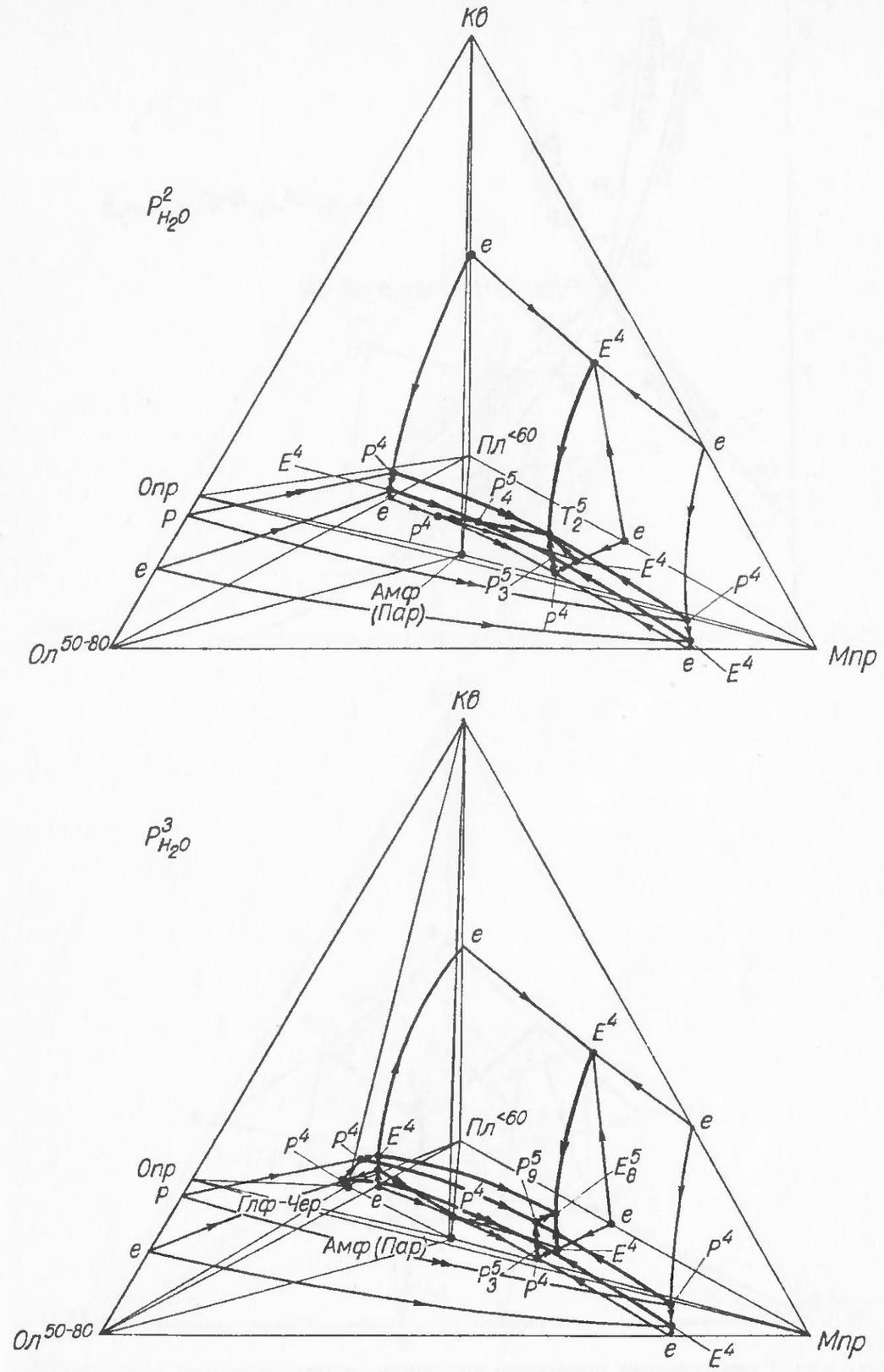


Рис. 5.68 (*продолжение*).

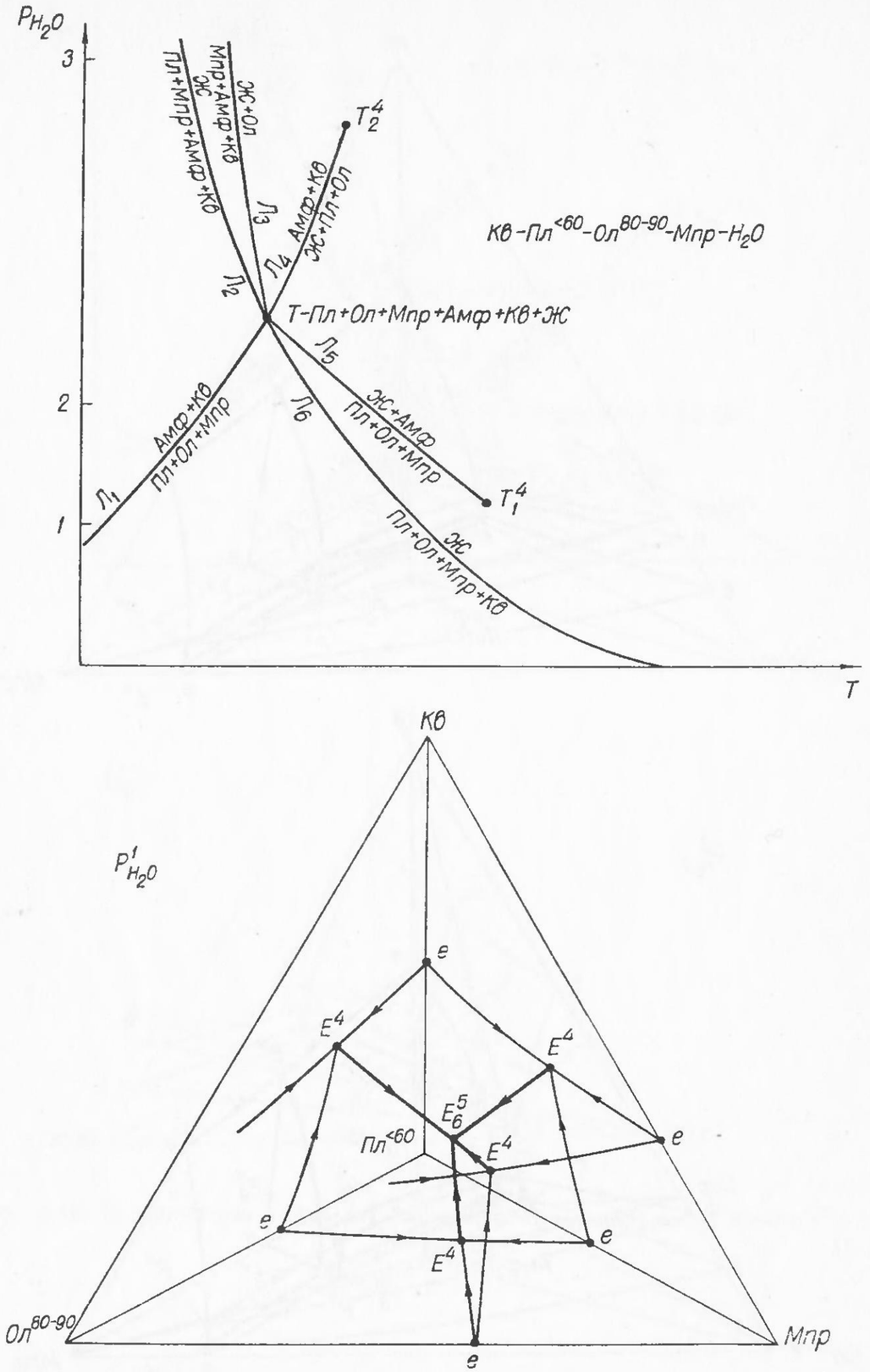


Рис. 5.69. Схематическая диаграмма состояния системы-изоплеты – Кв–Пл$^{<60}$–Ол$^{80-90}$–Мпр–H_2O.

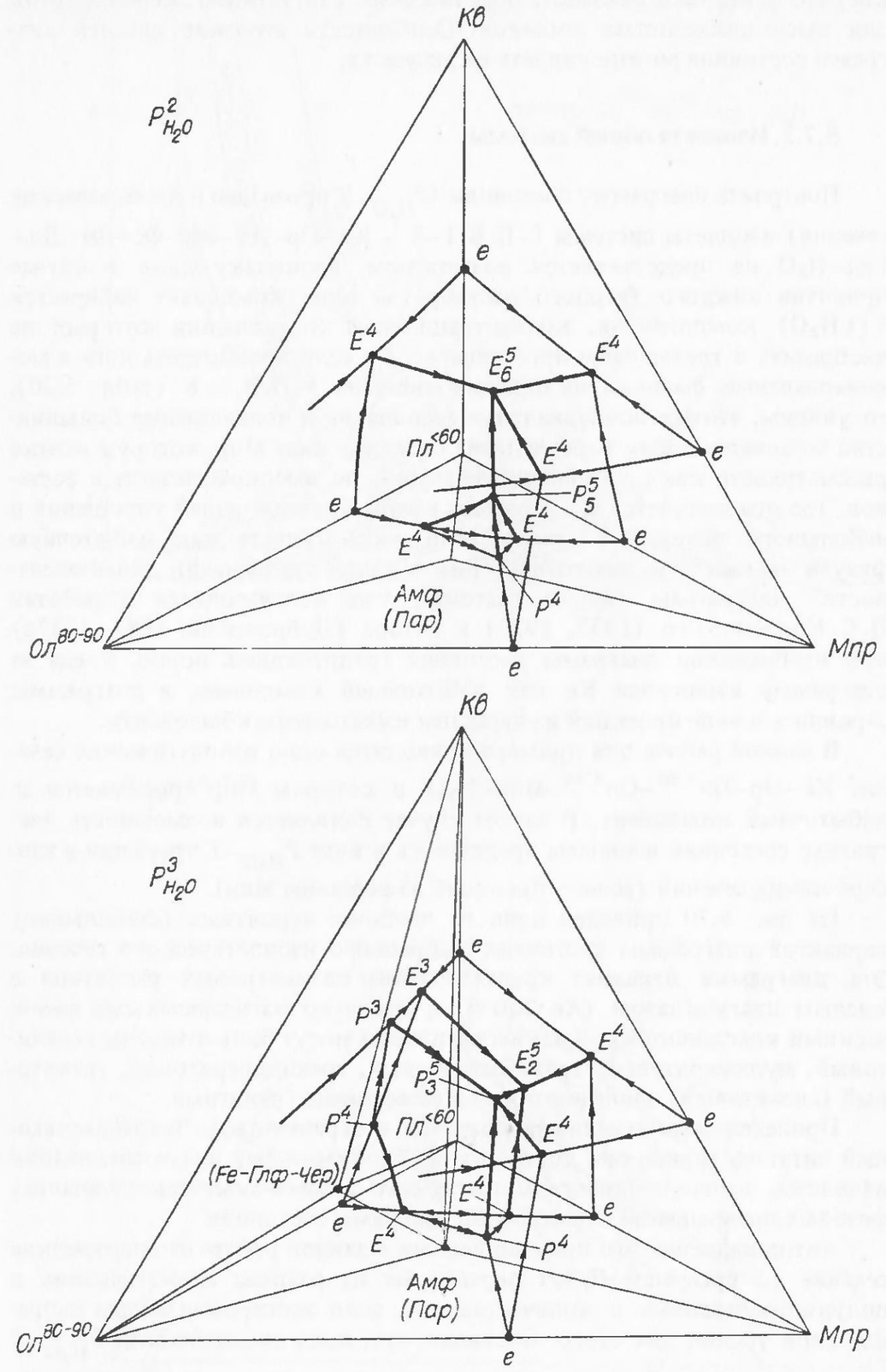


Рис. 5.69 (*продолжение*).

кие, что опять-таки связано с практическим отсутствием экспериментов для высокожелезистых составов. Особенности строения деталей диаграмм состояния можно увидеть на рисунках.

5.7.2. Изоплета общей системы

Построить диаграмму состояния (P_{H_2O}–T проекцию и изобарические сечения) изоплеты системы I–II.В.1–8 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Ged–H_2O не представляется возможным, поскольку даже в случае принятия каждого твердого раствора за один компонент набирается 5 (+H_2O) компонентов, концентрационные соотношения которых не изобразить в трехмерном пространстве. Но если просмотреть нон- и моновариантные фазовые ассоциации системы I–II.В.1–8 (табл. 5.20), то увидим, что все нонвариантные ассоциации и подавляющее большинство моновариантных (кроме пяти) содержат фазу Мпр, которую можно рассматривать как „интернациональную", до высокожелезистых составов, где она сменяется Во. Поэтому с определенной долей упрощения и небольшого искажения можно Мпр рассматривать как избыточную фазу и выносить за диаграмму. Такой прием уменьшения „компонентности" диаграммы (но не системы) уже использовался в работах Д. С. Коржинского (1957, 1973) и автора (Дубровский, 1984, 1987а) при изображении диаграмм состояния гранитоидных пород, когда за диаграмму выносился Кв как избыточный компонент, и диаграммы строились в виде проекций из вершины избыточного компонента.

В данной работе для примера приводится одно изоплетическое сечение Кв–Ор–Пл$^{<50}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O, в котором Мпр принимается за избыточный компонент. В таком случае появляется возможность диаграмму состояния изоплеты представить в виде P_{H_2O}–T проекции и изобарических сечений (точнее, проекций из вершины Мпр).

На рис. 5.70 приведен один из наиболее вероятных (стабильных) вариантов диаграммы состояния выбранного изоплетического сечения. Эта диаграмма отражает кристаллизацию калинатровых расплавов с кислым плагиоклазом (Ан<50 %) и довольно магнезиальными фемическими компонентами. К таким расплавам могут быть отнесены гавайитовый, муджиеритовый, трахибазальтовый, трахидолеритовый, трахитовый (сиенитовый), шонкинитовый и естественно гранитный.

Приведенными сечениями придется и ограничиться. Заинтересованный читатель может сам построить необходимые ему для исследования изоплеты, познав основы геометрического физико-химического анализа фазовых превращений и построения диаграмм состояния.

Автор надеется, что представленные в данной работе изоплетические сечения со временем будут переведены из разряда схематических и полуколичественных в количественные, если экспериментаторы направят свои усилия для этого. Очевидно, что, имея схематические P_{H_2O}–T проекции, можно более целенаправленно проводить эксперименты для получения положения на P_{H_2O}–T проекции моновариантных линий,

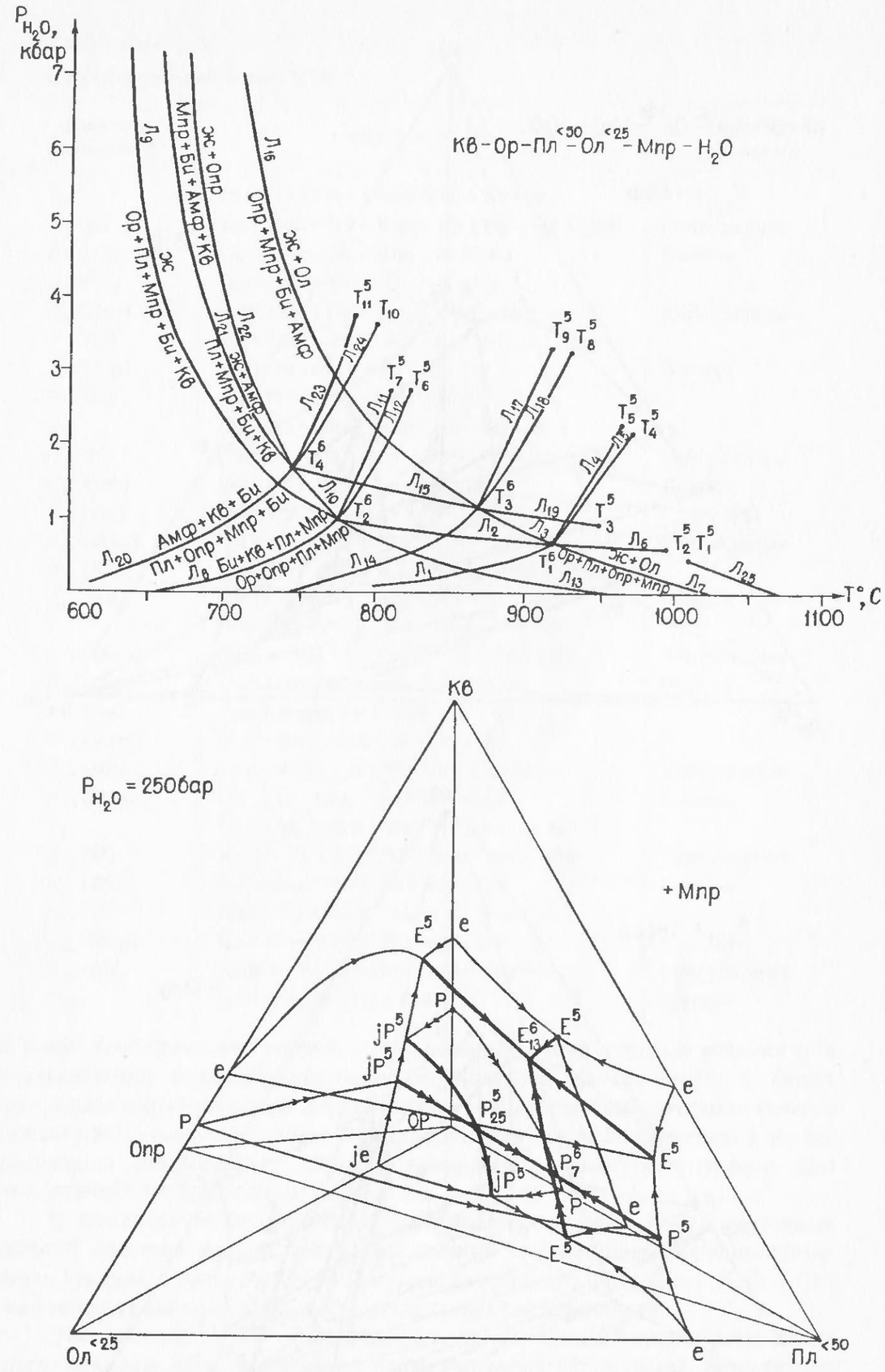
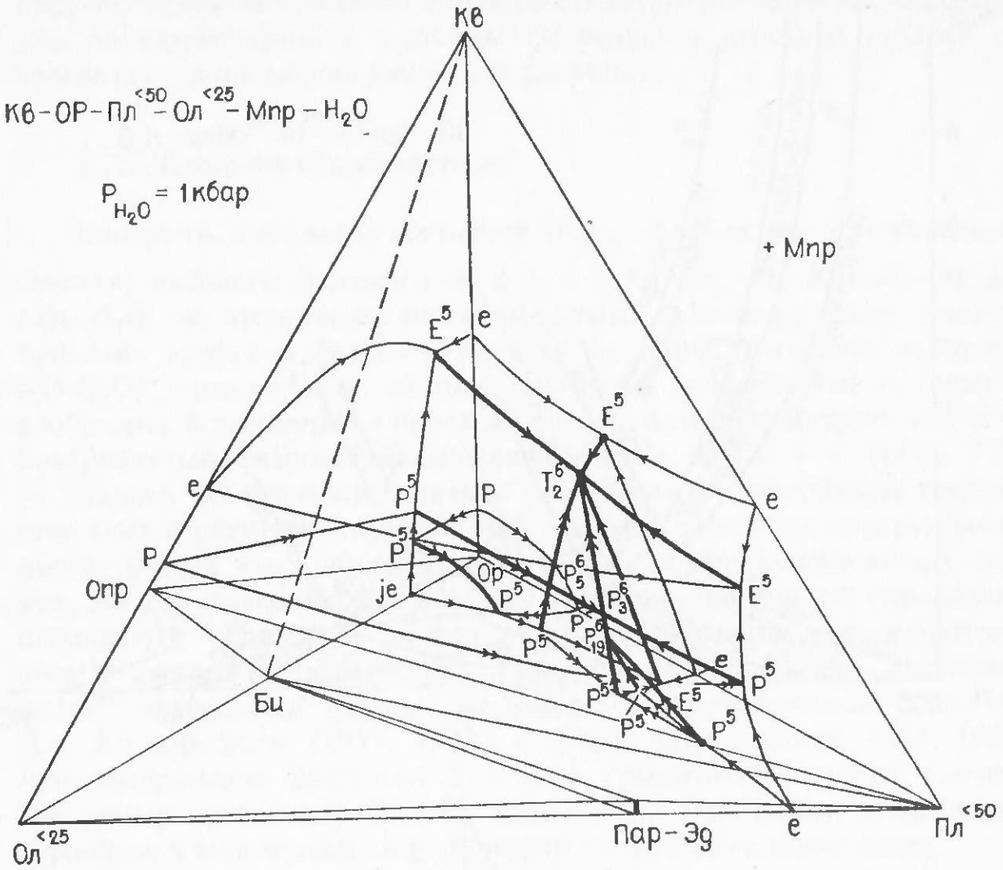


Рис. 5.70. Полуколичественная диаграмма состояния системы-изоплеты – Кв–Ор–Пл$^{<50}$–Ол$^{<25}$–Мпр–H_2O.

Фазовые реакции представлены в табл. 5.21.



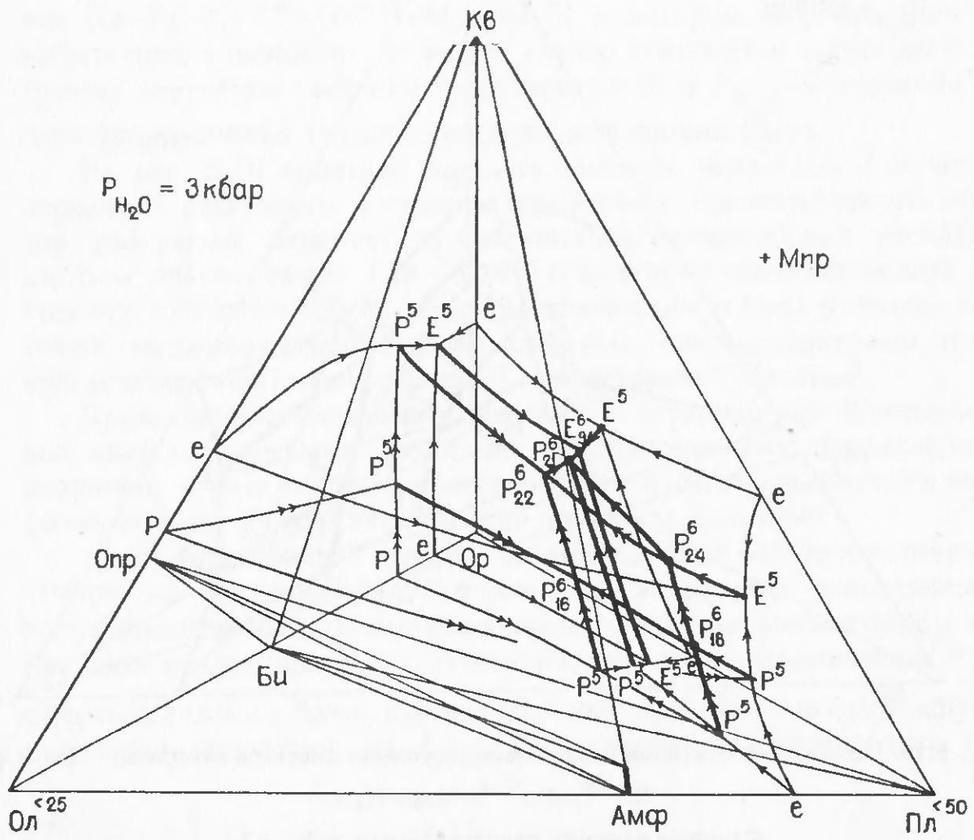


Рис. 5.70 (*продолжение*).

Таблица 5.21

Фазовые реакции к рис. 5.70

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
T_1	Ор + Пл + Ол + Опр + Мпр + Би + Ж	
$Л_1$ (Ж)	Би + Опр + **Пл** + **Мпр** = Ор + Ол + **Пл** + **Мпр**	Сингулярное
$Л_2$ (Ол)	Ор + Пл + Опр + Мпр = Ж + Би	Полное
$Л_3$ (Ор)	Пл + Опр + Мпр + Би = Ж + Ол	„
$Л_4$ (Мпр)	Би + Опр + **Пл** + **Ж** = **Ж** + **Пл** + Ор + Ол	Сингулярное
$Л_5$ (Пл)	Би + Опр + **Мпр** + **Ж** = **Ж** + Ор + Ол + **Мпр**	„
$Л_6$ (Опр)	Ор + Пл + Ол + Мпр = Ж + Би	Полное
$Л_7$ (Би)	Ор + Пл + Опр + Мпр = Ж + Ол	„
T_2	Ор + Пл + Опр + Мпр + Би + Кв + Ж	
$Л_8$ (Ж)	Би + Кв + **Пл** + **Мпр** = Ор + Опр + **Пл** + **Мпр**	Сингулярное
$Л_9$ (Опр)	Ор + Пл + Мпр + Би + Кв = Ж	Полное
$Л_{10}$ (Ор)	Пл + Мпр + Би + Кв = Ж + Опр	„
$Л_{11}$ (Мпр)	Би + Кв + **Пл** + **Ж** = **Ж** + **Пл** + Ор + Опр	Сингулярное
$Л_{12}$ (Пл)	Би + Кв + **Мпр** + **Ж** = **Ж** + **Мпр** + Ор + Опр	„
$Л_{13}$ (Би)	Ор + Пл + Опр + Мпр + Кв = Ж	Полное
T_3	Пл + Опр + Мпр + Би + Амф + Ол + Ж	
$Л_{14}$ (Ж)	Амф + Опр + **Би** = Ол + Пл + Мпр + **Би**	Сингулярное
$Л_{15}$ (Ол)	Пл + Опр + Мпр + Би = Ж + Амф	Полное
$Л_{16}$ (Пл)	Опр + Мпр + Би + Амф = Ж + Ол	„
$Л_{17}$ (Мпр)	Опр + Би + Амф = Ж + Ол + Пл	„
$Л_{18}$ (Би)	Опр + Амф + **Ж** = **Ж** + Ол + Пл + Мпр	Сингулярное
$Л_{19}$ (Опр)	Пл + Ол + Мпр + Би = Ж + Амф	Полное
T_4	Пл + Опр + Мпр + Би + Амф + Кв + Ж	
$Л_{20}$ (Ж)	Амф + Кв + **Би** = Пл + Опр + Мпр + **Би**	Сингулярное
$Л_{21}$ (Опр)	Пл + Мпр + Би + Кв = Ж + Амф	Полное
$Л_{22}$ (Пл)	Мпр + Би + Амф + Кв = Ж + Опр	„
$Л_{23}$ (Мпр)	Би + Амф + Кв = Ж + Опр + Пл	„
$Л_{24}$ (Би)	Амф + Кв + **Ж** = Пл + Опр + Мпр + **Ж**	Сингулярное
$Л_{25}$	Ор + Ол = Ж + Лц + Опр	Полное

а имея изобарические схемы, легче выбирать необходимые сечения для установления концентрационных соотношений компонентов и (или) фаз в различных фазовых ассоциациях. Положение инвариантных точек с достаточной точностью можно устанавливать без эксперимента, а по пересечению достоверных линий, определенных экспериментально или аналитическим (расчетным) методом.

В ближайшем будущем необходимо иметь диаграммы состояния полной системы и изоплетических сечений при давлении флюида сложного состава, вначале хотя бы углекисловодного, поскольку H_2O и CO_2 являются главными составляющими природных флюидов.

Тем не менее была предпринята попытка использования разработанных моделей для проведения парагенетического анализа на примере классических объектов кварц- и оливиннормативных пород: Бушвельд,

Стиллуотер, Скергаард, Монча и др. Из-за малого объема монографии не представляется возможным дать полные результаты парагенетического анализа, поэтому ограничимся двумя фазами.

Итак, установлено, что все указанные комплексы пород формировались в гипабиссальных условиях при начальном давлении флюида (воды) 150–300 бар и конечном 1200–1600 бар (в конечных продуктах, как правило, присутствуют гидроксилсодержащие минералы – амфиболы и слюды); температура кристаллизации – 1000–800 °С. Такое заключение принципиально отличается от оценки условий кристаллизации тех же комплексов пород, приводимых в работах Е. В. Шаркова (1975, 1980), который использовал для этих целей так называемую „обобщенную" систему Ол–Пл–Мпр–Кв.

Поправка на влияние CO_2, присутствующей в природных флюидах, существенно не изменит установленных термодинамических параметров и не повлияет на окончательные выводы. Так, например, при соотношении в системе $CO_2/H_2O = 0.2–0.3$ поправка по давлению не превысит нескольких сотен бар (не больше 500), а по температуре – десятков градусов (не больше 50), что соответствует экспериментам Холловея (Hollowey, 1973), представленным на рис. 4.8.

Кроме того, с применением разработанных моделей корректно доказано образование троктолитов кристаллизационной дифференциацией расплавов определенного исходного состава (Борисова, Дубровский, 1988) вопреки взглядам А. А. Ефимова (1985).

Таким образом, применение разработанных моделей для парагенетического анализа, даже без учета присутствия CO_2, вполне правомочно, учитывая их полуколичественный характер. Но относиться к значениям термодинамических параметров следует как к оценочным, а не как абсолютным.

В заключение еще раз необходимо подчеркнуть, что разработанные модели применимы не только к оливиннормативным породам, но и к кварцнормативным – гранитоидам, поскольку в них совмещены две соответствующие подсистемы и возможно прослеживание процесса магматической кристаллизации от оливинов до „гранитной" котектики („эвтектике"). Поэтому особенно эффективно их применение к дифференцированным комплексам, сложенным широким спектром пород – от оливинитов до гранитов.

Методические приемы использования разработанных моделей для решения конкретных петрологических задач на примере гранитоидов изложены в работе (Дубровский, 1987а), а на примере ультраосновных–основных дифференцированных комплексов – в работе (Борисова, Дубровский, 1988).

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты и выводы проведенных исследований могут быть сформулированы в следующем виде.

1. На основе главных признаков построения классификационных схем (Заварицкий, 1956) и наличия предварительного макета петрохимической классификации плутонитов (Дубровский, 1987б) разработана рациональная петрохимическая классификация алюмосиликатных горных пород и показано место в ней оливиннормативных пород нормальной щелочности. Предложены два новых таксономических элемента: отряд, располагающийся между классом и группой, и род – между видом и семейством. По отношению $Ca'/(Fe_1^{2+} + Mg)$ выделено два отряда: 1) железомагнезиальный, в котором это отношение меньше единицы, что предопределяет наличие в норме (и в реальных минеральных ассоциациях) Опр и (или) Ол, и 2) кальциевый, который характеризуется значениями этого отношения больше единицы и отсутствием Опр и (или) Ол.

Под родом понимается ассоциация горных пород, образованная из одного исходного расплава (или субстрата) дифференциацией (или селективным плавлением, или метасоматозом).

По-новому определяются такие таксоны, как семейство, вид и разновидность горных пород.

2. Доказано, что оливиннормативные породы нормальной щелочности могут быть описаны минальной системой I–II.В.1–8 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O, представляющей собой комбинацию двух минальных систем: кварцнормативной I – Кв–Ор–Аб–Ан–Эн–Фс–Во–H_2O и оливиннормативной II – Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Эн–Фс–Во–H_2O, поскольку последняя характеризуется перитектическим типом главных фазовых реакций с кварцнормативным расплавом и поэтому ее сложно (если невозможно) рассматривать в отрыве от первой.

3. На основании природных наблюдений над флюидными включениями и экспериментально-теоретических моделей интрузий (перемещения) и кристаллизации расплавов с различным содержанием летучих компонентов показано, что кристаллизация плутонических пород начинается и происходит при полном насыщении расплава и в присутствии свободной летучей фазы (флюида). Следовательно, для решения петрологических задач, касающихся природных объектов, применимы физико-химические модели расплавных систем, фазовые равновесия в которых определяются давлением флюида или в простейшем случае водой.

4. Показано, что состав главных породообразующих минералов оливиннормативных пород – полевых шпатов, пироксенов, оливинов и части амфиболов – выражается миналами выбранной системы. Кроме того, в породах данного петрохимического семейства присутствуют и „чужие" фазы – слюды, амфиболы, лейцит, шпинель, $Во_{тв.\ р.}$, для выражения состава которых необходимы миналы других родов, что усложняет как анализ фазовых превращений, так и построение диаграмм состояния.

5. Произведен геометрический физико-химический анализ частных систем, слагающих общую систему, с учетом всех экспериментальных данных по ним и построены их диаграммы состояния ликвидус-солидусной области в интервале водного давления 0–10 кбар. Всего проанализировано 153 системы: 29 – трехкомпонентных, 46 – четырехкомпонентных, 45 – пятикомпонентных, 26 – шестикомпонентных, 7 – семикомпонентных, и в результате построена P_{H_2O}–T проекция полной системы. В работе описаны не все разработанные модели-диаграммы.

Для практического применения моделей построено восемь изоплетических сечений системы 7.6, четыре из которых можно использовать для парагенетического анализа бескалиевых пород, и одно сечение полной системы для сиенитоидов. Применение даже таких полуколичественных моделей поставит петрологические исследования на новую ступень и позволит глубже понять физико-химическую сущность процессов породообразования, без чего невозможно понять сущности процессов рудообразования.

6. Использование разработанных моделей для проведения парагенетического анализа даже без учета других летучих вполне корректно, принимая во внимание их полуколичественный характер и рассматривая полученные термодинамические параметры как оценочные. Кроме того, очень важно, что эти модели применимы не только к оливиннормативным породам, но и к кварцнормативным – гранитоидам, поскольку в этих моделях совмещены две соответствующие подсистемы и возможно прослеживать процессы магматической кристаллизации от оливинов до гранитной котектики. Поэтому особенно эффективно их применение к дифференцированным комплексам, сложенным широким спектром пород – от оливинитов до гранитов.

7. В процессе физико-химического анализа диаграмм состояния некоторых частных систем были выявлены важные их особенности, на которые петрологи до этого не обращали внимание:

а) в системе Фо–Фа–Кв в зависимости от соотношения Фо и Фа (или $f^{Ол}$) происходит смена перитектических и эвтектических взаимоотношений Ол с Опр и Опр с Кв на обратные (см. рис. 5.25);

б) установлено, что существует строгий порядок появления на ликвидусе промежуточного соединения в соответствующих субсистемах: раньше оно должно появиться в „своей" подсистеме, и в связи с этим проще и строже определяется характер фазовых переходов при распространении объема кристаллизации этого соединения из одной субсистемы в другую;

в) обоснована принадлежность системы Фо–Фа–Ди–Гед к тройной взаимной системе, что в сочетании с Кв позволило разобраться в фазовых превращениях „пироксеновой трапеции", которая в системе Кв–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O является частным сечением (см. рис. 5.45).

ЛИТЕРАТУРА

Анализы минералов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1983. С. 326.

Аносов В. Я., Озерова М. И., Фиалков Ю. Я. Основы физико-химического анализа. М.: Наука, 1976. С. 504.

Бакушкин Е. М. Авгит и керсутит пород нюсюкских интрузий // Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1977. С. 34–44.

Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. М.: ИЛ, 1956. С. 414.

Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород: Чтения памяти В. И. Вернадского. 1962. IV. С. 20.

Бейли Д. Плавление в глубинных зонах коры // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 303–310.

Бердников Н. В., Приходько В. С. Флюидный режим щелочно-базальтоидных магм // Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещ. Л., 1981. С. 105–106.

Бернэм К. Уэйн. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 425–467.

Богатиков О. А., Махоткин Ю. Л., Кононова В. А. Лампроиты и их место в систематике высокомагнезиальных калиевых пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 3–10.

Бойд Ф. Р., Шерер Дж. Ф. Разрез $MgSiO_3$–$CaMgSi_2O_6$ // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: ИЛ, 1963. С. 353–358.

Борисова В. В. Ультраосновные массивы северо-западной части гранулитового пояса Кольского полуострова // Магматические формации и рудоносность базит-гипербазитов Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1980. С. 77–89.

Борисова В. В., Дубровский М. И. Геологическое строение и петрогенезис троктолитов массива горы Каскомы (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 68–78.

Бурдэ Б. И. Оценка содержания карбонатов в главных типах магматических пород // ДАН СССР. 1989. Т. 304, № 1. С. 175–179.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. М.: Мир, 1965а. 372 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. М.: Мир, 1965б. 406 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1966а. 318 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. Каркасные силикаты. М.: Мир, 1966б. 482 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. Несиликатные минералы. М.: Мир, 1966в. 408 с.

Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

Докучаева В. С. Сосуществующие оливин, ромбический и моноклинный пироксены в породах Мончегорского плутона // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 43–51.

Докучаева В. С. О составе оливина из расслоенных интрузивов Мончегорского района // Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1977. С. 3–10.

Докучаева В. С. Ромбический пироксен из вкрапленных медно-никелевых руд Мончегорского плутона // Новые данные по минерализации медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1978. С. 25–31.

Докучаева В. С. Минеральные парагенезисы массива Застейд II // Минералы и парагенезисы минералов медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1982. С. 15–22.

Докучаева В. С., Ефимов М. М. Главные петрохимические черты и эволюция базит-гипербазитового магматизма Кольского региона // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987. С. 5–14.

Доливо-Добровольский В. В. Типы инвариантных точек физико-химических систем и геометрия порядка // Очерки физ.-хим. петрологии. Т. 2. М: Наука, 1970. С. 281–296.

Дубровский М. И. Петрохимический пересчет для гранитоидных пород // Вопросы петрохимии. Л.: 1969. С. 148–150.

Дубровский М. И. Гранитные эвтектики, минимумы и магмы // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971. С. 54–68.

Дубровский М. И. Система альбит–анортит–ортоклаз // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978а. № 6. С. 20–32.

Дубровский М. И. Двуполевошпатовый термобарометр для магматических пород // Докл. АН СССР, 1978б. Т. 241. № 5. С. 1175–1178.

Дубровский М. И. Методические рекомендации: ,,Рациональная классификация амфиболов и метод расчета их кристаллохимических формул на минальные". Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1981. 64 с.

Дубровский М. И. Гранитные системы и граниты. Л.: Наука, 1984. 350 с.

Дубровский М. И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л.: Наука, 1987а. 256 с.

Дубровский М. И. Петрохимическая классификация алюмосиликатных плутонических горных пород. (Препринт). Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987б. 38 с.

Дубровский М. И. Фазовая диаграмма части системы Лар–Фо–Нф–Кв (расширенный ,,базальтовый" тетраэдр) при 1 атм. (Препринт). Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1989. 34 с.

Елисеев Н. А. К вопросу о классификации нефелиновых горных пород // ЗВМО. 1957. Ч. 86, № 5. С. 629–631.

Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

Ефимов А. А. Природа троктолита // ДАН СССР. 1985. Т. 281, № 6. С. 1419–1423.

Жангуров А. А., Петров В. П., Смолькин В. Ф., Волошина З. М., Смирнова Т. Н. Пироксены дифференцированных интрузивов Печенги // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 52–61.

Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 420 с.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 480 с.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 480 с.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 384 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 Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

Йодер Х. С., Стюарт Д. Б., Смит Дж. Р. Тройные полевые шпаты // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: ИЛ. 1963. С. 330–342.

Кадик А. А. Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности: Автореф. докт. дис. М.: Изд-во ГЕОХИ АН СССР, 1973. 62 с.

Кадик А. А. Вода и углекислота в магматических процессах // Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975. С. 5–32.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 268 с.

Каменецкий В. С., Соболев А. В., Клоккиати Р., Кононкова Н. Н. Определение содержания магматической H_2O в гавайитовом расплаве вулкана Этна (о. Сицилия) // Геохимия магматических пород. XII семинар (тез. докл.). М.: Изд-во ГЕОХИ АН СССР, 1986. С. 51–52.

Керн Р., Вайсброд А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М.: Мир, 1966. 278 с.

Кнауф В. В. Зависимость количества и состава минералов парагенезиса от состава породы и возможности минеральной термобарометрии // ЗВМО. 1982. Т. III, № 4. С. 467–474.

Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.

Котов Н. В., Донских А. В., Шинкарев Н. Ф. Петрогенетические взаимоотношения основных и щелочных пород (по экспериментальным данным). Л.: Изд-во ЛГУ, 1984. 132 с.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометалльности трансмагматических растворов // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967. С. 163–169.

Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука.1973а.288 с.

Коржинский Д. С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973б. № 12. С. 3–6.

Луцык В. И. Анализ поверхности ликвидуса тройных систем. М.: Наука, 1987. 150 с.

Магматические горные породы (классификация, номенклатура, петрография). Ч. 1–2. М.: Наука, 1983. 768 с.

Магматические горные породы (щелочные породы). М.: Наука, 1984. 416 с.

Магматические горные породы (основные породы). М.: Наука, 1985. 488 с.

Магматические горные породы (ультраосновные породы). М.: Наука, 1988. 508 с.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.

Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20–27.

Марфунин А. С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение // М.: Изд-во АН СССР, 1962. 275 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып. 78).

Минералы. Справочник. Диаграммы фазовых равновесий. Вып. 1. Фазовые равновесия, важные для природного минералообразования. М.: Наука, 1974. 514 с.

Митчелл Р. Х. Лампроиты – семейство щелочных горных пород // ЗВМО. 1988. Ч. 117, вып. 5. С. 575–586.

Муан А. Кристаллизация в силикатных системах // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 84–135.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 338 с.

Новгородов П. Г., Шкодзинский В. С. Эксперименты по плавлению гранита в смеси H_2O–CO_2 и некоторые вопросы гранитообразования // Геохимия. 1974. № 5. С. 741–750.

Новиков Г. В., Патук М. И. Существуют ли „свободный окисел" и „свободный сульфид" в равновесных силикатных расплавах? // Эксперимент в минералогии. М.: Наука, 1988. С. 53–63.

Осокин А. С. Типоморфизм пироксенов из гипербазитов северо-восточного обрамления Печенги // Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1979. С. 15–25.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.

Перчук Л. Л., Александров А. Л. Расчет изобарических диаграмм для двуполевошпатового равновесия // Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976. С. 5–10.

Понаморева А. П., Налетов Б. Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. Новосибирск: Наука, 1979. 180 с.

Попов В. С. Растворение воды в магме и выделение ее из расплавов // Гранитообразование и летучие. Свердловск: Изд-во Уральского НЦ АН СССР, 1975. С. 55–64. (Тр. Ин-та геол. и геохимии. Вып. 120).

Радченко М. К. Ромбический пироксен из пород с медно-никелевым оруденением массива Федоровой тундры // Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1979. С. 31–36.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 2. Использование включений при изучении генезиса пород и руд. М.: Мир, 1987. 632 с.

Резанов И. А. Величина эрозии за историю Земли и природа катархейского метаморфизма // БМОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, № 4. С. 104–113.

Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.

Саргсян Г. О., Смолькин В. Ф. Условия кристаллизации габбро Печенгского никеленосного комплекса // Условия образования медно-никелевых руд. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1978. С. 43–55.

Сахама Т. Калиевые щелочные породы // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 112–127.

Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М.: Недра, 1968. 476 с.

Смолькин В. Ф. Оливин и клинопироксен Пильгуярвинского габбро-верлитового интрузива (Печенга) // Минералы и парагенезисы минералов. Л.: Наука, 1978. С. 55–71.

Соловьева И. П., Рябчиков И. Д., Муравицкая Г. Н., Волынец О. Н. Летучие в расплавах высококалиевых базальтоидов (на примере восточного Памира) // Геохимия магматических пород: XII семинар (тез. докл.). М.: Изд-во ГЕОХИ АН СССР, 1986. С. 95–97.

Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 544 с.

Стюарт Д. Б. Система $CaAl_2Si_2O_8$–SiO_2–H_2O // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: ИЛ, 1963. С. 342–345.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 592 с.

Трунин А. С. О методологии экспериментального исследования многокомпонентных солевых систем // Многофазные физико-химические системы. Новосибирск: Наука, 1980. С. 35–73.

Трунин А. С., Космынин А. С. Проекционно-термографический метод определения характеристик нонвариантных точек в пятерных конденсированных системах // Многокомпонентные системы. Физико-химический анализ, геометрия. Новосибирск: Наука, 1977. С. 128–137.

Ушакова Е. Н. Биотиты магматических пород. Новосибирск: Наука, 1980. 328 с.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Файф У. Несколько мыслей о гранитных магмах // Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 173–187.

Фонарев В. И., Графчиков А. А. Двупироксеновая геотермометрия (критический анализ) // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. 14. С. 118–136.

Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариации химического состава горных пород // Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 160–173.

Хлестов В. В. Флюидный режим земной коры и мантии // Геодинамические исследования. М.: Наука, 1975. № 3. С. 87–122.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 246 с.

Шарков Е. В. Опыт парагенетического анализа основных и ультраосновных пород расслоенных интрузий // ЗВМО. 1975. № 4. С. 380–388.

Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 186 с.

Шарков Е. В. Физико-химические аспекты образования анортозитов // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 235–245.

Шерер Дж. Ф., Йодер Х. С. (мл.). Природа остаточных жидкостей при кристаллизации и данные по системе нефелин–диопсид–кремнезем // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: ИЛ, 1963. С. 11–26.

Шерер Дж. Ф., Моримото Н. Системы, содержащие оливины, пироксены и полевые шпаты // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: ИЛ, 1963. С. 430–433.

Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1970. 247 с.

Шинкарев Н. Ф., Иваников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 272 с.

Штейнберг Д. С. О классификации магматитов. М.: Наука, 1985. 160 с.

Щекина Т. И., Граменицкий Е. Н., Юдинцев С. В. Экспериментальное изучение плавления миаскитов Ильменогорского массива // Геохимия. 1984. № 10. С. 1443–1457.

Щелочные породы. (ред. Х. Серенсен). М.: Мир, 1976. 400 с.

Щербина В. В. Новые данные по физико-химии силикатных расплавов // Проблемы минералогии и петрологии. Л.: Наука, 1972. С. 30–35.

Элерс Э. Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. М.: Мир, 1975. С. 300.

Эпельбаум М. Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 255 с.

Яковлева А. К. Морфология и генезис ортопироксенов из метаморфических гипербазитов Аллареченского района // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 32–42.

Яковлева А. К., Орсоев Д. А. О типоморфизме ортопироксенов основных пород Ловнозерского месторождения // Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1979. С. 3–15.

Ярошевский А. А., Ионов Д. А., Миронов Ю. В. и др. Петрография и геохимия Иоко-Довыренского дунит-троктолит-габбро-норитового расслоенного массива (Северное Прибайкалье) // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1981. С. 86–117.

Allen W. C., Snow R. B. The orthosilicate–iron oxide portion of the system $CaO–FeO–SiO_2$ // J. Amer. Ceram. Soc. 1955. Vol. 38. P. 264–280.

Andersen O. The system anortite–forsterite–silica // Amer. J. Sci. 1915. Vol. 39. P. 407–454.

Belkin H. E., De Vivo B., Roedder E., Cortini M. Fluid inclusion geobarometry from ejected Mt. Somma–Vesuvius nodules // Amer. Miner. 1985. Vol. 70. P. 288–303.

Benna P., Bruno E., Faccinelli A. X-ray determination and equilibrium composition of clinopyroxenes in the system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ // Contrib. Miner. Petrol. 1981. Vol. 78. P. 272–278.

Biggar G. M. A re-assessment of phase equilibria involving two liquids in the system $K_2O–Al_2O_3–FeO–SiO_2$ // Contrib. Miner. Petrol. 1983a. Vol. 82. P. 274–283.

Biggar G. M. Crystallization of plagioclase augite and olivine in synthetic systems and in tholeiites // Miner. Mag. 1983b. Vol. 47. P. 161–176.

Biggar G. M., Humphries D. J. Experimental data for compositions in the system $CaO–Na_2O–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ // Progr. Exper. Petrol. 5-th Progr. Rept. Res. 1978–1980. Swindon, 1981. P. 147.

Biggar G. M., Humphries D. J. The plagioclase, forsterite, diopside, liquid equlibrium in the system $CaO–Na_2O–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ // Miner. Mag. 1981. Vol. 44. P. 309–314.

Bottinga Y., Richet P. Thermodynamics of liquid silicates, a preliminary report // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 382–400.

Bottinga Y., Weill D. F., Richet P. Thermodynamic modeling of silicate melts // Thermodyn. Miner. Melts. New York e. a., 1981. P. 207–245.

Bowen N. L. The ternary system diopside–forsterite–silica // Amer. J. Sci. 1914. Vol. 38. P. 207–264.

Bowen N. L. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic. and related magmas // Amer. J. Sci. 1915. Vol. 40. P. 161–185.

Bowen N. L. Recent high temperature research in silicates and its significance in igneous geology // Amer. J. Sci. 1937. Vol. 193. P. 1–21.

Bowen N. L., Andersen O. The binary system $MgO–SiO_2$ // Amer. J. Sci. 1914. Vol. 37. P. 487–500.

Bowen N. L., Schairer J. F. The system $FeO–SiO_2$ // Amer. J. Sci. 1932. Vol. 24. P. 177–213.

Bowen N. L., Schairer J. F. The system $MgO–FeO–SiO_2$ // Amer. J. Sci. 1935. Vol. 29. P. 151–217.

Bowen N. L., Schairer J. F. The system albite–fayalite // Proc. Nat. Acad. Sci. 1936. Vol. 22. P. 345–350.

Bowen N. L., Schairer J. F. Crystallization equilibrium in nepheline–albite–silica mixtures with fayalite // J. Geol. 1938. Vol. 46. P. 397–411.

Bowen N. L., Schairer J. F., Posnjak E. The system $CaO–FeO–SiO_2$ // Amer. J. Sci. 1933. Vol. 26. P. 193–284.

Boyd F. R., England I. L. Инверсия ромбический энстатит–клиноэнстатит // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 177–179.

Brown W. L., Parsons J. Calorimetric and phase–diagram approaches to two-feldspar geothermometry: a critique // Amer. Miner. 1985. Vol. 70. P. 356–361.

Bruno E. Clinopyroxenes solid solutions in the system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$. A review // Period. Miner. 1983. Vol. 52. P. 303–325.

Cao Rong-Iong, Ross C., Ernst W. G. Experimental studies to 10 kb of the bulk composition $tremolite_{50}$–$tschermakite_{50}$+excess H_2O // Contrib. Miner. Petrol. 1986. Vol. 93. P. 160–167.

Carlson W. D. Subsolidus phase equlibria on the forsterite-saturated join $Mg_2Si_2O_6–CaMgSi_2O_6$ at atmospheric pressure // Amer. Miner. 1988. Vol. 73. P. 232–241.

Cawthorn R. G. Some chemical controls on igneous amphibole compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. Vol. 40. P. 1319–1328.

Cawthorn R. G. Melting relations in part of the system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–Na_2O–H_2O$ under 5 kb pressure // J. Petrol. 1976. Vol. 17. P. 44–72.

Clark S.P., Schairer J.F., Neufville J. Phase relations in the system $CaMgSi_2O_6$–$CaAl_2SiO_6$–SiO_2 // Carnegie Inst. Wash. Yerb. 61. 1961–1962. P. 59–68.

De Vries R.S., Osborn E.F. Phase equilibria in high-alumina part of the system CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2 // J. Amer. Ceram. Soc. 1957. Vol. 40. P. 6–15.

De Wys E.S., Foster W.R. The system diopside–anorthite–akermanite // J. Amer. Ceram. Soc. 1956. Vol. 2. P. 736–743.

Dubrovskiy M. J. The albite–anorthite–orthoclase system // Int. Geol. Rev. 1979. Vol. 21, N 12. P. 1416–1426.

Edgar A.D. Phase equilibrium relations in the system $CaMgSi_2O_6$ (diopside)–$NaAlSiO_4$ (nepheline)–$NaAlSi_3O_8$ (albite)–H_2O at 1.000 kg/cm² water vapor pressure // Amer. Miner. 1964. Vol. 49. P. 573–585.

Ernst W.G. Stability relations of glaucophane // Amer. J. Sci. 1961. Vol. 10. P. 738–765.

Ferguson J.B., Merwin H.E. The ternary system CaO–MgO–SiO_2 // Amer. J. Sci. 1919. Vol. 48. P. 81–113.

Fisher R.A. Твердые растворы железомагнезиальных оливинов // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 101–108.

Fonarev V.I., Graphchikov A.A. Experimental study of Fe–Mg and Ca-distribution between coexisting ortho- and clynopyroxenes at P = 294 MPa, T = 750 and 800°C // Contrib. Miner. Petrol. 1982. Vol. 79. P. 311–318.

Foster W.R. The system $NaAlSi_3O_8$–$CaSiO_3$–$NaAlSiO_4$ // J. Geol. 1942. Vol. 50. P. 152–173.

Freestone I.S., Powell R. The low temperature field of liquid immiscibility in the system K_2O–Al_2O_3–FeO–SiO_2 with special reference to the join fayalite–leucite–silica // Contrib. Miner. Petrol. 1983. Vol. 82. P. 291–299.

Gasparik T. Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2 // Contrib. Miner. Petrol. 1984. Vol. 87. P. 87–97.

Gerlach T.M. Exsolution of H_2O, CO_2 and S during eruptive episodes at Kilauea volcano, Hawaii // J. Geophys. Res. 1986. Vol. B91. P. 12177–12185.

Ghiorso M.S. Activity composition relations in the ternary feldspars // Contrib. Miner. Petrol. 1984. Vol. 87. P. 282–296.

Gilbert M.C., Helz R.T., Popp R.K., Spear F.S. Experimental studies of amphibole stability // Rev. Miner. 1982. Vol. 9B. P. 229–353.

Green N.L., Usdansky S.I. Ternary-feldspar mixing relations and thermobarometry // Amer. Miner. 1986. Vol. 71. P. 1100–1108.

Helz R.T. Phase relations of basalts in their melting ranges at P_{H_2O}=5 kbar. Part 2. Melt compositions // J. Petrol. 1976. Vol. 17. P. 139–193.

Henderson C.M.B.Graphical analysis of phase equilibria in An–Ab–Or // Progr. Exp. Petrol. 6-th Progr. Pept. Res. N. E. R. C. 1981–1984. Cambridge, s. a. P. 70–78, 92–100.

Herzberg C.T. Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relation involving pyroxenes in the system CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2 // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 945–957.

Holloway J.R. The system pargasite–H_2O–CO_2: a model for melting of a hydrous mineral with a mixed volatile. 1. Experimental results to 8 kbar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. P. 651–666.

Holloway J.R., Jakobsson S. Volatile solubilities in magmas: transport of volatiles from mantles to planet surfaces // J. Geophys. Res. 1986. Vol. B91. P. 505–508.

Huckenholz H.G., Schairer J.F. and Yoder H.S., Jr. Synthesis and stability of ferri-diopside // Carnegie Inst. Wash. Yearbook. 66. 1966–1967. P. 335–347.

Huebner J.S., Turnock A.C. The melting relations at 1 bar of pyroxenes composed largely of Ca-Mg- and Fe-bearing component // Amer. Miner. 1980. Vol. 65. P. 225–269.

Humphries D.J., Biggar G.M. Experimental data for compositions in the system CaO–MgO–FeO–Al_2O_3–SiO_2 // Progr. Exp. Petrol. 5-th. Progr. Rept. Res. 1987–1980. Swindon, 1981. P. 148–160.

Jenkins D.M. Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks // Contrib. Miner. Petrol. 1983. Vol. 83. P. 375–384.

Jenkins D.M. Synthesis and characterization of tremolite in the system H_2O–CaO–MgO–SiO_2 // Amer. Miner. 1987. Vol. 72. P. 707–715.

Kretz R. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46. P. 411–421.

Kushiro I. The system forsterite–diopside–silica with and without water at high pressures // Amer. J. Sci. Vol. 267A, 1969. P. 269–294.

Kushiro I. Система Di–Fo–En при давлении 20 кбар // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 200–208.

Kushiro I. Determination of liquidus relations in synthetic silicate systems with electron probe analysis: the system forsterite–diopside–silica at 1 atmosphere // Amer. Miner. 1972a. Vol. 57. P. 1260–1271.

Kushiro I. The system Mg_2SiO_4–$CaAl_2Si_2O_8$–SiO_2 at 10 kbar // Carnegie Inst. Wash. 1972b. Yearbook. 71. P. 357–359.

Kushiro I. On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis: regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals // Amer. J. Sci. 1975. Vol. 275. P. 411–431.

Kushiro I., Schairer J.F. Новые данные по системе диопсид–форстерит–кремнезем // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969. С. 52–62.

Kushiro I., Yoder H.S., Jr. Реакция между Fo и An при высоких давлениях // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 58–63.

Langmuir C.H., Hanson G.N. Calculating mineral-melt equilibria with stoichiometry, mass balance, and single-component distribution coefficients // Thermodyn. Miner. and Melts. New York. 1981. P. 247–271.

Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Can. Miner. 1978. Vol. 16. P. 501–520.

Lindsley D.H. Соотношения в системе FeO–SiO_2 в зависимости от температуры и давления // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971а. С. 108–112.

Lindsley D.H. Система Hd–Fs при высоких *P* и *T* // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971б. С. 112–116.

Lindsley D.H. *P–T* диаграмма для части системы Ks–SiO_2 // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971в. С. 119–122.

Lindsley D.H. Ферросилит // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 142–144.

Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Miner. 1983. Vol. 68. P. 477–493.

Longhi J., Pan V. A reconnaisance study of phase boundaries in low-alkali basaltic liquids // J. Petrol. 1988. Vol. 29. P. 115–147.

Lofgren G.E., Gooley R. Simultaneous crystallization of feldspar intergrowths from the melt // Amer. Miner. 1977. Vol. 62. P. 217–228.

Luth W.C. Studies in the system $KAlSiO_4$–Mg_2SiO_4–SiO_2–H_2O (inferred phase relations and petrologic applications) // J. Petrol. 1967. Vol. 8. P. 372–416.

Maresh W.V., Medenbach O., Rudolph A. Winchite and actinolite-glaucophane missibility gap // Nature. 1982. Vol. 296. P. 731–732.

Maury R.C., D'Arco P., Brousse R. Temperatures et fugacites d'oxygene des magmas intermediaires et differencies du Mont-Dore // Bul. Soc. Geol. France. 1980. Vol. 22. P. 242–245.

Modreski P.J., Boettcher A.L. The stability of phlogopite + enstatite at high pressures: A model for micas in the interior of the earth // Amer. J. Sci. 1972. Vol. 272. P. 852–869.

Modreski P.J., Boettcher A.L. Phase relationship of phlogopite in the system K_2O–MgO–CaO–Al_2O_3–H_2O to 35 kbars: A better model for micas in the interior of the earth // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273. P. 385–414.

Mori T., Biggar G.M. The composition of the liquid in the assemblage L+ + Fo+ Di_{ss}+ En_{ss}+ Pl in the system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ at atmospheric pressure // Progr. Exp. Petrol. 1978–1980. 1981. P. 144–147.

Morse S.A. Nepheline–kalsilite–silica at 5 kb P_{H_2O} // Carn. Inst. Wash. Yearbook. 68. 1969. P. 112–120.

Morse S.A. Alkali feldspars with water at 5 kb pressure // J. Petrol. 1970. Vol. 11. P. 221–251.

Muan A., Osborn E.F. Phase equilibria at liquidus temperatures in the system $MgO–FeO–Fe_2O_3–SiO_2$ // J. Amer. Ceram. Soc. 1956. Vol. 39. P. 121–140.

Mysen B.O., Ryerson F.J., Virgo D. The influence of TiO_2 on the structure and derivative properties of silicate melts // Amer. Miner. 1980. Vol. 65. P. 1150–1165.

Na K.C., McCauley M.L., Crisp J.A., Ernst W.G. Phase relations to 3 kbar in the systems edenite+ H_2O and edenite+ excess quartz+ H_2O // Lithos. 1986. Vol. 19. P. 153–163.

Nielsen L.R., Davidson P.M., Grove T.L. Pyroxene-melt equilibria: An updated model // Contrib. Miner. Petrol. 1988. Vol. 100. P. 361–373.

Oba T., Yagi K., Hariya Yu. Stability. relation of kaersutite. // Proc. 1-st. Int. Symp. Hydrotherm. React. Tokyo. March. 22–26, 1982. Tokyo. 1983. P. 659–668.

Onuma K. Liquidus phase relations on the join forsterite–anorthite–silica with 0.3 % $MgCr_2O_4$ in air at 1 atm // J. Jap. Assoc. Miner. Pétrol. and Econ. Geol. 1984. Vol. 79, N 10. P. 387–393.

Onuma K., Tohara T. Effect of chromium on phase relations in the join forsterite–anorthite–diopside in air at 1 atm // Contrib. Miner. Petrol. 1983. Vol. 84. P. 174–181.

Osborn E.F. The system $CaSiO_3$–diopside–anorthite // Amer. J. Sci. 1942. Vol. 240. P. 351–788.

Osborn E.F., Tait D.B. The system diopside–forsterite–anorthite // Amer. J. Sci. 1952. Bowen vol., Part. 2. P. 413–433.

Perkins D., Essene E.J., Westrum E.F.Jr., Wall V.J. Application of new thermodynamic data to grossular phase relations // Contrib. Miner. Petrol. 1977. Vol. 64. P. 133–147.

Presnall D.C. The join forsterite–diopside–iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas // Amer. J. Sci. 1966. Vol. 264. P. 753–809.

Presnall D.C. An algebraic method for determining equilibrium crystallization and fusion paths in multicomponent system // Amer. Miner. 1986. Vol. 71. P. 1061–1070.

Presnall D.C., Dixon S.A., Dixon J.R., O'Donnell T.H., Brenner N.L., Schrock R.L., Dycus D.W. Liquidus phase relations on the join diopside–forsterite–anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // Contrib. Miner. Petrol. 1978. Vol. 66. P. 203–220.

Price J.G. Ideal site mixing in solid solutions with an application to two-feldspar geothermometry // Amer. Miner. 1985. Vol. 70. P. 696–701.

Richet P., Bottinga Y. Anorthite, andesine, wollastonite, diopside, cordierite and pyrop: thermodynamics of melting, glass transitions, and properties of the amorphous phase // Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 415–432.

Richet P., Bottinga Y. Thermochemical properties of silicate glasses and liquids: a review // Rev. Geophys. 1986. Vol. 24. P. 1–25.

Roedder E. Low temperature liquid immiscibility in the system $K_2O–FeO–Al_2O_3–SiO_2$ // Amer. Miner. 1951. Vol. 36. P. 282–286.

Roedder P.L., Osborn E.F. Experimental data for the system $MgO–FeO–Fe_2O_3–CaAl_2Si_2O_8$ and their petrologic implications // Amer. J. Sci. 1966. Vol. 264. P. 428–480.

Saxena S.K. Problems of two-pyroxene geothermometry // Earth. Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65. P. 382–388.

Scarfe C.M., Luth W.C., Tuttle O.F. An experimental study bearing on absence of leucite in plutonic rocks // Amer. Miner. 1966. Vol. 51. P. 726–735.

Schairer J.F. The system $CaO–FeO–Al_2O_3–SiO_2$. Part 1. Results of quenching experiments on five joins // J. Amer. Ceram. Soc. 1942. Vol. 25. P. 241–274.

Schairer J.F. The System $K_2O–MgO–Al_2O_3–SiO_2$: I. Results of quenching experiments of four joins in the tetrahedron cordierite–forsterite–leucite–silica and on the join cordierite–mullite–potash feldspar // J. Amer. Ceram. Soc. 1954. Vol. 37. P. 501–593.

Schairer J.F. The alkali-feldspar join in the system $NaAlSiO_4–KAlSiO_4–SiO_2$ // J. Geol. 1950. Vol. 58. P. 512–517.

Schairer J.F., Bowen N.L. The binary system $CaSiO_3$–diopside and the relations between $CaSiO_3$ and akermanite // Amer. J. Sci. 1942. Vol. 240. P. 725–742.

Schairer J.F., Bowen N.L. The system anorthite–leucite–silica // Bul. Soc. Geol. Finl. 1947. Vol. 20. P. 67–87.

Schairer J.F., Bowen N.L. Melting relations in the systems $Na_2O–Al_2O_3–SiO_2$ and $K_2O–Al_2O_3–SiO_2$ // Amer. J. Sci. 1947. Vol. 245. P. 193–204.

Schairer J.F., Kushiro I. Система Di–Sp при атмосферном давлении и значение диопсид-шпинелевой ассоциации // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 63–66.

Schairer J.F., Yoder H.S. The system albite–forsterite–silica // Carnegie Inst. Wash. 1960a. Yearbook. 59. P. 69–70.

Schairer J.F., Yoder H.S. The nature of residual liquids from crystallization with data on the system nepheline–diopside–silica // Amer. J. Sci. 1960b. Vol. 258A. P. 273–283.

Schairer J.F., Yoder H.S., Jr. The system diopside–enstatite–silica // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1962. Vol. 61. P. 75–82.

Schairer J.F., Yoder H.S., Jr. Кристаллическое состояние и плавление простых щелочных базальтов // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: 1971а. С. 6–15.

Schairer J.F., Yoder H.S., Jr. Система Ab–An–Fo при давлении 1 атм. // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971б. С. 96–101.

Schwab R.G., Freisleben B. Fluid CO_2 inclusions in olivine and pyroxene and their behavior under high pressure and temperature conditions // Bul. Miner. 1988. Vol. 111. P. 297–306.

Semet M.P., Ernst W.G. Experimental stability relations of the hornblende magnesiohastingsite: summary // Bul. Geol. Soc. Amer. 1981. Part 1, Vol. 92, N 2. P. 71–74.

Smith D. Stability of the assemblage iron-rich orthopyroxene–olivine–quartz // Amer. J. Sci. 1971a. Vol. 271. P. 370–382.

Smith D. Iron-rich pyroxenes // Carnegie Inst. Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab. 1969–1970. Wash. D.C., 1971b. P. 285–290.

Spear F.S. NaSi⇄CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: an empirical model // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 72. P. 33–41.

Stewart D.B., Roseboom E.N. Lower temperature terminations of the three phase region plagioclase-alkali feldspar liquid // J. Petrol. 1962. Vol. 3. P. 280–315.

Thomas W.M. Stability relations of the amphibole hastingsite // Amer. J. Sci. 1982. Vol. 282. P. 136–164.

Turnock A.C. Preliminary results on melting relations of synthetic pyroxenes on diopside-hedenbergite join // Carnegie Inst. Wash. Yearbook. 61. 1961–1962. P. 82.

Turnock A.C. A pyroxene solvus section // Canad. Miner. 1970. Vol. 10. P. 744–747.

Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8–KAlSi_3O_8–SiO_2–H_2O$ // Geol. Soc. Amer. Mem. 1958. Vol. 74. 153 p.

Welch M.D., Graham C.M., Trim H. The reaction tremolite + albite⇄edenite + 4 quartz // Progr. Exper. Petrol. 1981–1984. 1984. P. 140–141.

Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Miner. 1965. Vol. 50. P. 1228–1272.

Wones D.R., Dodge F.C.W. The stability of phlogopite in the presence of quartz and diopside // Thermodyn. Geol. Dordrecht. Boston. 1977. P. 229–247.

Wones D.R., Gilbert M.C. Amphiboles in the igneous environment // Rev. Miner. 1982. Vol. B. P. 355–390.

Wyllie P.J., Huang W.L., Stern C.R., Maalφe S. Granitic magmas – possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences // Canad. J. Earth Sci. 1976. Vol. 13. P. 1007–1019.

Yang H.-Y., Foster W.R. Stability of iron-free pigeonite at atmospheric pressure // Amer. Miner. 1972. Vol. 57. P. 1233–1241.

Yoder H.S. Diopside–anorthite–water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism // Carnegie Inst. Wash. Yearbook. 64. 1964–1965. P. 82–89.

Yoder H.S. Jr. Contemporaneous rhyolite and basalt // Carnegie Inst. Wash. Yearbook. 69. 1969–1970. P. 141–145.

Yoder H.S. Jr. Изучение системы Di–An–H_2O при давлении 5 и 10 кбар в связи с проблемами эксплозивного вулканизма // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 215–222.

Yoder H.S., Eugster H.P. Phlogopite synthesis and stability range // Geochim. Cosmochim. Acta. 1954. Vol. 6. P. 157–185.

Yoder H.S., Jr., Tilley C.E., Schairer J.F. Пироксеновый четырехугольник // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969. С. 37–52.

Yoder H.S., Jr., Tilley C.E., Schairer J.F. Изотермические сечения пироксенового четырехугольника // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 81–86.

Yoder H.S., Upton B.G.J. Diopside–sanidine–H_2O at 5 and 10 kb. // Carnegie Inst. Wash. Yearbook. 70. 1970–1971. P. 108–112.

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. Введение 3

2. Рациональная петрохимическая классификация алюмосиликатных горных пород и место в ней оливиннормативных пород нормальной щелочности 9

2.1. Основные принципы, методические приемы и понятия, применяемые при разработке классификации горных пород 9
2.2. Классификация отрядов горных пород на уровне групп, подгрупп, рядов и семейств 18
2.3. Классификация алюмосиликатных горных пород на уровне семейств, родов и видов 34
2.3.1. Кварцнормативная группа горных пород 36
2.3.2. Оливиннормативная группа горных пород 38
2.3.3. Нефелиннормативная группа горных пород 40

3. Выбор компонентов, системы и модельных условий для моделирования процессов образования оливиннормативных пород нормальной щелочности 47

3.1. Выбор компонентов и системы 47
3.2. Выбор модельных условий 49

4. Фазы – минералы оливиннормативных горных пород нормальной щелочности 57

4.1. Полевые шпаты и лейцит 57
4.2. Пироксены и пироксеноиды 59
4.3. Оливины 61
4.4. Шпинели 62
4.5. Амфиболы 63
4.6. Слюды 71

5. Геометрический физико-химический анализ частных систем и построение их диаграмм состояния – физико-химических моделей. Общая система 73

5.1. Трехкомпонентные системы 80
5.2. Четырехкомпонентные системы 93
5.3. Пятикомпонентные системы 120
5.4. Шестикомпонентные системы 136
5.5. Семикомпонентные системы 146
5.6. Общая система I–II, В. 1–8 – Кв–Ор–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O 167
5.7. Изоплетические сечения 171
5.7.1. Изоплеты системы 7,6 – Кв–Аб–Ан–Фо–Фа–Ди–Гед–H_2O 174
5.7.2. Изоплета общей системы 196

6. Заключение 201

Литература 204

Научное издание

Михаил Иванович Дубровский

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ (P_{H_2O}–Т–Х) МОДЕЛИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ ПОРОД НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Утверждено к печати
Геологическим институтом Кольского научного центра
Российской академии наук

Редактор издательства *Т. Н. Токарева*
Художник *И. П. Кремлев*
Технический редактор *В. В. Шиханова*
Корректоры *Г. Н. Мартьянова,*
Л. Б. Наместникова и *С. И. Семиглазова*

ИБ № 44960

Подписано к печати 06.04.93. Формат 60 x 90 1/16. Печать офсетная. Усл. печ. л. 14.00. Усл. кр.-от. 14,25. Уч.-изд. л. 15.73. Тираж 230. Тип. зак. № 2346. С 438.

Санкт-Петербургская издательская фирма ВО „Наука"
199034, Санкт-Петербург, В-34, Менделеевская лин., 1.

Санкт-Петербургская типография № 1 ВО „Наука"
199034, Санкт-Петербург, В-34, 9 линия, 12.

Для заметок